

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Integração de Dados Multifonte e Implicações para a Evolução Geológica e  
Metalogenética da Bacia de Castro, Paraná**

**IVAN PEREIRA MARQUES**

Tese apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação em Recursos Minerais e  
Hidrogeologia para obtenção do título de  
Doutor em Ciências

Área de concentração: Recursos Minerais  
e Meio Ambiente

Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Lena Virgínia  
Soares Monteiro

Coorientador: Prof. Dr. Gustavo Correa de  
Abreu

Coorientador externo: Dr. Craig A.  
Johnson (USGS)

SÃO PAULO

2023

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do  
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo  
Bibliotecária responsável pela estrutura de catalogação da publicação:  
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208

Marques, Ivan Pereira

Integração de dados multifonte e implicações para a evolução geológica e metalogenética da Bacia de Castro, Paraná / Ivan Pereira Marques; orientadora Lena Virginia Soares Monteiro; coorientador Gustavo Correa de Abreu e Craig A. Johnson. -- São Paulo, 2023.

277 p. : il. + apêndices + mapas

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Monteiro, Lena Virgínia Soares

Co-orient: Abreu, Gustavo Correa de

Co-orient: Johnson, Craig A.

1. Epitermal 2. Ouro 3. Bacia de Castro 4. IOCG  
5. Hematita I. Título

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**"Integração de Dados Multifonte e Implicações para a Evolução  
Geológica e Metalogenética da Bacia de Castro, Paraná"**

**IVAN PEREIRA MARQUES**

Orientadora:  
Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Tese de Doutorado

**Nº 667**

COMISSÃO JULGADORA

Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro

Dr. Francisco José Fonseca Ferreira

Dr. José Carlos Sícoli Seoane

Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

Dra. Ângela Suélem Rocha Veloso

SÃO PAULO  
2023



## DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos geólogos do futuro, meus sobrinhos, Cecília e Ítalo.



## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a YHWH, que me deu o sopro da vida, forças e inspiração durante este trabalho. Sem Ele nada seria possível, portanto sou totalmente grato.

Aos meus familiares, das famílias Monteiro Pereira e Medina Marques, por todo o incentivo durante o período de elaboração desta tese. Em especial agradeço aos meus pais Paulo Medina Marques e Ana Maria Monteiro Pereira, que desde cedo incentivaram minha paixão por ciências e geologia. Meus irmãos Tiago Pereira Marques e Luísa Pereira Marques, que também compartilham do gosto pelas ciências e da minha sorte de crescer em um lar no qual a educação é valorizada. Agradeço aos meus queridos sobrinhos Cecília Marques Pelícia e Ítalo Marques Pelícia, atuais entusiastas da geologia, por tornarem este laborioso período da minha vida mais leve e divertido.

A minha noiva, Ianny da Silva Vieira, por todo carinho e paciência durante o desenvolvimento deste trabalho. Seu apoio foi fundamental por me dar disposição para a elaboração deste volume. Também a agradeço pelas discussões referentes a este volume.

Sou grato pela dedicação e pela confiança em mim depositada por meus orientadores. Tenho a honra de ter Lena Virgínia Soares Monteiro como minha orientadora durante dez anos, a qual foi peça fundamental no meu desenvolvimento como geólogo e indivíduo. Também é uma pessoa pela qual nutro enorme carinho e admiração. Agradeço imensamente Gustavo Correa de Abreu, o qual deu contribuições fundamentais para este trabalho desde o projeto inicial, por ser um grande geólogo e amigo, por quem tenho grande apreço e respeito. E também sou muitíssimo grato a Craig A. Johnson, pela calorosa recepção no Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Survey*), por sua amizade e pelo grande auxílio com as técnicas de isótopos estáveis.

Agradeço aos professores Rafael Rodrigues de Assis e João Batista Moreschi pelas valorosas contribuições no exame de qualificação, as quais muito auxiliaram no desenvolvimento deste trabalho.

Sou grato ao Instituto de Geociências e a Universidade de São Paulo neste ciclo de quinze anos. Em especial, agradeço a Rainer Aloys Schultz-Güttler, meu orientador da graduação, que neste trabalho me auxiliou com discussões sobre difração de raios X, unakita e *lithophysae*. Também o agradeço pelo empréstimo da balança de precisão na qual pesei os minerais separados para as análises de isótopos estáveis. A Francisco José Fonseca Ferreira, por ministrar “Processamento e Interpretação de Dados Aerogeofísicos” e pelas discussões dos resultados preliminares do processamento de dados aerogeofísicos. A Frederico Meira Faleiros por ministrar a disciplina “Inclusões fluidas: ocorrência, análise e interpretação” e pela disponibilidade dos dados de inclusões fluidas da Bacia de Castro obtidas durante a disciplina. Aos professores Miguel Angelo Stipp Basei e José Viramonte pela disciplina “Vulcanismo e Tectônica: o magmatismo recente dos Andes Centrais” e discussões relacionadas sobre sistemas vulcânicos. A Caetano Juliani agradeço pelas pertinentes discussões e várias excelentes disciplinas ministradas sobre temas relevantes ao desenvolvimento desta tese. Também o agradeço por me emprestar o conjunto de pinças que foi utilizada na separação de minerais e pelas informações obtidas junto a empresa Anglo American sobre os prospectos de metais base na Bacia de Castro.

Agradeço também aos muitos amigos que fiz na universidade durante toda minha jornada acadêmica, em especial: João Paulo Abujamra, Leandro Galvanese Kuhlmann, Eduardo Henrique de Moraes Takafuji, Gustavo Zanco Ramos, Francisco Sene Rios, Angélica de Oliveira Miranda, Gabriel Zinato Rosa, Luiz Antonio Urtiga e Silva, Cassandra Terra Barbosa, Eduardo Yuji Yamagata, Ângela Suelem Rocha Veloso, Soraya Damasceno Sousa, Claudia do Couto Tokashiki, Carlos Mario Echeverri Misas, Diego Felipe Gomez Gutierrez, Thiago Azanha e Marina Luna. A minha amiga Andressa Roberta Borotti, eu agradeço especialmente pelo incentivo ao longo do desenvolvimento deste volume e discussões sobre materiais gemológicos e seu aproveitamento. Ao meu amigo Arthur Endlein Correia um agradecimento especial pela disponibilização e suporte da nova versão do *software OpenStereo*.

Sou grato ao Serviço Geológico do Brasil – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, pela liberação para realização deste doutorado. Agradeço a Felipe Brito Mapa, Bruno Boito Turra, Luis Carlos Melo Palmeira e Rafael Bittencourt

Lima, colegas os quais participaram das etapas de campo dos projetos “Áreas de relevante interesse mineral – Vale do Ribeira” e “Evolução Geológica e Metalogenética das bacias vulcanossedimentares do Ediacarano-Cambriano nas províncias Mantiqueira e Borborema”, desenvolvidos na Bacia de Castro. As discussões e ideias destes profissionais foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho. A José Carlos Garcia Ferreira, Márcio José Remédio, Júlio César Andreolli Caliento, Lauro Gracindo Pizzatto e Fabrizio Prior Caltabellotta pelo apoio a nível de superintendência e diretoria. Agradeço a Márcio José Remédio por também serrar e fotografar as primeiras *lithophysae* encontradas. Agradeço a Fabrizio Prior Caltabellotta também pelo envio de material impresso e amostras para os Estados Unidos da América. A Mauricio Pavan Silva e Elizete Domingues Salvador pelos suporte gerencial e apoio durante o desenvolvimento desta tese. A Arivane Moraes Alves e Danielli Lucena do Nascimento por todo auxílio com a burocracia interna da instituição. A Luiz Gustavo Rodrigues Pinto e Rafael Ribeiro Severino pelas discussões e por dados geofísicos da Bacia de Castro. A Mônica Mazzini Perrotta e equipe pela coleta e tratamento dos dados hiperespectrais de amostras. A Joseneusa Brilhante Rodrigues pela paciência com os relatórios da CAPTEC e pelos dados de geocronologia. A Vidyã Vieira de Almeida pelas discussões referentes aos dados de geocronologia. A Anderson Dourado Rodrigues da Silva pelos dados das análises de isótopos estáveis de enxofre. A Rodrigo Soares Vieira dos Santos pelo excelente curso “Introdução ao *Google Earth Engine*”. Agradeço também aos colegas da Superintendência de Manaus pela paciência com minha atenção dividida entre esta tese e o projeto do qual participo atualmente, em especial aos colegas Sérgio Roberto Almada da Silva e Suzana Laís Castro de Oliveira do projeto “Geologia e Potencial Mineral sudeste do Amazonas, região do Rio Sucunduri - Folha Rio Acari - SB.21-Y-C”.

Agradeço ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Survey*) e aos seus profissionais, que me receberam de braços abertos. A excelência de seus laboratórios e do seu corpo técnico foram fundamentais para o desenvolvimento das análises aqui apresentadas. Agradeço em especial a William M. Benzel pelas análises de difração de Raios X.

Sou extremamente grato à família Moscati por me hospedar durante a minha estadia nos Estados Unidos da América. Richard J. Moscati, Antoinette Linza-

Moscatti, Matthew Moscatti, Sara Linza-Moscatti e Zucca sempre serão minha segunda família em meu coração. A Richard J. Moscatti também agradeço por todo auxílio na linha de extração de oxigênio de silicatos, lições de direção na neve e pela revisão de artigos em inglês.

Agradeço também ao Hotel De Klomp, localizado na cidade de Carambeí-PR, na figura de seu proprietário Jan Willem Wolthuis, pela excelente hospitalidade durante as etapas de campo.

Sou grato também a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela bolsa no programa de doutorado-sanduíche.

## EPÍGRAFE

"Posside sapientiam quia auro melior est et acquire prudentiam quia pretiosior est argento" (Proverbia 16:16 - Biblia Sacra Vulgata)



## RESUMO

Marques, I.P., 2023, Integração de Dados Multifonte e Implicações para a Evolução Geológica e Metalogenética da Bacia de Castro, Paraná [Tese de Doutorado], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 275 p.

Localizada no estado do Paraná, a Bacia de Castro apresenta preenchimento vulcanossedimentar. Nesta bacia há uma mina de ouro em implementação e minas inativas de hematita e argila, além de outras ocorrências minerais. As ocorrências auríferas são classificadas na literatura epitermais do tipo *low-sulfidation*, porém há poucas informações sobre a gênese da hematita e da argila. Este trabalho propôs estudar a evolução do sistema mineral da Bacia de Castro e suas relações com a história magmática e tectônica da bacia. Para atingir esse objetivo foram utilizados dados de: mapeamento geológico e de caracterização das zonas de alteração hidrotermal, processamento e interpretação de dados geofísicos e de sensoriamento remoto; petrografia; inclusões fluidas; litogeoquímica; geoquímica prospectiva; difração de raios X; isótopos estáveis; e geocronologia. A partir dos dados de campo, geoquímica prospectiva, geofísica e sensoriamento remoto foram criados mapas convencionais e gerados por *scripts* utilizando técnicas de *machine learning*, os quais ressaltaram novas áreas prospectivas. Inclusões fluidas, análise dos difratogramas e isótopos estáveis balizaram as temperaturas e composições fluidos dos sistemas minerais da bacia. Resultados geocronológicos e litogeoquímicos correlacionaram o magmatismo félsico da bacia com os álcali-feldspato granitos do tipo A2 presentes no embasamento. Interpreta-se que esse evento magmático foi correlacionado com a ascensão mantélica pós-orogênica, que gerou um sistema de riftes que acomodou a Bacia de Castro. Os depósitos de maior teor e baixo volume de ouro são associados a veios e zonas silicificadas e apresentam dois tipos de controles estruturais distintos. Parte dos veios são controlados pelas estruturas associadas aos *horsts* e *grabens* internos da bacia e os restantes pelo contato basal de derrames riolíticos, devido ao contraste de permeabilidade. Também na base de derrames foi observada alteração sericítica com *lithophysae* associadas. A zona de alteração sericítica relacionada a este contexto tem potencial para gerar depósitos de baixo teor de ouro e alto volume. A semelhança da composição isotópica dos fluidos magmáticos formadores das *lithophysae* e dos veios de quartzo auríferos controlados pelo contato basal dos derrames sugere a conexão entre estes sistemas. Devido ao seu ambiente tectônico, a bacia tem potencial para hospedar também depósitos do tipo *intermediate-sulfidation*. As ocorrências de hematita hidrotermal são conectadas com estruturas profundas e podem representar partes rasas de um sistema IOCG. Os depósitos de argila apresentam origem hidrotermal, são relacionados com os sistemas epitermais e representam *blankets*, o que denota a baixa erosão da bacia. Parte da Bacia de Castro e do seu embasamento são recobertos por sedimentos cenozoicos não cartografados anteriormente, sendo a unidade denominada aqui como Formação Castrolanda.

Palavras-chave: Epitermal, Ouro, Bacia de Castro, IOCG, Hematita



## ABSTRACT

Marques, I.P., 2023, Multisource Data Integration and Implications for the Geological and Metallogenic Evolution of Castro Basin, Paraná [PhD Dissertation], Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 275 p.

Located in the state of Paraná, Brazil, the Castro Basin contains volcano-sedimentary filling. In this basin, there is a gold mine in an implementing process and hematite and clay inactive mines, besides other mineral occurrences. The gold occurrences are classified in the literature as epithermal low-sulfidation, but little information exists about the genesis of the hematite and clay deposits. This work proposed to study the evolution of the mineral systems of Castro Basin and its relations with the magmatic and tectonic history of the basin. To achieve this objective, was used data from: geological mapping and characterization of hydrothermal alteration zones, processing and interpretation of geophysical and remote sensing data; petrography; fluid inclusions; lithogeochemistry; prospective geochemistry; X-ray diffraction; stable isotopes; and geochronology. From the field data, prospective geochemistry, geophysics, and remote sensing, conventional and script-generated maps using machine learning techniques were created, which highlighted new prospective areas. Fluid inclusions, diffractogram analysis and stable isotopes have indicated the temperatures and the composition of the basin's mineral systems fluids. Geochronological and lithogeochemical results correlated the felsic magmatism of the basin with alkali-feldspar A2-type granites of the basement. It is interpreted that this magmatic event is correlated with post-tectonic mantle uplift, which generated a rift system that accommodated the Castro Basin. The high-grade, low-volume gold deposits are associated with veins and silicified zones and exhibit two distinct types of structural control. Part of the veins are controlled by the structures associated with the internal horsts and grabens of the basin, and the rest by the basal contact of rhyolitic lava flows due to the contrast in permeability. Sericitic alteration with lithophysae associated has also been observed at the base of lava flows. The zone of sericitic alteration related to this context has the potential to generate low gold content and high-volume deposits. The similarity of the isotopic composition of the magmatic fluids that formed the lithophysae and the auriferous quartz veins controlled by the basal contact of the lava flows suggests a connection between these systems. Due to its tectonic context, the basin has the potential to host epithermal intermediate-sulfidation deposits. The hydrothermal hematite occurrences are connected with deep structures and represent shallow parts of an IOCG system. The clay deposits present hydrothermal origin, are related to epithermal systems and represent blankets, which denotes the low erosion of the basin. Previously uncharted Cenozoic sediments cover part of the Castro Basin and its basement, and this unit is referred here as Castrolanda Formation.

Keywords: Epithermal, Gold, Castro Basin, IOCG, Hematite



## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>5</b>
<b>3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>7</b>
<b>3.1. Evolução do Conhecimento Geológico do Grupo Castro .....</b>	<b>7</b>
<b>3.2. Principais Ocorrências Minerais Descritas na Literatura .....</b>	<b>11</b>
<b>3.3. Sistemas Epitermais e Tectônica Associada .....</b>	<b>13</b>
<b>4. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>17</b>
<b>4.1. Revisão Bibliográfica.....</b>	<b>17</b>
<b>4.2. Trabalhos de Campo.....</b>	<b>18</b>
<b>4.3. Geofísica .....</b>	<b>19</b>
<b>4.3.1. Magnetometria e gamaespectrometria .....</b>	<b>19</b>
<b>4.3.2. Gravimetria.....</b>	<b>20</b>
<b>4.3.3. Sismos.....</b>	<b>20</b>
<b>4.4. Sensoriamento Remoto .....</b>	<b>21</b>
<b>4.5. Produção de mapas .....</b>	<b>23</b>
<b>4.6. Petrografia .....</b>	<b>23</b>
<b>4.7. Litogeoquímica.....</b>	<b>23</b>
<b>4.8. Análises de Inclusões Fluidas .....</b>	<b>24</b>
<b>4.9. Preparação de Amostras e Separação Mineral .....</b>	<b>24</b>
<b>4.10. Difração de Raios X .....</b>	<b>24</b>
<b>4.11. Análise de Isótopos Estáveis.....</b>	<b>25</b>
<b>4.12. Geocronologia.....</b>	<b>29</b>
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>31</b>
<b>5.1. Repositório dos Dados Integrados.....</b>	<b>31</b>
<b>5.1.1. Afloramentos.....</b>	<b>32</b>
<b>5.1.2. Medidas estruturais.....</b>	<b>33</b>
<b>5.1.3. Alteração hidrotermal e feições de preenchimento.....</b>	<b>34</b>
<b>5.1.4. Recursos minerais.....</b>	<b>36</b>
<b>5.1.5. Geoquímica prospectiva .....</b>	<b>38</b>
<b>5.1.6. Amostras coletadas.....</b>	<b>39</b>
<b>5.1.7. Petrografia.....</b>	<b>40</b>

5.1.8. Litogeoquímica.....	41
5.2. Geofísica .....	42
5.2.1. Gamaespectrometria .....	43
5.2.2. Magnetometria.....	48
5.2.3. Gravimetria .....	51
5.2.4. Dados de sismos.....	52
5.3. Sensoriamento Remoto .....	53
5.3.1. Processamento de imagens de satélite - Landsat 8 .....	54
5.3.2. Modelos digitais de elevação.....	56
5.4. Mapas Gerados com Algoritmos de <i>Machine Learning</i> .....	58
5.5. Mapeamento Geológico .....	64
5.5.1. Unidades geológicas .....	65
5.5.1.1. <i>Embasamento</i> .....	65
5.5.1.1.1. <i>Grupo Itaiacoca</i> .....	65
5.5.1.1.2. <i>Quartzito Serra das Pedras</i> .....	66
5.5.1.1.3. <i>Complexo Granítico Cunhaporanga</i> .....	67
5.5.1.1.4. <i>Stock Granodiorítico Gentil (nova unidade)</i> .....	67
5.5.1.1.5. <i>Granito Joaquim Murtinho</i> .....	68
5.5.1.1.6. <i>Granito Serra do Carambé</i> .....	69
5.5.1.2. <i>Grupo Castro</i> .....	71
5.5.1.2.1. <i>Formação Tronco</i> .....	71
5.5.1.2.2. <i>Formação Espalha Brasa</i> .....	72
5.5.1.2.3. <i>Formação Rio Pirai</i> .....	73
5.5.1.2.4. <i>Formação Tirania – Membro Ressaca (nova unidade)</i> .....	74
5.5.1.2.5. <i>Formação Tirania – Membro Bulcão (nova unidade)</i> .....	75
5.5.1.2.6. <i>Formação Aparição</i> .....	76
5.5.1.2.7. <i>Formação Pirai-Mirim</i> .....	78
5.5.1.3. <i>Bacia do Paraná</i> .....	79
5.5.1.3.1. <i>Formação Iapó</i> .....	79
5.5.1.3.2. <i>Formação Furnas</i> .....	80
5.5.1.3.3. <i>Formação Ponta Grossa</i> .....	80
5.5.1.3.4. <i>Formação Serra Geral – diques (novas unidades)</i> .....	81
5.5.1.4. <i>Coberturas Cenozoicas</i> .....	82
5.5.1.4.1. <i>Formação Castrolanda (nova unidade)</i> .....	82

5.5.1.4.2. Depósitos Quaternários .....	84
<b>5.5.2. Zonas de alteração hidrotermal e preenchimento .....</b>	<b>85</b>
5.5.2.1. Alteração por Feldspato Potássico.....	85
5.5.2.2. Alteração por Clorita .....	86
5.5.2.3. Alteração por Sericita.....	87
5.5.2.4. Alteração e Preenchimento por Caulinita.....	89
5.5.2.5. Preenchimento por Hematita.....	90
5.5.2.6. Preenchimento por Calcedônia e Quartzo .....	90
5.5.2.7. Preenchimento por Alunita.....	91
<b>5.6. Diagramas de Classificação.....</b>	<b>92</b>
<b>5.7. Inclusões Fluidas .....</b>	<b>97</b>
<b>5.8. Difração de Raios X .....</b>	<b>100</b>
<b>5.9. Isótopos Estáveis.....</b>	<b>105</b>
<b>5.10. Geocronologia.....</b>	<b>110</b>
<b>6. DISCUSSÕES .....</b>	<b>135</b>
<b>6.1. Interpretação de Dados Geofísicos e de Sensoriamento Remoto.....</b>	<b>135</b>
6.1.1. Anomalias geofísicas não checadas em campo.....	135
6.1.2. Diques Arco de Ponta Grossa .....	138
6.1.3. Assinaturas Notáveis Observadas nos Dados de Sensoriamento Remoto e Geofísica .....	140
<b>6.2. Mapas Gerados por <i>Machine Learning</i> .....</b>	<b>144</b>
<b>6.3. Contexto Tectônico.....</b>	<b>146</b>
<b>6.4. Estratigrafia .....</b>	<b>148</b>
<b>6.5. Estruturas .....</b>	<b>150</b>
6.5.1. Análise de lineamentos.....	150
6.5.2. Análise de medidas estruturais.....	153
<b>6.6. Zonas de Alteração Hidrotermal e Ocorrências Minerai.....</b>	<b>160</b>
<b>6.7. Inclusões Fluidas .....</b>	<b>168</b>
<b>6.8. Difração de Raios X .....</b>	<b>170</b>
6.8.1. Lithophysae.....	170
6.8.2. Hematita .....	171
6.8.3. Criptomelano.....	172
<b>6.9. Isótopos Estáveis.....</b>	<b>172</b>
6.9.1. Estimativa de temperatura – pares minerai.....	172

6.9.2. Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais .....	177
6.9.3. Depósitos de argila .....	182
6.9.4. Isótopos estáveis de carbono.....	184
6.9.5. Isótopos estáveis de enxofre .....	185
6.10. Geocronologia .....	186
6.11. Síntese da Evolução Geológica da Bacia de Castro .....	193
6.12. Síntese da Evolução Metalogenética da Bacia de Castro.....	195
7. CONCLUSÕES.....	199
8. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....	201
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	203
APÊNDICE I – <i>SCRIPT</i> NDVI-LANDSAT .....	219
APÊNDICE II – <i>SCRIPT</i> NDVI MÍNIMO (LANDSAT).....	221
APÊNDICE III – <i>SCRIPT</i> PCA.....	225
APÊNDICE IV – <i>SCRIPT</i> MDE.....	229
APÊNDICE V – <i>SCRIPT</i> CANNY EDGE DETECTOR .....	233
APÊNDICE VI – <i>SCRIPT</i> MAPA GERADO POR <i>MACHINE LEARNING</i> A PARTIR PONTOS DE CAMPO (RANDOM FOREST) .....	235
APÊNDICE VII – <i>SCRIPT</i> MAPA GERADO POR <i>MACHINE LEARNING</i> A PARTIR DE MAPA PRÉVIO ( <i>RANDOM FOREST</i> ).....	239
APÊNDICE VIII – MANUSCRITO “GEOLOGY OF THE CASTRO BASIN: AN EDIACARAN-CAMBRIAN VOLCANO-SEDIMENTARY BASIN, PARANÁ STATE, BRAZIL” .....	243
APÊNDICE IX – MANUSCRITO “SÃO LOURENÇO BASIN: A NEW-DESCRIBED CENOZOIC BASIN IN CONTINENTAL RIFT OF SOUTHEAST BRAZIL” .....	259
APÊNDICE X – DADOS – MÍDIA FÍSICA .....	275
APÊNDICE XI – MAPAS .....	277

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização e geológico de contexto geológico regional da Bacia de Castro. Geologia simplificada de Caltabelotta <i>et al.</i> (2017).....	2
Figura 2 - Mapa geológico da Bacia de Castro (Teixeira & Gaucher (2004), compilado de Moro <i>et al.</i> (1994) e Bonacim <i>et al.</i> (1994).....	9
Figura 3 - Seções esquemáticas dos membros finais dos ambientes vulcano-tectônicos e sistemas epitermais associados. A: Arcos vulcânicos cálcio-alcálicos e depósitos high e intermediate-sulfidation B: Rife com vulcanismo bimodal e depósitos <i>low-sulfidation</i> (Sillitoe & Hedenquist 2003). ....	14
Figura 4 - Peneiras padronizadas utilizadas na preparação final das amostras analisadas para isótopos estáveis nos laboratórios da USGS. ....	26
Figura 5 – Linha de extração de oxigênio em silicatos, durante o momento em que o oxigênio liberado dos recipientes de amostras e reagem com o conversor de grafita, formando CO <sub>2</sub> . ....	28
Figura 6 – Mapa esquemático com a localização e origem dos dados de campo utilizados neste trabalho. Para maiores detalhes, ver Tabela 3. ....	33
Figura 7 – Mapa esquemático com a distribuição de medidas estruturais coletadas em campo e compiladas da literatura, separados por tipo de medida. ....	34
Figura 8 - Mapa esquemático com os dados de alteração hidrotermal, separado pelo tipo de alteração e sua intensidade. Os círculos indicam a alteração mineral primária, e a variação do seu tamanho a intensidade. A alteração secundária é mostrada por losangos sobrepostos aos círculos. A cor de preenchimentos dos círculos e losangos indicam a natureza da alteração hidrotermal. ....	35
Figura 9 - Mapa esquemático com dados de alteração hidrotermal e preenchimento, separado pelo estilo de alteração hidrotermal.....	36
Figura 10 - Mapa esquemático com dados de recursos minerais e veios auríferos conhecidos, com a substância principal informada, separadas pelo <i>status</i> do recurso. ....	37
Figura 11 - Mapa esquemático com dados disponíveis de análises de sedimento de corrente para ouro e bacias delimitadas (Mapa <i>et al.</i> , 2019), sendo indicadas as quais foram encontradas pintas de ouro. ....	39

Figura 12 – Mapa da distribuição das amostras coletadas durante os projetos ARIM – Vale do Ribeira e no campo de janeiro de 2020.....	40
Figura 13 – Distribuição espacial da origem das amostras as quais foram preparadas lâminas delgadas durante o projeto ARIM Vale do Ribeira.....	41
Figura 14 – Mapa esquemático com distribuição espacial de resultados litogeoquímicos compilados, e com teores de ouro indicados.....	42
Figura 15 - Prancha com mapas de contagem total e teores equivalentes produzidos a partir dos dados gamaespectrométricos. A: Contagem total ( $\mu\text{R/h}$ ); B: Potássio (%), C: Tório equivalente (ppm); D: Urânio equivalente (ppm).....	44
Figura 16 - Prancha com mapas de razões dos canais K, eTh e eU. A: Razão K/eTh; B: Razão K/eU; C: Razão eTh/K; D: Razão eTh/eU; E: Razão eU/K; F: Razão eU/eTh.....	45
Figura 17 – Prancha contendo mapas ternários derivados da gamaespectrometria aerotransportada. A: Mapa Ternário K-eTh-eU; B: Mapa ternário do potássio (K-K/eTh-K/eU); C: Mapa ternário do tório (eTh-eTh/K-eTh/eU); D: Mapa ternário do urânio (eU-eU/K-eU/eTh); E: Mapa ternário de razões (eTh-/K-eU/K-eU/eTh); F: Mapa das principais componentes de K, Th e U .....	47
Figura 18 - Prancha contendo mapas derivados da magnetometria aerotransportada (imagens sombreadas na direção de $45^\circ$ ). A: Campo magnético anômalo – “CMA” (campo total); B: Amplitude do sinal analítico “ASA” (gradiente total “GT”); C: Campo magnético anômalo reduzido ao polo norte – “RTP”; D: Primeira derivada na vertical do campo magnético anômalo reduzido ao polo norte “RTP-Dz”; E: Campo magnético anômalo reduzido ao polo com filtro direcional na direção $315^\circ$ e parâmetro $K=2$ ; F: Campo magnético anômalo reduzido ao polo com filtro direcional na direção $315^\circ$ e parâmetro $K=2$ com filtro de continuada para cima de 400m. ....	50
Figura 19 – Prancha contendo mapas derivados da gravimetria (imagens sombreadas na direção de $45^\circ$ ). A: Mapa de anomalia Bouguer proveniente de dados de levantamentos terrestres; B: Mapa de Anomalia Bouguer oriunda de dados de modelo gravimétrico global (WGM2012).....	51
Figura 20 - Dados de gravimetria terrestre (CPRM e BNDG) e projetos aerogeofísicos disponíveis na região de estudo sobrepostos ao mapa geológico simplificado. Obs. “1025 - SMS” = “Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul” e “1095 – PR-SC” = “Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina” .....	53

Figura 21 – Prancha com produtos derivados do processamento de imagens de satélite. A: Composição RGB em período chuvoso (outubro a março); B: Composição RGB em período seco (abril a setembro); C: NDVI em período chuvoso (outubro a março); D: NDVI em período seco (abril a setembro); E: Mapa com razão de bandas nos *pixels* com menor NDVI possível na coleção de imagens, visando ressaltar rochas hidrotermalizadas – em vermelho (B6/B7): minerais hidratados, em verde (B4/B3): óxidos e hidróxidos de ferro, em azul (B5/B6): vegetação e rochas sem alteração (razão de Abrams) F: Mapa ternário das principais componentes (PC1, PC2 e PC3) do mosaico do satélite Landsat 8 (Bandas 2,3 ,4 ,5 ,6 e 7).....55

Figura 22 – Prancha com produtos derivados de modelos digitais de elevação (SRTM). A: Modelo digital de elevação, com falsa cor em função da elevação; B: Mapa de declividade; C: Mapa de relevo sombreado na direção de 315°; D: Mapa de relevo sombreado na direção de 0°; E: Mapa de relevo sombreado na direção de 45°; F: Mapa de relevo sombreado na direção de 90°.....57

Figura 23 – Mapa de declividade com sobreposição da composição ternária (K-Th-U) com transparência de 50% e bordas detectadas no relevo pelo filtro “*canny edge detector*”.....58

Figura 24 - Mapa geológico simplificado na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011). Observar que o mapa não recobre totalmente a área do aerolevantamento, a leste da área de interesse.....59

Figura 25 - Dados de afloramento, classificados de maneira simplificada, para serem utilizados como dados de treinamento, na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011). .....60

Figura 26 - Modelo gerado por *Machine Learning*, utilizando o classificador *Random Forest*, com dados de treino a partir de pontos de afloramento descritos, simplificados.....61

Figura 27 - Dados de afloramento simplificados com a adição de pontos classificados manualmente como depósitos aluvionares, na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011). .....62

Figura 28 - Modelo gerado por *Machine Learning*, utilizando o classificador *Random Forest*, com dados de treino a partir dos mesmos pontos de afloramento simplificados e de novos pontos de depósitos aluvionares, interpretados. ....63

Figura 29 - Modelo gerado por *Machine Learning* com o classificador *Random Forest*, utilizando o mapa geológico simplificado para treinamento. ....64

Figura 30 - Prancha de fotos referente ao Grupo Itaiacoca. A: Dique de albitito encaixados metassedimentos do Grupo Itaiacoca (xistos e metacalcários) - afloramento 776; B: Detalhe da frente de lavra do dique (afloramento 776); C: Afloramento de grafita xisto localizado na entrada do distrito de Abapã (afloramento 780) D: Detalhe do contato do mica-quartzo xisto (esquerda, cores claras) com grafita xisto (direita, cores escuras) – afloramento 780. .... 66

Figura 31 - Prancha de fotos – Quartzito Serra das Pedras. A: Pedreira de saibro em operação no Quartzito Serra das Pedras- (Afloramento 099); B: Detalhe do acamamento sedimentar preservado, sendo obliterado por faturamento paralelo à foliação metamórfica (Mesma pedreira, próximo ao ponto 100). .... 67

Figura 32 - Prancha de fotos – Granito Cunhaporanga e Stock Intrusivo Gentil. A: Matacão Cunhaporanga, fácies porfírica (Afloramento 065); B: Detalhe fácies porfírica, com biotita associada (Afloramento 065); C: Fácies porfírica hidrotermalizada (Afloramento 059); D: Matações de rocha maciça com composição granodiorítica, estrutura maciça e textura fanerítica fina (Afloramento 062). .... 68

Figura 33 - Prancha de fotos – Granito Joaquim Murtinho (Afloramento IM-014). A: Pedreira inativa de brita B: Detalhe de vênula pegmatoide cortando o álcali-feldspato granito equigranular médio. .... 69

Figura 34 - Prancha de fotos – Granito Serra do Carambeí. A: Esfalerita (mineral cinza) disseminada no leucogranito fanerítico médio (Afloramento FB-119); B: Calcopirita (mineral amarelo) associada com quartzo e turmalina (mineral negro) em bolsão - Afloramento FB-120); C: Vênula de quartzo com fluorita, brechando matriz granítica rosa clara (Afloramento FB-119); D; Granito epidotizado (Unakita) – Amostra coletada pelo geólogo Rafael Bittencourt Lima (afloramento FB-119) ..... 70

Figura 35 - Prancha de fotos – Alteração por albita no Granito Serra do Carambeí. A: Granito Serra do Carambeí sem alteração albitica, com cores avermelhadas (Afloramento FB-120, foto por Luís Carlos Melo Palmeira); B: Granito Serra do Carambeí albitizado, de cor clara (Afloramento FB-120, foto por Felipe Brito Mapa, amostra FB-120C); C e D: Fotomicrografias da amostra FB-120C, onde é observável a alteração parcial do feldspato potássico por albita e cristais de quartzo preservados, siglas: Ab = albita, Kfs = Feldspato Potássico, Qtz = quartzo (C - Luz transmitida e polarizadores paralelos; D - Luz transmitida e polarizadores cruzados). .... 71

Figura 36 – Bloco de rocha vulcânica máfica a intermediária, rica em amígdalas e vesículas preenchidas por clorita e calcedônia, matriz afanítica com fenocristais dispersos de plagioclásio (foto por Bruno Boito Turra, afloramento FB-015); B: Possível <i>lahar</i> de rochas máficas a intermediárias saprolitizadas, com matriz argilosa branca (afloramento IM-176).	72
Figura 37 - Prancha de fotos – Formação Espalha Brasa (afloramento IM-020). A: Lajedo de conglomerado estratificado polimítico, com camadas conglomeráticas e areníticas de composição arcoseana, com granodecrescência ascendente. B: Detalhe dos clastos, onde são observados fragmentos de granito, quartzito e clorita xisto com muscovita.	73
Figura 38 – Prancha de fotos – Formação Rio Piraí. A: Siltitos avermelhados basculhados com arenito na base (cor rosa clara) – afloramento 289; B: Intercalação de siltitos vermelhos e arenitos rosados, com acamamento plano-paralelo (Afloramento 288).	74
Figura 39 – Prancha de fotos – Membro Ressaca (afloramento LP-156). A: Afloramento de riolito róseo, levemente saprolitizado; B: Detalhe de amostra do afloramento, relativamente com poucos fenocristais de feldspato potássico e quartzo emersos em matriz rosa clara.	74
Figura 40 – Prancha de fotos – Domos e brechas riolíticas do Membro Bulcão. A: Lajedo de riolito bandado aflorando em alto topográfico (afloramento 256); B: Riolito rico em fenocristais, o qual contém fragmentos de riolito róseo, envoltos em matriz mais escura (afloramento 255).	75
Figura 41 – Prancha de fotos riolitos bandados e depósitos piroclásticos – Membro Bulcão. A: Riolito bandado com fluxo magmático com matriz escura (afloramento FB-007); B: Depósito piroclástico com fragmentos estirados (afloramento 135).	76
Figura 42 – Prancha de fotos – Formação Aparição. A: Afloramento das rochas da Formação Aparição em pedreira de saibro (afloramento 602); B: Afloramento de tufo acamadado na pedreira, com cores variegadas, silicificado e exibindo pastilhamento (afloramento 603); C: Fraturas tabulares em meio ao siltito tufáceo pastilhado (afloramento 585); D: Possível roscoelita em fratura silicificada (afloramento 585).	77
Figura 43 – Fotomicrografia - lâmina BT-025A – A: Tufo com matriz escura, fragmentos estirados e fragmentos de fenocristais de quartzo bipiramidado e feldspato potássico sericitizado, nicóis paralelos; B: Tufo com matriz escura, fragmentos estirados e fragmentos de fenocristais de quartzo bipiramidado e	

feldspato potássico sericitizado, nicóis cruzados; C: Detalhe dos fragmentos de fenocristais de quartzo (cristais límpidos) e de feldspato potássico sericitizado (cristais acinzentados), nicóis paralelos; D: Detalhe dos fragmentos de fenocristais de quartzo (cristais límpidos) e de feldspato potássico sericitizado (cristais acinzentados), nicóis cruzados.....	78
Figura 44 – Prancha de fotos – Formação Piraí-Mirim (afloramento IM-150). A: Grande lajedo exposto da Formação Piraí-Mirim; B: Detalhe do afloramento, mostrando variação no tamanho dos clastos, cores avermelhadas e uma leve estratificação do material vulcanoclástico.....	79
Figura 45 - Prancha - Formação Iapó (afloramento IM-002). A: Afloramento da seção-tipo da Formação Iapó, na base do arenito conglomerático da Formação Furnas (pequena área descascada do afloramento e região com reentrância no afloramento; B: Detalhe do paraconglomerado, aflorante abaixo da reentrância no afloramento.....	80
Figura 46 – Prancha arenitos Formação Furnas. A: Canyon do Rio Iapó, onde no leito do rio afloram ignimbritos do Grupo Castro e em primeiro plano são observados arenitos da Formação Furnas (foto próxima ao afloramento FB-125) B: Arenitos da Formação Furnas exibindo estratificação cruzada (Parque Estadual do Guarterlá, foto por Felipe Brito Mapa). ....	80
Figura 47 - Prancha de fotos – Formação Ponta Grossa. A: Folhelho cinza aflorante em canaleta (solo de alteração vermelho (Afloramento 005); B: Siltito cor creme com tentáculo de crinoide - Fácies transicional Furnas-Ponta Grossa (Afloramento 010)	81
Figura 48 – Prancha de fotos – Diques da Formação Serra Geral. A: Dique gabroico, textura média, composto por plagioclásio e piroxênio (afloramento 424); B: Dique porfirítico, com fenocristais de plagioclásio (minerais brancos), piroxênio e magnetita (afloramento IM-024);C: Dique fanerítico grosso de composição monzogranítica, composto por quartzo, feldspato potássico, piroxênio e plagioclásio (afloramento 470); D: Dique de quartzo-sienito róseo, com xenólitos e fenocristais de piroxênio e plagioclásio, com matriz fina de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (afloramento 427). ....	82
Figura 49 – Prancha de fotos – Canal Formação Castrolanda (afloramento 83). A: Paleocanal da Formação Castrolanda (2), recortando siltitos avermelhados com muscovita detrítica (1) do Grupo Castro (Formação Rio Piraí), solo vermelho no topo	

(3); B: Detalhe do material argiloso do topo do canal, com fragmentos de monocotiledôneas preservados por processo de carbonização.....	83
Figura 50 – Prancha de fotos – Seção tipo da Formação Castrolanda (afloramento 108). A: Grande afloramento da Formação Castrolanda (cerca de 100 metros de exposição horizontal); B: Detalhe do afloramento, no qual podem ser observada camadas métricas de sedimento (1, 2 e 4), com granodecrescência ascendente, e paleocanais preservados (3) capeados por solo vermelho (5) - As estruturas de canais apresentam cascalho na base e arenito argiloso no topo.....	84
Figura 51 - Prancha de fotos – Depósitos fluviais quaternários. A: Rio Iapó em região de planície de inundação (vista leste do afloramento IM-188); B: Planície de Rio Iapó, visto de uma elevação formadas por sedimentos da Formação Castrolanda (vista para oeste do afloramento 102).....	84
Figura 52 – Alteração Potássica – Afloramento IM-100; A: Afloramento de blocos de riolito bandado esparsos no solo, vista para sul com Rio Iapó ao fundo; B: Detalhe de blocos de riolito bandado (Foto por Bruno Boito Turra); C e D: Cavidade preenchida por adularia e quartzo, siglas: Adl = adularia, Qtz = quartzo (C - Luz transmitida e polarizadores paralelos; D - Luz transmitida e polarizadores cruzados). .....	85
Figura 53 - Afloramento FB-007 – A; Riolito arroxeadado com alteração hidrotermal de cor vermelha, ao redor de fraturas e cavidades. B Detalhe cavidade preenchida por quartzo, hematita placoide (especularita), calcita, fluorita, calcopirita, malaquita e epidoto (nas bordas). .....	86
Figura 54 - Prancha com exemplos de alteração hidrotermal e preenchimento por clorita. A: Riolito bandado com fragmentos cloritizado (material verde escuro) em brecha com matriz sericítica (material verde claro), parcialmente caulinizada (material branco) - Afloramento 117; B: Vesículas parcialmente preenchidas por clorita (material verde escuro, vesículas menores) e epidoto (mineral verde claro, em amígdalas maiores) em rocha vulcânica máfica (Afloramento IM-075, foto por Bruno Boito Turra). .....	87
Figura 55 - Prancha de fotos de alteração sericítica em pedreira de saibro. Afloramento 138 (mesma pedreira do afloramento IM-133) - A: Pedreira de saibro com derrame riolítico hidrotermalizado em sua base, substituído por material sericítico; B: Detalhe do afloramento, no qual é possível observar a base do derrame hidrotermalizado, com cores verde claras. .....	87

Figura 56 - Prancha de fotos – Variedades de *lithophysae*. A: *Lithophysae* (material arredondado) envoltos por rocha sericitizada (cor verde), com a sericita alterada por processos supérgenos para caulim associado (material branco) - Afloramento FB-107; B: *Lithophysa* com preenchimento por calcedônia vermelha e branca, com bandamento concêntrico (ágata) - Amostra proveniente do afloramento FB-056 (foto por Márcio José Remédio); C: *Lithophysa* com preenchimento por calcedônia incolor, com fragmentos silicificados de sericita e de riolito - amostra proveniente do afloramento IM-133 (foto por Felipe Brito Mapa); D: *Lithophysa* com bandamento tipo Uruguai na base (calcedônia com bandamento plano-paralelo) e quartzo macrocristalino no centro - amostra proveniente do afloramento IM-133 (foto por Felipe Brito Mapa). ..... 89

Figura 57 – Prancha de fotos com exemplos de preenchimento e alteração por caulinita. A: Estrutura em stockwork com vênulas preenchidas por caulinita em rocha riolítica (notar que ao redor das fraturas, o riolito passa de uma cor arroxeadada para uma cor rosa clara (afloramento 285); B: Rocha argilizada (cor branca, no centro da foto) acima de siltitos avermelhados e recoberta por paraconglomerado (Formação Castrolanda?), com solo vermelho no topo (afloramento IM-031). ..... 90

Figura 58 - Prancha de fotos. Hematita A: Hematita com hábito botrioidal (Afloramento 234); B: Brecha com preenchimento por quartzo e hematita (Afloramento 239)..... 90

Figura 59 – Prancha de fotos com exemplos de veios descritos. A; Veio de calcedônia brechado, com cavidades preenchidas parcialmente por quartzo cristalino (afloramento 484); B Veio de calcedônia com pirita (material cinza escuro) - Afloramento 464). ..... 91

Figura 60 – Mina de alunita - Parque Estadual do Guarterlá (Fotos por Luís Carlos Melo Palmeira) - A: Fratura na cava principal (afloramento FB-124); B: Minério de alunita branco, pulverulento preenchendo zona de fratura em ignimbrito avermelhado da Formação Tirania do Grupo Castro (afloramento FB-124); C: Cava menor, acima da cava principal, no contato de arenitos da Formação Furnas com ignimbritos da Formação Tirania do Grupo Castro, em zona de fratura (afloramento FB-125)..... 92

Figura 61 - Diagrama TAS (Middlemost, 1994) para rochas vulcânicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados..... 93

Figura 62 - Diagrama R <sub>1</sub> R <sub>2</sub> (De la Roche et al., 1980) para rochas vulcânicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. ....	93
Figura 63 - Diagrama TAS (Middlemost, 1994) para rochas plutônicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. ....	94
Figura 64 - Diagrama R <sub>1</sub> R <sub>2</sub> (De la Roche et al., 1980) para rochas plutônicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. ....	94
Figura 65 – Diagramas de discriminação tectônica de granitos (Pearce et al., 1984), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. Observação syn-COLG = granitos sincolisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; ORG = granitos de cordilheira mesoceânica; WPG = granitos intraplaca. ....	95
Figura 66 - Diagramas de discriminação tectônica de granitos tipo A (Whalen et al., 1987), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. Observação I = Granito tipo I; S = Granito tipo S; A = Granito tipo A; FG= Granitos félsicos fracionados; OTG = Granitos tipo M, I, S não fracionados. ....	96
Figura 67 - Classificação dos granitos tipo A (Eby, 1992), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. ....	97
Figura 68 - Localização da amostra analisada para inclusões fluidas. ....	98
Figura 69 – Detalhe do campo analisado, relacionado com as mineralizações epitermais (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros). ....	99
Figura 70 - Gráfico Salinidade (% NaCl equivalente) vs. Temperatura de homogeneização (°C). ....	99
Figura 71 - Localização das amostras analisadas pelo método de difração de raios X. ....	101
Figura 72 - Resultado da análise de difração de raios X da argila envoltória das <i>lithophysae</i> do afloramento FB-056. ....	101
Figura 73 - Resultado da análise de difração de raios X do material silicificado das <i>lithophysae</i> do afloramento FB-056. ....	102

Figura 74 - Resultados da análise de difração de raios X da argila envoltória das <i>lithophysae</i> do afloramento IM-133.....	102
Figura 75 - Resultado da análise de difração de raios X do material silicificado das <i>lithophysae</i> do afloramento IM-133.....	103
Figura 76 - Resultados das análises de difração de raios X do material hematítico hidrotermal dos afloramentos FB-002 e FB-008.....	104
Figura 77 - Resultado da análise de difração de raios X do mineral escuro associado ao veio aurífero do afloramento IM-030.....	105
Figura 78 - Localização das amostras analisadas para isótopos estáveis e respectivas análises (oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre). ....	106
Figura 79 - Localização das amostras analisadas para datação isotópica U-Pb em zircão por LA-ICP-MS. ....	110
Figura 80 - Análises realizadas na amostra FB-005. ....	112
Figura 81 – Curva concórdia da amostra FB-005.....	114
Figura 82 - Curva concórdia da amostra FB-005, com dados considerados representativos calculados. ....	114
Figura 83 - Análises realizadas na amostra FB-008B.....	116
Figura 84 - Curva concórdia da amostra FB-008B. ....	118
Figura 85 - Análises realizadas na amostra FB-008-C. ....	119
Figura 86 – Idade de intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia da amostra FB-008C. ....	121
Figura 87 - Análises realizadas na amostra FB-120. ....	122
Figura 88 – Curva concórdia da amostra FB-120.....	124
Figura 89 - Análises realizadas na amostra IM-062.....	125
Figura 90 - Curva concórdia da amostra IM-062, com os cristais de zircão considerados como contaminação crustal em lilás.....	127
Figura 91 - Curva concórdia da amostra IM-062, calculada com dados julgados pelo laboratório mais representativos.....	128
Figura 92 - Curva concórdia da amostra IM-062 com os cristais de zircão considerados pelo laboratório como não herdados. ....	128
Figura 93 - Análises realizadas na amostra IM-066.....	130
Figura 94 - Curva concórdia da amostra IM-066, incluindo os cristais de zircão considerados como herdados, pelo laboratório. ....	132

Figura 95 - Curva concórdia da amostra IM-066, calculada com dados considerados representativos.....	132
Figura 96 – Mapas da composição ternária (K-Th-U) sobreposta a declividade e da magnetometria reduzida ao polo (MAG-RTP) sombreada na direção de 45°. Nos mapas são indicados o stock granítico Gentil e um possível stock correlato. ....	136
Figura 97 – Mapas comparativos de teores de urânio (eU) e tório (eTh), sobrepostos a declividade do terreno, na região da anomalia uranífera identificada. ....	137
Figura 98 - Diques interpretados na área de estudo e no Levantamento Paraná-Santa Catarina (no mapa de localização), com anomalias magnéticas positivas (normal) e negativas (invertido).....	138
Figura 99 – Descontinuidade com direção NE-SW nos diques e sua continuidade com a Zona de Falha de Jaguariaíva. ....	139
Figura 100 – Diques com susceptibilidade magnética aparente normal, interpretados a partir da magnetometria; B Detalhe de uma região com as soluções da deconvolução de Euler plotadas; C: Perfil interpretado no eixo do Arco de Ponta Grossa, mostrando a inclinação dos diques.....	140
Figura 101 – Feições de interesse ressaltadas com a técnica de mapas gerados por <i>machine learning</i> , sobrepostos à mapa de declividade e ternário K-Th-U com transparência. A: <i>Trend</i> NNE-SSW, com minas e ocorrências de hematita conhecidas (indicadas como “Fe” no mapa), no qual foram ressaltados <i>pixels</i> classificados como veios de quartzo. B: Lineamento NE-SW no relevo (em amarelo), paralelo a um veio de quartzo conhecido, ressaltado por quatro <i>pixels</i> alinhados..	146
Figura 102 – Mapa de afloramentos descritos da Formação Aparição e estruturas circulares da Fazenda São Daniel (Serrano, 2013) e inferida na região do Ribeirão Aparição. As estruturas e afloramentos estão sobre composição ternária (K, Th, eU) com transparência e mapa de declividade. Devido à anomalia relativa em potássio das rochas da Formação Aparição, as regiões com rochas desta unidade tendem ser destacadas com cor vermelha na composição ternária. ....	149
Figura 103 – Mapas com lineamentos extraídos na Bacia de Castro (sobrepostas ao relevo). A: Lineamentos dos dados de magnetometria rasos e diques interpretados; B: Lineamentos dos dados de magnetometria profundos; C: Lineamentos dos dados de gravimetria; D: Lineamentos extraídos do relevo. ....	151
Figura 104 – Mapa geológico da Bacia de Castro com localização das medidas estruturais compiladas plotadas e subdomínios (A até H) indicados. ....	154

Figura 105 – Estereogramas das medidas de acamamento separadas em subdomínios (A até H) e totais.....	155
Figura 106 – Rosetas das medidas de acamamento separadas em subdomínios (A até H) e totais. ....	156
Figura 107 - Subdomínios com medidas médias plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade. ....	157
Figura 108 – Estereogramas e rosetas dos dados de juntas (A e B), veios de caulinita (Kln - C e D), veios de hematita (Hem - E e F) e veios de quartzo (Qtz - G e H).....	159
Figura 109 – Fragmentos arredondados de material silicoso, cor branca, muito leve, poroso e relativamente friável. Possível manta de alteração argílica ( <i>argillic alteration blanket</i> ) silicificada (margem do Rio Iapó, próximo ao afloramento FB-065, foto por Felipe Brito Mapa). ....	161
Figura 110 - Mapa com ocorrências de mantas de alteração argílica. Afloramentos de referência: FB-065 (silicificação porosa, norte, indicado pela seta); IM-091 (centro do mapa); IM-027 e IM-028 (sul do mapa). As ocorrências estão plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade.....	162
Figura 111 – Mapa de afloramentos nos quais <i>lithophysae</i> foram descritas. Observação: a <i>Lithophysa</i> do afloramento BT-014 foi encontrada em um depósito epiclástico. As ocorrências de <i>lithophysae</i> estão plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade. ....	163
Figura 112 - Prancha de veios e zonas silicificadas auríferas da Bacia de Castro. A: Zona de silicificação (tracejado em vermelho) entre o contato de riolitos no topo (Formação Tirania) e siltitos na base (Formação Rio Pirai) – Afloramento FB-005; B: Veio em zona de falha (tracejado em vermelho) – Afloramento FB-065, foto por Bruno Boito Turra; C: Detalhe de amostra do veio mostrado em “A”, contendo calcedônia e quartzo (qtz) e material caulinizado (kln) Amostra do afloramento FB-005, foto por Felipe Brito Mapa; D: Amostra coletada no afloramento mostrado em “B” de brecha de calcedônia cinza brechada e ressilicificada, a qual contém cavidades, interpretadas como proventos de dissolução de minerais carbonático - Amostra do afloramento FB-065, foto por Felipe Brito Mapa.....	164
Figura 113 – Mapa com os requerimentos inativos da Mineração Itamaracá para chumbo e zinco e dados de conteúdo de Pb e Zn em sedimento de corrente do	

Projeto Castro-Piraí (Lopes Jr. et al., 1979) Os requerimentos e dados de geoquímica prospectiva estão plotados sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade. ....	166
Figura 114 - Campo analisado, com as temperaturas de homogeneização (em vermelho) e salinidade (em azul) plotados (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros). ....	169
Figura 115 - Isócoras calculadas para inclusões do núcleo e da borda do cristal analisado (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros). ....	169
Figura 116 – Gráfico das composições isotópicas calculadas de $\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SMOW) para o fluido formador dos minerais por sua temperatura estimada, considerando as equações de fracionamento isotópico de Eslinger <i>et al.</i> (1979), Golyshev <i>et al.</i> (1981), Zhang Ligang <i>et al.</i> (1989) e Zheng (1993). ....	179
Figura 117 – Fluidos formadores de minerais calculados em comparação com as razões isotópicas de oxigênio (‰, V-SMOW) dos reservatórios naturais. Figura retirada de Rollinson (1993). ....	180
Figura 118 - Gráfico das razões isotópicas de $\delta\text{D}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) dos principais reservatórios geológicos discriminados com a composição calculada dos fluidos formadores dos minerais hidratados plotados. Campos extraídos de Sheppard (1986). ....	182
Figura 119 - Prancha de fotos – Minas inativas de argila. A: Cava de argila abandonada (afloramento IM-033); B: Rocha argilizada (cor branca, no centro da foto), com falha inversa e recoberta por sedimento paraconglomerático de cor escura (afloramento IM-033); C: Detalhe do contato dos sedimentos com a rocha argilizada, onde é possível observar clastos angulosos no sedimento de cor escura (afloramento IM-033); D: Argila recoberta por sedimentos avermelhados (afloramento IM-031). ....	183
Figura 120 – Composição isotópica de $\delta\text{D}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (‰, V-SMOW) dos minerais hidratados analisados em relação as linhas de equilíbrio de caulinita e esmectita com águas meteóricas. Observação: SM = Linha da Esmectita (20 °C). Figura retirada de Kadir <i>et al.</i> (2014). ....	184
Figura 121 - Dados das razões isotópicas de carbonos dos reservatórios naturais, com o dado do fluido formador da calcita (amostra FB-007) calculado. Figura retirada de Rollinson (1993). ....	185

Figura 122 - Dados das razões isotópicas de enxofre dos reservatórios naturais, com dados da laboratório plotados: 1- Pirita em fraturas e vesículas com epidoto, quartzo, calcita e hematita em riolitos, com valor de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ de +0,66‰ - Amostra FB- 007; 2- Pirita disseminada em rocha vulcânica máfica/intermediária com valor de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ de +4,46‰ - Amostra FB-129. Figura retirada de Rollinson (1993).....	186
Figura 123 - Histograma das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em zircão na amostra FB-005.....	187
Figura 124 - Histograma das idades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em zircão na amostra FB-005, omitindo resultados inferiores a 560 Ma (dados discordantes). ..	188
Figura 125 - Histograma das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em zircão na amostra IM-062. ....	189
Figura 126 - Histograma das idades concordantes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtidas em zircão na amostra IM-062, omitindo resultados discordantes (inferiores ou iguais a 536 Ma e superiores ou iguais a 594 Ma e quatro análises fora destes intervalos, com idades $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ discordantes). ....	190
Figura 127 - Brecha riolítica analisada, arcabouço de riolito róseo claro envolta por matriz riolítica arroxeadado (Amostra extraída do afloramento IM-062). ....	191
Figura 128 - Contexto geológico e coluna estratigráfica simplificada da Bacia de Castro e arredores. Referências: I – Magmatismo alcalino relacionado ao Arco de Ponta Grossa (Gomes et al., 2011); II – Diques de diabásio (Renne et al., 1996); III – Invertebrados marinhos Formação Ponta Grossa, do Grupo Paraná (Clarke, 1913); IV – Restos de plantas fossilizadas da Formação Furnas, do Grupo Paraná (Mussa et al., 1996); V – Riolito e VI – Andesito (Mapa et al., 2019); VII – Granito (Prazeres Filho et al., 2003a); VIII – Granitos Múltiplas amostras de Granito (Prazeres Filho et al., 2003b); IX – Rochas metavulcânicas intercaladas com metagrauvacas (Siga Jr. et al., 2003); X – Metabasito (Siga et al., 2009); XI –Metabasito (Campanha et al., 2015). Figura retirada e traduzida do artigo a ser submetido à revista Brazilian Journal of Geology (disponível no Apêndice IX). ....	192
Figura 129 - Prancha de mapas esquemáticos representando a evolução geológica da Bacia de Castro. A: Fim da Orogênese Brasileira (575 Ma); B: Fim do vulcanismo do Grupo Castro (530 Ma); C: Início da deposição sedimentos Bacia do Paraná (430 Ma); D: Enxame de diques e exumação da Bacia de Castro (130 Ma); E: Deposição da Bacia São Lourenço (Formação Castrolanda); F: Configuração atual da Bacia de Castro e arredores (Presente) .....	194

Figura 130 - Perfil esquemático das zonas de alteração hidrotermal e mineralizações associadas no Grupo Castro..... 197



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Comparação entre propostas do empilhamento estratigráfico do Grupo Castro.....	10
Tabela 2 - Mapas geológicos prévios da região da Bacia de Castro e Arredores .....	18
Tabela 3 - Dados de campo compilados e utilizados neste trabalho.....	19
Tabela 4 - Matriz de covariância (K, Th e U).....	48
Tabela 5 - Matriz de correlação (K, Th e U) .....	48
Tabela 6 - Correlação dos elementos (K, Th e U) com os autovalores (PC1, PC2 e PC3).....	48
Tabela 7 - Porcentagem da variância dos autovalores (PC1, PC2 e PC3) .....	48
Tabela 8 - Sismos registrados próximos a Bacia de Castro .....	53
Tabela 9 - Dados obtidos no campo analisado (Figura 69).....	100
Tabela 10 - Dados de isótopos estáveis obtidos em amostras do Grupo Castro. ...	109
Tabela 11 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-005 .....	113
Tabela 12 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-008B.....	117
Tabela 13 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-008C .....	120
Tabela 14 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-120 .....	123
Tabela 15 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra IM-062.....	126
Tabela 16 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra IM-066.....	131
Tabela 17 - Idades U-Pb em zircão analisados por LA-ICP-MS, obtidas no projeto ARIM Vale do Ribeira (Mapa et al., 2019).....	133
Tabela 18 - Dados de geocronologia provenientes da literatura, referentes ao Grupo Castro.....	133
Tabela 19 - Proposta esquemática deste trabalho do empilhamento estratigráfico do Grupo Castro.....	148

Tabela 20 - Direção preferencial dos lineamentos traçados (em porcentagem dos lineamentos traçados).....	152
Tabela 21 - Direção preferencial dos lineamentos traçados (em porcentagem de quilômetros de lineamentos traçados) .....	152
Tabela 22 – Medidas estruturais no Grupo Castro .....	153
Tabela 23 – Temperaturas calculadas para a formação da hematita hidrotermal, com base nas razões dos picos de 33,2° e 35,7°, obtidos na difração de Raios X .....	172
Tabela 24 - Temperaturas calculadas a partir de composições isotópicas de oxigênio de pares minerais em amostras relacionadas com mineralizações de hematita. ...	174
Tabela 25 – Temperaturas calculadas a partir de razões isotópicas de oxigênio de pares minerais relacionado aos indícios de cobre (calcopirita e malaquita – Afloramento FB-007) .....	175
Tabela 26 – Temperaturas calculadas a partir de razões isotópicas de oxigênio de pares minerais em amostras relacionadas com mineralizações de ouro.....	176
Tabela 27 - Composição isotópica de oxigênio (V-SMOW), hidrogênio (V-SMOW) e carbono (PDB) estimada para os fluidos formadores dos minerais. ....	178

## LISTA DE SIGLAS, ABREVIACOES E SÍMBOLOS

Ag	Prata
AGS	<i>African Glass Sand</i>
ANM	Agência Nacional de Mineração
ASA	Amplitude do sinal analítico
ASF	<i>Alaska Satellite Facility</i>
Ar	Argônio
ARIM	áreas de relevante interesse mineral
Au	Ouro
BNDG	Banco Nacional de Dados Gravimétricos
BrF <sub>5</sub>	Pentafluoreto de bromo
C	Carbono
ca.	<i>circa</i>
CCGPR	Comissão da Carta Geológica do Paraná
CDT	<i>Canyon Diablo Troilite</i>
Ce	Crio
CMA	Campo Magnético Anômalo
CO <sub>2</sub>	Gás Carbnico
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
Docegeo	Rio Doce Geologia e Mineração S.A.
Dz	Primeira derivada na vertical
e.g.	<i>exempli gratia</i>
EGM2008	<i>Earth Gravitational Model</i>

<i>et al.</i>	<i>et alii</i>
eTh	Tório equivalente
eU	Urânio equivalente
FLT	<i>Floating-point grid</i>
Fm.	Formação
g	Grama
g/t	Grama por tonelada
Ga	Gálio
GEE	<i>Google Earth Engine</i>
GT -	Gradiente total
H	Hidrogênio
IGc	Instituto de Geociências
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
IOA	<i>Iron oxide–apatite deposits</i>
IOCG	<i>Iron oxide copper-gold deposits</i>
JS	<i>JavaScript</i>
K	Potássio
km	Quilômetro
KML	<i>Keyhole Markup Language</i>
KMZ	Arquivo KML compactado
LA-ICP-MS	<i>Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry</i>
LAIS	Laboratório de Isótopos Estáveis
LIP	<i>Large Igneous Province</i>
LRDX	Laboratório de Difração de Raios X

m	Metros
mg	Miligrama
Ma	Milhões de anos
MDE	Modelo Digital de Elevação
MEV	Microscopia Eletrônica de Varredura
Mineropar	Minerais do Paraná
Moz	Milhões de onças
Mt	Milhões de toneladas
N <sub>2</sub>	Nitrogênio
NaCl	Cloreto de Sódio
Nb	Nióbio
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NIR	<i>Near-infrared</i> (Infravermelho próximo)
O	Oxigênio
PBEC	Projeto “Evolução Geológica e Metalogenética das bacias vulcanossedimentares do Ediacarano-Cambriano nas províncias Mantiqueira e Borborema (Sul, Sudeste e Nordeste do Brasil) ”.
Pb	Chumbo
PC	<i>Principal component</i> (componente principal)
PCA	<i>Principal Component Analysis</i> (análise de componentes principais)
PDB	<i>Pee Dee Belemnite</i>
ppb	Partes por bilhão
ppm	Partes por milhão
RTP	Redução ao polo
S	Enxofre

SGB	Serviço Geológico do Brasil
SIG	Sistema de informação geográfica
SLIP	<i>Silicic Large Igneous Province</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SWIR	<i>Short-wave infrared</i> (Infravermelho de ondas curtas)
TAS	<i>Total Alkali versus Silica</i>
Th	Tório
U	Urânio
UFOP	Universidade Federal de Ouro Preto
UnB	Universidade de Brasília
UPW	<i>Upward continuation</i> (continuada para cima)
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
USP	Universidade de São Paulo
US\$	Dólares americanos
Vale	Vale do Rio Doce S.A.
V-SMOW	<i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i>
WGM2012	<i>World Gravity Map</i>
Y	Ítrio
Zn	Zinco
~	Aproximadamente
Δ	Delta
°C	Graus Celsius
δD	Isótopos de deutério
δ <sup>13</sup> C	Isótopos de carbono 13

$\delta^{18}\text{O}$	Isótopos de oxigênio 18
$\delta^{34}\text{S}$	Isótopos de enxofre 34
$\mu\text{R/h}$	Microroentgen por hora
'	Minuto
‰	Permilagem
%	Porcentagem



## 1. INTRODUÇÃO

Localizada na região centro oriental do estado do Paraná (Figura 1), a Bacia de Castro contém depósitos vulcanossedimentares. É limitada a leste por granitoides e complexos metamórficos pré-cambrianos e a oeste é recoberta por sedimentos fanerozoicos da Bacia do Paraná.

As rochas metassedimentares do embasamento da Bacia de Castro são agrupadas no Supergrupo Açungui, sendo a maioria das aflorantes na área de estudo relacionadas ao Grupo Itaiacoca. O Grupo Itaiacoca (previamente denominado como Formação Itaiacoca) contém quartzitos de granulação fina, filitos quartzosos e mármore dolomíticos, subordinadamente calcíticos (Almeida, 1957). Este grupo contém um importante distrito produtor de talco (Loyola, 2003) e abriga um depósito de Pb-Zn-(Cu) denominado “Palmeirinha”, classificado na literatura como do tipo *Mississippi Valley* (Stevanato, 1998).

Os granitoides do embasamento da Bacia de Castro são relacionados principalmente ao Complexo Granítico Cunhaporanga. Este batólito granítico (ca. 3000 km<sup>2</sup> de área) contém granitoides tipo I cálcio-alcálicos e granitos tipo A “alaskíticos” (Guimarães, 2000). Os granitos “alaskíticos” (álcali-feldspato granitos) deste batólito são nomeados Granito Joaquim Murtinho (localizado ao norte) e Granito Serra do Carambeí (localizado ao sul).

A Bacia de Castro é correlata a outras bacias ediacaranas do leste brasileiro, que também apresentam preenchimento vulcanossedimentar (Silva et al., 2003). Almeida *et al.* (2010) associa este conjunto de bacias a um sistema de riftes, que se estenderia por cerca de 1500 km. Entre as bacias deste sistema, incluem-se a Bacia do Camaquã (RS), Itajaí (SC), Campo Alegre (SC), Guaratubinha (PR), entre outras.

Tanto o embasamento pré-cambriano como a Bacia de Castro são recobertos pela Bacia do Paraná, principalmente por arenitos devonianos da Formação Furnas (Petri, 1948). Todo este conjunto de rochas é truncado por um enxame de diques cretáceo de tendência N50W, intimamente relacionado aos basaltos da Formação Serra Geral e à LIP (*Large Igneous Province*) Paraná-Etendeka (Peate, 1997). Este

enxame de diques está associado a uma feição estrutural denominada Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1983).

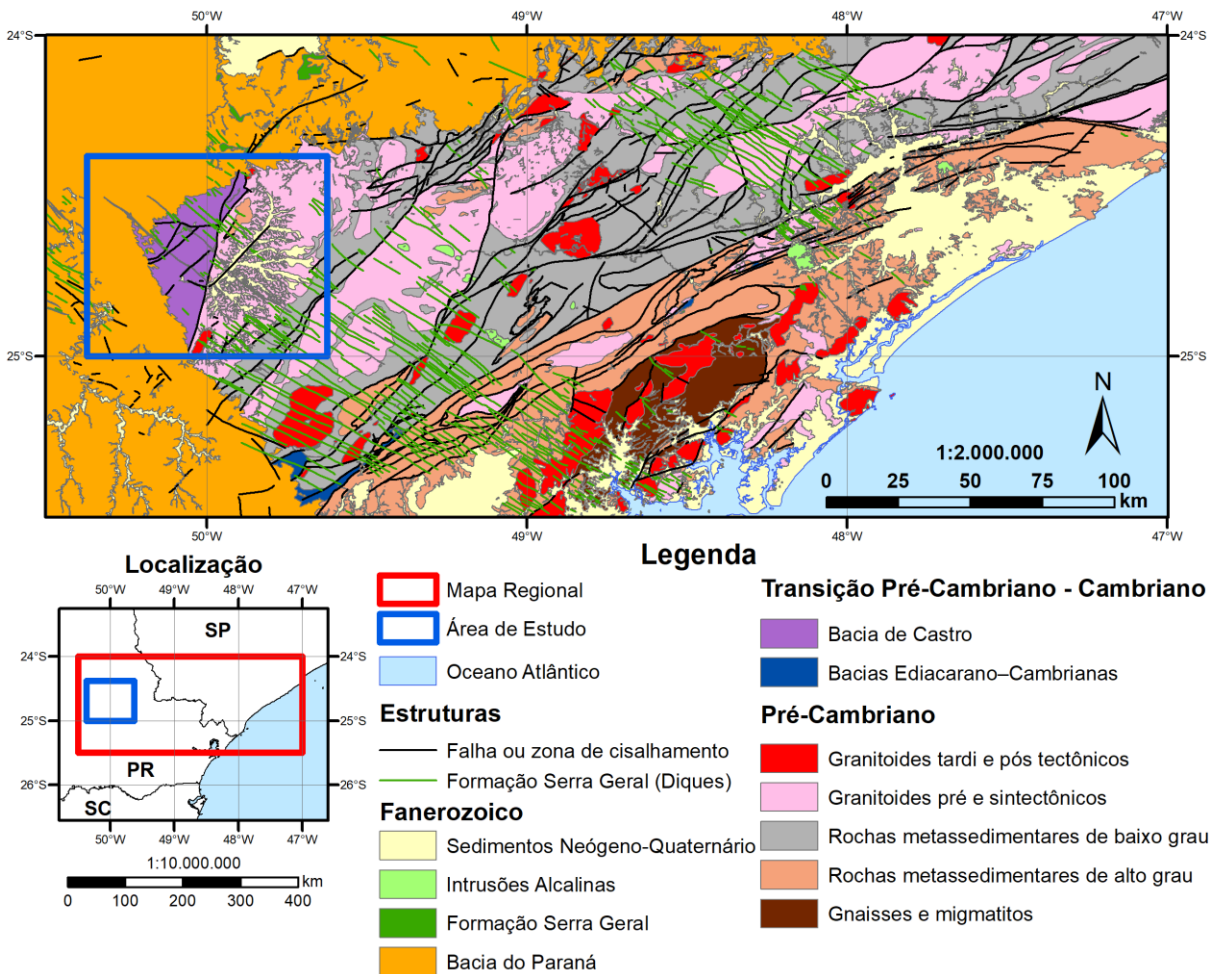


Figura 1 – Mapa de localização e geológico de contexto geológico regional da Bacia de Castro. Geologia simplificada de Caltabelotta *et al.* (2017).

As bacias ediacaranas apresentam potencial metalogenético ainda pouco investigado. Os depósitos mais conhecidos são aqueles da Bacia do Camaquã (RS), conhecida por suas mineralizações de Cu (Mina Uruguai) e Pb e Zn (depósito de Santa Maria) com Au e Ag associados (Remus *et al.*, 2000). A Bacia de Castro, por sua vez, hospeda mineralizações de ouro, classificadas como de origem epitermal (Seoane, 1999; Serrano, 2013). Além do ouro, são relatadas ocorrências de hematita, com características hidrotermais (Leonardos, 1938), prospectos visando argilas (Cruz, 1991) e metais base (Seoane, 1999). Devido à presença desta variedade de ocorrências minerais, motivou-se o estudo geológico mais detalhado relativo à área, origem, evolução e controles dos sistemas mineralizantes da Bacia de Castro.

As informações desta tese são referentes tanto aos trabalhos independentes desenvolvidos para este volume como também os realizados no âmbito de projetos da SGB-CPRM, como parte da atuação profissional do autor na região da Bacia de Castro. Neste último caso, os trabalhos são referentes aos projetos do SGB-CPRM denominados ARIM – Vale do Ribeira, desenvolvido entre 2015 e 2019 (Mapa et al., 2019) e PBEC, projeto em andamento a partir do ano de 2019 (ainda não finalizado). Também foram compilados dados da literatura, os quais são disponibilizados em repositórios *online*. Essa tese integra dados geológicos, geofísicos, litoquímicos, petrográficos, mineralógicos e de isótopos estáveis e radiogênicos visando reconstituir a história geológica da Bacia de Castro e seu potencial metalogenético.



## 2. OBJETIVOS

Esta tese de doutorado teve como objetivo a caracterização das mineralizações auríferas e de hematita, da Bacia de Castro e sua relação com a evolução geológica da bacia. O objetivo foi alcançado a partir da:

I. Caracterização geológica, petrográfica e litoquímica dos litotipos presentes na Bacia de Castro, em especial das rochas vulcânicas e siliciclásticas hospedeiras das mineralizações.

II. Atualização da cartografia geológica da bacia, baseada em novos dados de campo e auxiliada por dados geológicos e geofísicos recentes, obtidos pelo SGB-CPRM e de dados compilados da literatura.

III. Caracterização das zonas de alteração hidrotermal e das zonas hospedeiras das mineralizações auríferas e de hematita.

IV. Estudo de inclusões fluidas em quartzo associado às zonas mineralizadas em ouro, para estimativa da composição, salinidade e da temperatura dos fluidos mineralizantes.

V. Estudos de difração de raios X para caracterização precisa de fases minerais.

VI. Estudo de isótopos estáveis (O, H, C, S), para identificação de fontes e evolução de fluidos, incluindo a avaliação de processos de mistura, imiscibilidade e interação fluido-rocha, temperatura, além da natureza dos reservatórios de carbono e enxofre.

VII. Revisão de dados de isótopos radiogênicos, para caracterização da evolução temporal das mineralizações.

VIII. Proposição de um modelo integrado para o Sistema Mineral da Bacia de Castro.



### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. Evolução do Conhecimento Geológico do Grupo Castro

A Bacia de Castro é uma das principais bacias cambro-ordovicianas da Província Mantiqueira (Silva et al., 2003). Essa bacia de preenchimento vulcanossedimentar é parcialmente recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Figura 2).

As rochas vulcânicas ácidas, identificadas como “pórfiro vermelho”, da região de Castro foram interpretadas primeiramente como produto de metamorfismo de rochas arcoseanas (Derby, 1878; Oliveira, 1927, 1936). Woodworth (1912) relata presença de “brechas felsíticas” na região de *Pirahy* (atual Piraí do Sul), separando-as do restante do embasamento pré-devoniano, devido ao metamorfismo incipiente. Leinz (1936) reconheceu as rochas descritas pelos autores supracitados como efusivas e separou-as em três tipos: quartzo pórfiro, cor tijolo claro; quartzo pórfiro cor chocolate (com textura fluidal); e quartzo pórfiro brechoso. Por apresentar um tipo incomum de magmatismo no Brasil, o autor propôs a utilização das rochas vulcânicas ácidas da Bacia de Castro como seixos guias em tilitos encontrados na Bacia do Paraná.

Coutinho (1955), em estudo próximo ao município de Piraí do Sul (norte da Bacia de Castro) propôs a divisão estratigráfica das rochas consideradas pré-devonianas da região em três grupos. Os grupos foram: efusivas ácidas, no topo; intrusões básicas (idade intermediária) e a Formação Castro na base, a qual seria constituída por sedimentos arcoseanos (Tabela 1).

Trein *et al.* (1967) subdividiram a Bacia de Castro em novas três unidades: sequência sedimentar, constituída por arcóseos, conglomerados, arenitos e siltitos; sequência vulcânica ácida, formada por riolitos e rochas piroclásticas associadas; e sequência vulcânica intermediária, representada por andesitos e intercalações pouco espessas de grauvaca. Esses autores propuseram uma coluna estratigráfica para a bacia que colocaria a sequência sedimentar entre dois eventos vulcânicos ácidos e a sequência intermediária no topo (Tabela 1).

Moro (1993) subdividiu o Grupo Castro em quatro unidades distintas: a base do Grupo Castro seria representada por rochas vulcânicas intermediárias a ácidas, com andesitos, riolitos, ignimbritos, tufos e conglomerados. O conjunto dessas rochas corresponderia à Associação Vulcânica Intermediária-Ácida. Sobreposta a essa unidade estaria a Associação Sedimentar Inferior, que contém arenitos, siltitos e lamitos continentais. Acima desta ocorreriam rochas vulcânicas ácidas e entre essas, riolitos, quartzo-latitos, ignimbritos, tufos e brechas piroclásticas da Associação Vulcânica Ácida. São descritos conglomerados continentais no topo do Grupo Castro, que foram denominados pela autora como Associação Sedimentar Superior.

Moro *et al.* (1994) subdividiram essas unidades em três associações distintas: Associação Tronco, basal, com derrames andesíticos, riolitos, tufos, ignimbritos e conglomerados de leques aluviais subordinados; sobreposta pela Associação Piraí do Sul, com arenitos arcoseanos, siltitos e lamitos de planície de inundação; e a Associação Tirania ao topo, com riolitos, quartzo latitos, ignimbritos, tufos, brechas piroclásticas e conglomerados de leques aluviais. No recente trabalho regional realizado pelo SGB-CPRM (Mapa *et al.*, 2019), o Grupo Castro foi dividido em seis unidades (Tabela 1). A Formação Tronco, basal, corresponde às rochas máficas e intermediárias e a Formação Aparição englobaria sedimentos intercalados a tufos, que seriam relacionados com a Formação Tronco. A Formação Espalha Brasa representa os conglomerados polimíticos, com seixos de rochas metassedimentares e graníticas. A Formação Tirania equivale a rochas vulcânicas ácidas e a Formação Piraí-Mirim a conglomerados proximais destas rochas vulcânicas. A Formação Rio Piraí<sup>1</sup> compreende os siltitos micáceos vermelhos, com níveis arenosos, e seriam distais da Formação Piraí-Mirim e Espalha Brasa.

---

<sup>1</sup> O nome “Piraí do Sul” não foi preservado para a Formação Rio Piraí devido à existência de uma fácies do Granito Cunhaporanga com o mesmo nome no banco de dados da SGB-CPRM.

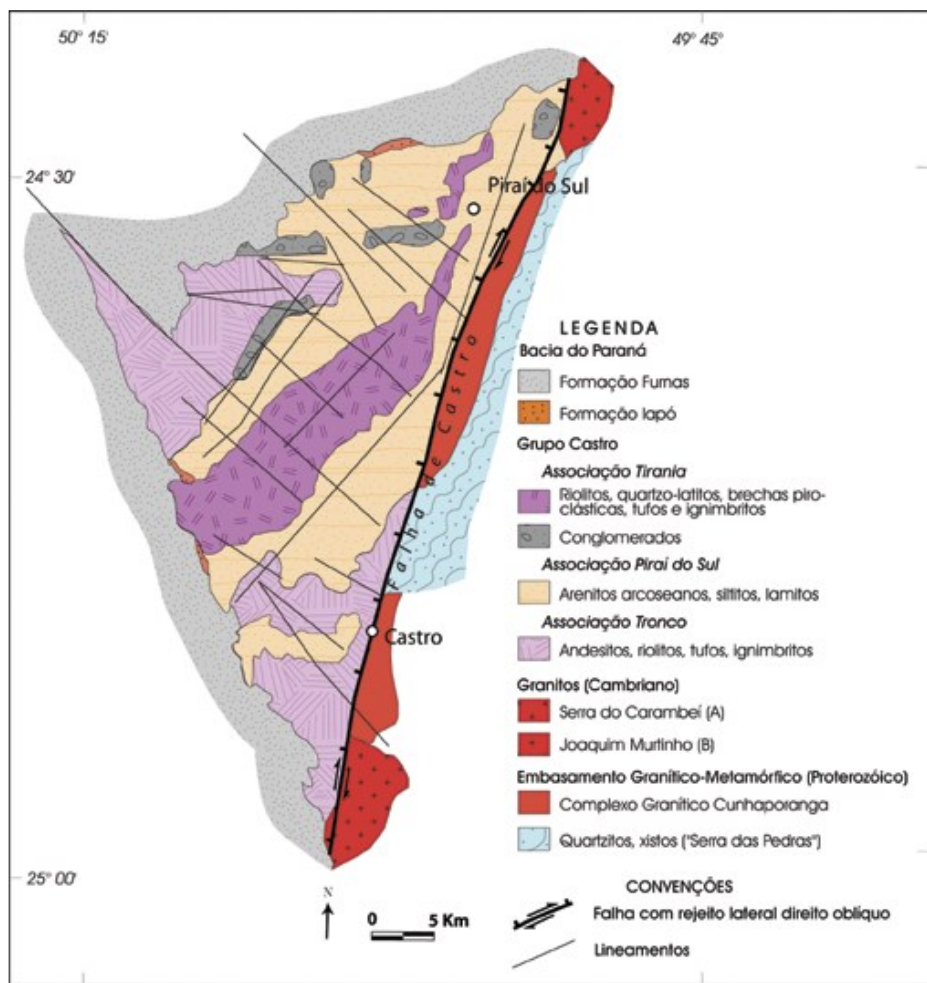


Figura 2 - Mapa geológico da Bacia de Castro (Teixeira & Gaucher (2004), compilado de Moro *et al.* (1994) e Bonacim *et al.* (1994).

Tabela 1 - Comparação entre propostas do empilhamento estratigráfico do Grupo Castro.

Grupo Castro							
	Coutinho (1955)	Trein <i>et al.</i> (1967)	Moro (1993)	Moro <i>et al.</i> (1994)	Mapa <i>et al.</i> (2019)		
Topo		Seq. Vulc. Intermediária	Ass. Sed. Superior				
↑	Efusivas ácidas	Seq. Vulc. Ácida	Ass. Vulc. ácida	Ass. Tirania	Fm. Tirania	Fm. Pirai-Mirim	Fm. Rio Pirai
↑	Intrusões básicas	Seq. Sed.	Ass. Sed. inferior	Ass. Pirai do Sul	Fm. Espalha Brasa		
Base	Fm. Castro	Seq. Vulc. Ácida	Ass. Vulc. Intermediária-ácida	Ass. Tronco	Fm. Tronco		Fm. Aparição
Dist.					Proximal	→	Distal
Leg.	Básicas a intermediárias	Intermediárias	Ácidas	Sed.	Cong.	Epiclásticas	Tufos

Observação: Leg. = Legenda; Seq. = Sequência, Ass. = Associação; Vulc. = Vulcânica; Sed. = Sedimentar; Cong. = Conglomerado, Fm. = Formação.

A evolução geológica da Bacia de Castro ainda não é bem compreendida na literatura. Há opiniões contrastantes em relação à sua estratigrafia e evolução tectônica. Enquanto Trein *et al.* (1967), Arioli (1981), Arioli & Moreton (1982) e Moro (1993) a classificam como uma bacia molássica pós-orogênica, Bonacim *et al.* (1994) a interpretaram como uma bacia transtensional transcorrente. Almeida *et al.* (2010) e Mapa *et al.* (2019) consideram que a Bacia de Castro pertença a um grande sistema de riftes.

Os argumentos de Trein *et al.* (1967) para classificar a Bacia de Castro e correlatas como do tipo molássica são: sua posição estratigráfica em relação a rochas metamórficas de baixo grau (Grupo Açungui); e a composição dos sedimentos da bacia (conglomerados e arcóseos). Moro (1993) definiu o Grupo Castro como representante de uma sequência molássica porque se encaixaria em “parâmetros tectono-estratigráficos e geocronológicos” para uma bacia desse tipo em seu contexto geológico. A autora considera que as molassas seriam depósitos espessos, formados em ambientes continentais ou marinhos rasos, originados em cinturões orogênicos. A autora também considera que o magmatismo da bacia seria subcalino, o que seria coerente com bacias molássicas ou transtensionais.

Bonacim *et al.* (1994) classificaram a Bacia de Castro como uma bacia transtensional uma vez que planos de fraturas em siltitos e lamitos em estado

plástico foram preenchidos por material hidrotermal, contemporâneo ao vulcanismo. Segundo estes autores, estas características definiriam o caráter não consolidado dos sedimentos da bacia durante a deformação. Este aspecto atestaria um caráter transtensional, correlacionado com o colapso do cinturão orogênico no final do Ciclo Brasileiro.

Em contraste com os autores supracitados, Almeida et al. (2010) correlacionam a Bacia de Castro a um grande sistema de bacias tipo rifte do sudeste da América do Sul. Segundo os mesmos autores, a abertura do sistema de rifte e a presença de rochas vulcânicas nas bacias e de corpos graníticos correlatos nos seus arredores indicariam que a fusão de manto e da crosta ocorreu de forma simultânea.

### **3.2. Principais Ocorrências Mineraias Descritas na Literatura**

Entre as ocorrências mineraias conhecidas na Bacia de Castro, as que levantam maior interesse são as mineralizações auríferas. Empresas, tais como Mineropar (Arioli & Moreton, 1982) e Vale, por meio da sua antiga subsidiária Docegeo (DOCEGEO, 1997), realizaram trabalhos de prospecção de ouro na área, obtendo resultados de anomalias e ocorrências. Seoane (1999) relatou que existem registros de garimpos na região, executados por jesuítas, datados da primeira metade do século XVIII. Este garimpo teria sido empreendido nos sedimentos aluvionares do Córrego D'Ouro, afluente do Rio Iapó, localizado a norte da cidade de Castro<sup>2</sup>. O mesmo autor associa as mineralizações auríferas com rochas vulcânicas da bacia, tanto intermediárias como félsicas. Também observa que os sedimentos da bacia são estéreis, mas que no contato com as rochas vulcânicas há zonas de silicificação e mineralização de ouro. Segundo este autor, a mineralização de ouro ocorre de duas formas: em veios de quartzo e disseminado. Os veios apresentam: textura sacaroidal; pouco bandamento; presença de cavidades; e são constituídos por calcedônia e quartzo prismático. Quando estes veios possuem teores acima de 1 g/t de Au, apresentam textura de substituição de carbonato, o que confere aspecto estilhaçado à rocha. O tipo disseminado, ocorre em riolitos, com grande volume e

---

<sup>2</sup> Não foi localizado na base de folhas topográficas do exército um córrego com este nome (Exército Brasileiro, 2021), mas há nas folhas topográficas, ao norte da cidade de Castro, um córrego denominado "Lavrinha", podendo ser este o qual o autor se refere.

sem controle litológico aparente, por vezes associado à pirita em vênulas e disseminada na matriz. O mesmo autor classificou os depósitos auríferos da Bacia de Castro como de origem epitermal do tipo *low-sulfidation* (Seoane, 1999). A presença de cinábrio e arsenopirita foi fundamental para essa classificação, além da presença de minerais de ganga, tais como calcedônia, calcita, illita e barita. Outros autores endossaram essa classificação em um prospecto da empresa Terra Pura, localizado ao sul da bacia (Serrano, 2013; Abreu & Serrano, 2014a). Neste prospecto foram descritos pórfiros subvulcânicos e possível presença de adularia. A Bacia de Castro apresenta mineralizações comprovadas de ouro e potencial para metais base. Para ouro, a bacia apresentaria um potencial de 4-10 Moz de Au a 0,5 g/t de Au e foram observadas zonas de bonança, com teores de 3 a 40 g/t de Au (Abreu et al., 2013; Abreu & Serrano, 2014b).

Outro bem mineral que motivou estudos na Bacia de Castro foi a hematita. No ano de 1882 foi concedido o primeiro decreto para a investigação de minas de ferro e outros minerais no Município de Castro (Leonardos, 1938). O mesmo autor descreve corpos de hematita compacta em formato lenticular, associados a zonas de falhas. Na época desse estudo, um desses corpos foi cubado e a sua reserva útil foi calculada em três mil toneladas de minério. Alguns desses corpos foram lavrados intermitentemente, em quatro pedreiras (Seoane, 1999).

Além da hematita e do ouro, trabalhos na região focaram outros bens minerais. Entre os anos de 1978 e 1980, a empresa Anglo American realizou sondagens rotativas exploratórias em prospectos visando metais base (Seoane, 1999). Segundo o mesmo autor, os resultados dessa campanha exploratória não foram divulgados. Nos anos de 1990, o Grupo Castro foi prospectado para argilas, devido ao seu potencial para argilas especiais, derivadas de rochas vulcânicas ácidas (Cruz, 1991).

Próximo à Bacia de Castro, em seu embasamento, foram prospectadas áreas radioanômalas no Granito Serra do Carambeí, por um convênio entre a Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e a CPRM, na década de 1970 (Pinho Filho & Milmann Martins, 1972). Pinto-Coelho (1986) cita que as anomalias não eram economicamente viáveis. Apesar dessa inviabilidade, foi constatado que o granito e diques de "riolito" associados ao granito seriam anômalos em Urânio e Estanho. Neste granito também são conhecidos depósitos de fluorita (Dardenne et al., 1997).

Os granitos Serra do Carambei e Joaquim Murtinho são considerados na literatura como radioanômalos, sendo enriquecidos em Urânio e Tório (Ferreira et al., 2001, 2009; Godoy et al., 2011; Godoy, 2011; Antonelli & Ferreira, 2019).

### **3.3. Sistemas Epitermais e Tectônica Associada**

Os sistemas epitermais podem ser mineralizados tanto em metais de base como preciosos. Nas últimas décadas, os depósitos epitermais foram lavrados principalmente pelos seus teores de prata e ouro (Simmons et al., 2005). Segundo os mesmos autores, foram propostas mais de uma dúzia de classificações para os sistemas epitermais. Essas diferentes classificações se baseiam em aspectos como: composição do minério, mineralogia da ganga e aspectos físico-químicos dos fluidos.

Uma das classificações mais utilizadas atualmente foi proposta por Hedenquist *et al.* (2000). Baseado em trabalhos prévios, esses autores propuseram uma classificação com base no grau de sulfatação do fluido. Essa classificação subdivide os epitermais entre *low*, *intermediate* e *high-sulfidation*. Cada um desses tipos de depósitos apresentaria características próprias, como zonas de alteração hidrotermal e mineralizações distintas, como decorrência de diferenças composicionais dos fluidos.

Sillitoe & Hedenquist (2003) acreditam que há uma forte relação entre os tipos e subtipos de sistemas epitermais, com seu ambiente vulcano-tectônico. Portanto, as características dos diferentes tipos e subtipos de depósitos epitermais, incluindo a química dos fluidos, seriam função principalmente das características dos sistemas magmáticos associados (Figura 3).

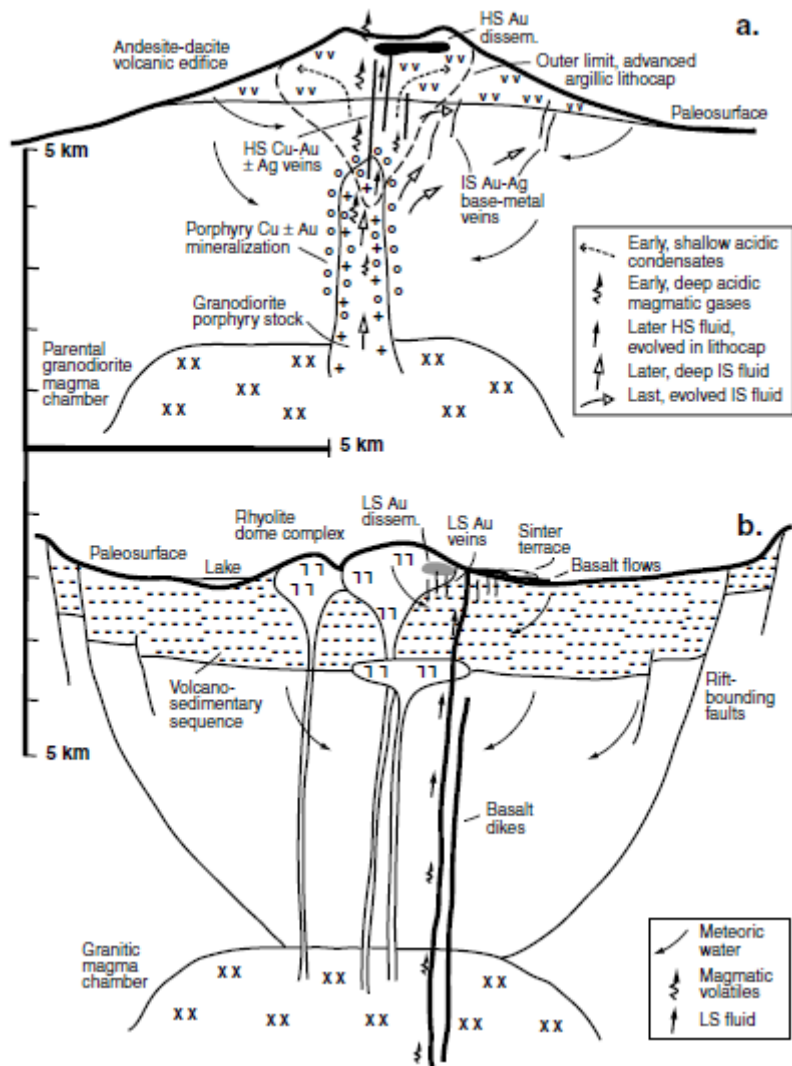


Figura 3 - Seções esquemáticas dos membros finais dos ambientes vulcano-tectônicos e sistemas epitermais associados. A: Arcos vulcânicos cálcio-alcalinos e depósitos high e intermediate-sulfidation B: Rife com vulcanismo bimodal e depósitos *low-sulfidation* (Sillitoe & Hedenquist 2003).

Na Bacia de Castro, as mineralizações auríferas são descritas como *low-sulfidation*, portanto seriam associadas principalmente com um ambiente tectônico do tipo rifte. Esse modelo tectônico foi proposto por Fragoso-César *et al.* (2000) para a Bacia do Camaquã. Localizada no Rio Grande do Sul, a Bacia do Camaquã produziu 22,53 Mt @ 0,76% de Cu, entre os anos de 1901 até 1996, somando a produção das Minas São Luiz e Uruguai (Toniolo *et al.*, 2010). Segundo os mesmos autores, foram extraídos como subproduto dessas minas 4,5 t @ 0,2 g/t de Au e 338 t @ 15g/t de Ag. O modelo proposto para a Bacia do Camaquã foi adotado por Almeida *et al.* (2010) para outras bacias similares. Esse modelo tectônico proposto seria coerente com as ocorrências minerais descritas na literatura em relação à Bacia de Castro.

A mudança de paradigma na literatura sobre o ambiente tectônico de formação da Bacia de Castro e outras bacias correlatas também abre novas possibilidades para exploração mineral, incluindo a classe de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG) definida por Hitzman *et al.* (1992). Estes autores relacionaram o depósito de Olympic Dam (Austrália) com os depósitos de Wernecke (Canadá), Kiruna (Suécia) e do sudeste do Missouri (EUA) e outros exemplos. Estes depósitos teriam como característica comum a presença de rochas ricas em ferro formadas em ambiente de tectônica extensional (Hitzman et al., 1992) e seriam anômalas em urânio (Hitzman & Valenta, 2005). Hitzman (2000) propõe três ambientes tectônicos principais para a ocorrência destes depósitos: colapso orogênico intracontinental, magmatismo intracontinental anorogênico e extensão relacionada a subducção ao longo de uma margem continental. As bacias do tipo rifte intracontinental são consideradas na literatura como um ambiente muito propício ao desenvolvimento de depósitos gigantes de óxido de ferro-cobre-ouro (Pirajno & Santosh, 2015). Segundo os mesmos autores, o principal motivo desse potencial seria que a abertura desses riftes estaria relacionada com ascensão mantélica. Groves *et al.* (2010) citam o metassomatismo do manto litosférico subcontinental como um processo crucial na formação dos depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro. O metassomatismo do manto causado pela atividade de plumas mantélicas ou por subducção prévia, teria influência na composição de magmas em ambiente intraplaca. O ambiente de transição de mudança de regime compressivo para extensional também pode ser adequado para a formação desse tipo de depósitos. Skirrow *et al.* (2018) defendem que o depósito de Olympic Dam foi formado em ambiente de pós-subducção. Segundo Skirrow (2022), os depósitos do tipo IOCG oxidados (com hematita) seriam relacionados com ambiente tectônico pós-orogênico. Em relação às mineralizações epitermais, este ambiente tectônico também é promissor. Sillitoe & Hedenquist (2003) citam que os veios do tipo bonança são mais comuns em ambiente de rifte com magmatismo bimodal. Segundo esses autores, esses veios são o aspecto mais atrativo das mineralizações do tipo *low-sulfidation*.



## 4. MATERIAIS E MÉTODOS

### 4.1. Revisão Bibliográfica

A partir da pesquisa bibliográfica foram compilados e digitalizados no formato SIG dados analíticos e de campo, provenientes de trabalhos prévios acadêmicos e da indústria mineral. As referências bibliográficas foram organizadas utilizando o *software Zotero* (Corporation for Digital Scholarship, 2022). As coordenadas do projeto de metais base da empresa Anglo American, citados por Seoane (1999), foram localizadas no sistema de pesquisa de processos da ANM (ANM - Agência Nacional de Mineração, 2022). Os polígonos destes requerimentos foram georreferenciados com base nos vértices fornecidos pelo sistema. Também foram digitalizados, compilados e georreferenciados trinta e quatro mapas geológicos prévios da região de interesse (Tabela 2). O georreferenciamento foi realizado com o *software ArcGIS Desktop 10.7*. (ESRI, 2018). Estes dados e mapas georreferenciados podem ser acessados no *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/16FYIB8t0vRzfld19p7\\_W4\\_uC94\\_7d0AL?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/16FYIB8t0vRzfld19p7_W4_uC94_7d0AL?usp=sharing)

Em adição à literatura regional, foi também revisada a literatura referente às bacias correlatas e de exemplos de mineralizações de ouro, ferro e metais base em âmbito mundial, análogas às encontradas na Bacia de Castro. Também foi revisto material sobre técnicas analíticas com aplicações nesse trabalho, como por exemplo: sistemáticas de análises de isótopos estáveis e radiogênicos; processamento e interpretação de dados aerogeofísicos; e aplicações e interpretação de dados de sensoriamento remoto.

Tabela 2 - Mapas geológicos prévios da região da Bacia de Castro e Arredores

<b>Autor</b>	<b>Ano</b>	<b>Tipo</b>	<b>M. (Nº)</b>	<b>Escala</b>	<b>Área (km²)</b>	<b>Referências</b>
<b>CPRM</b>	2019	Relatório Final	1	1:100.000	<b>3.519,38</b>	(Mapa et al., 2019)
<b>CPRM</b>	2017	Mapa Geológico	1	1:250.000	<b>5.251,59</b>	(Caltabelotta et al., 2017)
<b>Serrano</b>	2013	T.F.	1	1:10 000	<b>45,97</b>	(Serrano, 2013)
<b>Mineropar</b>	2006	Mapa Geológico	1	1:250 000	<b>5.251,59</b>	(MINEROPAR, 2006)
<b>Guimarães</b>	2000	Tese	1	1:150 000	<b>2.820,35</b>	(Guimarães, 2000)
<b>Seoane</b>	1999	Tese	1	1:100 000	<b>1.563,84</b>	(Seoane, 1999)
<b>Vale</b>	1997	Relatório Parcial	9	1:5 000	<b>27,24</b>	(DOCEGEO, 1997)
<b>Guimarães</b>	1995	Mestrado	1	1:25 000	<b>98,51</b>	(Guimarães, 1995)
<b>Moro</b>	1993	Mestrado	1	1:200 000	<b>2.368,40</b>	(Moro, 1993)
<b>Pinese</b>	1989	Mestrado	2	1:250 000	<b>3.417,53</b>	(Pinese, 1989)
<b>Mineropar</b>	1982	Relatório Parcial	3	1:25 000	<b>233,31</b>	(Arioli & Moreton, 1982)
<b>Mineropar</b>	1982	Relatório Parcial	1	1:100 000	<b>3.097,78</b>	(Arioli & Moreton, 1982)
<b>CPRM</b>	1981	Relatório Final	1	1:100 000	<b>2.101,26</b>	(Silva et al., 1981)
<b>CPRM</b>	1977	Relatório Final	1	1:50 000	<b>348,90</b>	(Carvalho et al., 1977)
<b>CPRM</b>	1977	Relatório Final	1	1:100 000	<b>2.101,26</b>	(Lopes Jr. et al., 1977)
<b>CPRM</b>	1974	Relatório Final	1	1:500 000	<b>2.562,29</b>	(Algarte et al., 1974)
<b>CCGPR</b>	1970	Mapa Geológico	2	1:70 000	<b>527,62</b>	(Bertoldo et al., 1970; Hausen et al., 1970)
<b>CCGPR</b>	1966	Mapa Geológico	5	1:50 000	<b>3.152,46</b>	(Fuck et al., 1966; Lopes et al., 1966; Trein et al., 1966)
<b>Total</b>			<b>34</b>			

Observações: M. (Nº) = Número de Mapas; Área (km²) referente a área de cobertura do mapa no polígono de interesse (área total de 5.251,59 km²) T.F. (Coluna "Tipo") = Trabalho de Formatura.

## 4.2. Trabalhos de Campo

Além das informações de campo obtidas da revisão bibliográfica da literatura regional, neste projeto foram utilizados dados de campo de projetos do SGB-CPRM. Foram desenvolvidos na região de estudo os projetos "ARIM – Vale do Ribeira" (Mapa et al., 2019) e "PBEC" (em andamento) pelo SGB-CPRM. No projeto "ARIM – Vale do Ribeira", foram descritos 430 afloramentos, em 40 dias úteis de campo realizados entre os anos de 2015 e 2017, por múltiplas equipes. No projeto "PBEC" foram descritos mais 28 afloramentos em 5 dias úteis de campo, em trabalho de campo realizado no ano de 2019. Também foi realizado um trabalho de campo entre os dias 12/01/2020 e 25/01/2020 para o desenvolvimento desta tese, com recursos próprios. Neste trabalho foram descritos 780 afloramentos (Tabela 3). O campo teve como objetivo descrever e coletar amostras de áreas mineralizadas não visitadas anteriormente nos trabalhos realizados pela CPRM. Durante esta etapa de campo foram checadas feições ressaltadas por imagens geradas a partir de dados

geofísicos reprocessados. As feições de interesse checadas foram: estruturas circulares na Bacia de Castro e arredores e regiões aplainadas no embasamento com resposta geofísica similar à área cartografada como rochas sedimentares do Grupo Castro.

Tabela 3 - Dados de campo compilados e utilizados neste trabalho

<b>Autor</b>	<b>Ano</b>	<b>Trabalho</b>	<b>P. Campo</b>	<b>Informações</b>	<b>Referências</b>
<b>E. Trabalho</b>	2020	Tese	780	Estações + Dados	
<b>CPRM</b>	2019	Outros	28	Estações + Dados	PBEC - Em andamento
<b>CPRM</b>	2019	Outros	512	Estações + Dados	(Mapa et al., 2019)
<b>Serrano</b>	2013	T.F.	478	Estações + Dados	(Serrano, 2013)
<b>Guimarães</b>	2000	Tese	265	Estações	(Guimarães, 2000)
<b>Vale</b>	1999	Outros	59	Estações	(Seoane, 1999)
<b>Seoane</b>	1999	Tese	692	Estações	(Seoane, 1999)
<b>Guimarães</b>	1995	Mestrado	137	Estações	(Guimarães, 1995)
<b>Moro</b>	1993	Mestrado	103	Estações	(Moro, 1993)
<b>Chierigati</b>	1989	Mestrado	14	Estações + Dados	(Chierigati, 1989)
<b>Pinese</b>	1989	Mestrado	28	Estações + Dados	(Pinese, 1989)
<b>CPRM</b>	1981	Outros	37	Estações + Dados	(Silva et al., 1981)
<b>CPRM</b>	1977	Outros	560	Estações + Dados	(Carvalho et al., 1977; Lopes Jr. et al., 1977)
<b>CPRM</b>	1974	Outros	263	Estações + Dados	(Algarte et al., 1974)
<b>CCGPR</b>	1970	Outros	62	Estações	(Bertoldo et al., 1970; Hausen et al., 1970)
<b>Total</b>			<b>4018</b>		

Observações: P. Campo = Quantidade de pontos de campo; E. Trabalho (na coluna "Autor") = Este Trabalho; Outros (na coluna "Trabalho") = Relatórios e mapas avulsos de empresas de economia mista e governamentais; T.F. (na coluna "Trabalho"): Trabalho de Formatura.

### **4.3. Geofísica**

Dados de magnetometria, gamaespectrometria e gravimetria foram importados e processados, sendo os resultados deste processamento integrados à base de dados. Estes dados de geofísica foram interpolados e tratados utilizando o *software* "Geosoft - Oasis montaj" (Geosoft, 2016). Como resultado, os dados processados foram disponibilizados como imagens em formato GeoTIFF e *raster* binários no formato FLT (*floating-point grid*). As imagens resultantes do processamento foram interpretadas seguindo a metodologia "solid geology layer" (Isles & Rankin, 2013).

#### **4.3.1. Magnetometria e gamaespectrometria**

Recobrando a Bacia de Castro, existem dois projetos de geofísica aerotransportada, adquiridos pela CPRM e disponibilizados para o público em geral de maneira gratuita (CPRM, 2014). Estão disponíveis dados brutos de aerogeofísica dos projetos "1025 - Serra do Mar Sul" e "1095 - Paraná – Santa Catarina", ambos

contendo dados de gamaespectrometria e magnetometria. O Projeto Serra do Mar Sul apresenta espaçamento entre linhas de 1 km, com direção N30W e altitude de voo de 150 m (Geofoto S.A., 1978) e recobre parcialmente a Bacia de Castro. O projeto Paraná – Santa Catarina, mais recente, apresenta espaçamento entre linhas de 500 m, com direção NS e altitude de voo de 100 m (Lasa Prospecções S.A., 2011). O processamento e interpretação de dados aerogeofísicos de gamaespectrometria e magnetometria foram focados nos dados do aerolevante mais recente. Essa opção foi feita pela maior resolução de levantamento e por recobrir quase totalmente a área aflorante da Bacia de Castro (exceto em um pequeno trecho no Cânion Guarterlá, na região oeste da área de estudos).

#### **4.3.2. Gravimetria**

Neste trabalho foram utilizados dados gravimétricos terrestres e de modelos globais. As estações terrestres utilizadas são disponibilizadas gratuitamente pelo SGB-CPRM (CPRM, 2018) e pelo BNDG - Banco Nacional de Dados Gravimétricos (“BNDG - Banco Nacional de Dados Gravimétricos,” 2021). É necessária uma solicitação prévia para acesso aos dados do BNDG. Os dados utilizados neste projeto foram solicitados previamente por geofísicos do SGB-CPRM. Para efeito comparativo, também foram processados dados de gravimetria de modelos globais. O modelo gravimétrico global utilizado foi o WGM2012, que conta com resolução de 2'x2'. Este modelo deriva do modelo EGM2008, o qual inclui dados de medida terrestres de gravimetria, altimetria de satélite e gravimetria de satélite (Bonvalot et al., 2012).

#### **4.3.3. Sismos**

Dados de sismos atuais, registrados na área próxima à Bacia de Castro, foram obtidos gratuitamente no site do Centro de Sismologia da USP (Centro de Sismologia - USP, 2015). Estes sismos podem refletir movimentos de acomodação continental e serem relacionados a estruturas prévias e podem ajudar a entender o arcabouço tectônico da bacia.

#### 4.4. Sensoriamento Remoto

Nos estudos de sensoriamento remoto foram utilizadas coleções de imagens de satélites de uso livre, disponibilizadas através da plataforma *GEE - Google Earth Engine* (Google Developers, 2022). Nesta plataforma, foram criados *scripts*, utilizando a linguagem de programação *JS – JavaScript* (“JavaScript | MDN,” 2022). Estes *scripts* podem ser facilmente adaptados e utilizados para outros objetivos e áreas de interesse.

Os *scripts* criados contemplam:

I - Cálculo de razões de bandas e exportação de imagens de satélite, com período de tempo pré-determinado. Os objetivos deste *script* foram: gerar imagens de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) em períodos pré-determinados, para estudo do comportamento da vegetação em períodos úmidos e secos; exportar mosaicos multibanda de imagens de satélite. Essas imagens foram aplicadas como camadas de informações em *softwares* SIG (*script* disponível em “Apêndice I”).

II – Mosaico, com filtro para nuvens, para o menor valor de NDVI calculado disponível na coleção de imagens. O propósito deste *script* foi criar máscaras de vegetação, visando encontrar solo exposto na coleção de dados, nas quais se esperava obter dados espectrais de solos em áreas de culturas não-perenes ou em escavações temporárias – (*script* disponível em “Apêndice II”). Como exemplo, no *script* foi utilizado a razão de Abrams (*Abrams Ratio*). Esta razão foi desenvolvida originalmente para ressaltar alterações hidrotermais de depósitos de cobre do tipo pórfiro com dados do satélite Landsat 4 (Abrams et al., 1983). Esta razão consiste: banda 5 (SWIR-1) sobre a banda 7 (SWIR-2) no canal vermelho para ressaltar minerais hidratados (argilas por exemplo); banda 3 (Vermelho) sobre banda 2 (Verde) no canal verde para ressaltar óxidos de ferro; e banda 4 (NIR) sobre banda 5 (SWIR-1) no canal azul, que ressalta rochas expostas sem alteração hidrotermal e vegetação. Em locais com alteração hidrotermal com argilominerais e óxidos de ferro é esperado composições de cores variando de amarelo até laranja. Para os dados do satélite Landsat 8, essas razões foram adaptadas para: banda 6 (SWIR-1) sobre a banda 7 (SWIR-2) no canal vermelho; banda 4 (Vermelho) sobre banda 3 (Verde) no canal verde; e banda 5 (NIR) sobre banda 6 (SWIR-1) no canal azul.

III – Análise de componentes principais (PCA) das bandas do satélite Landsat 8. A finalidade deste *script* foi ressaltar variações em áreas aparentemente homogêneas (principalmente áreas com vegetação nativa preservada). Essas variações poderiam ser um reflexo de discontinuidades no substrato geológico (*script* disponível em “Apêndice III”). Parte desse *script* foi extraído de um guia da própria ferramenta do GEE (Google Developers, 2021).

IV – Exportar mosaicos de modelos digitais de elevação (MDE), imagens sombreadas e de declividade (provenientes de dados SRTM). As imagens foram geradas com função de camadas de informação, interpretadas em *softwares* SIG (*script* disponível em “Apêndice IV”).

V – Delimitação de quebras no relevo com filtro “*Canny Edge Detector*” a partir da declividade gerada com o MDE. Buscou-se ressaltar quebras de relevo para evidenciar possíveis contatos geológicos (*script* disponível em “Apêndice V”). Para vetorizar o dado exportado é necessário uma transformação do *raster* gerado para polilinhas, procedimento que pode ser realizado com *softwares* de SIG.

VI - Geração de mapas de maneira automática, utilizando técnicas de *Machine Learning* (*Random Forest*) a partir de pontos de campo (*script* disponível em “Apêndice VI”) e de mapas prévios (*script* disponível em “Apêndice VII”). Esses *scripts* utilizam dados de coleções de imagem de satélite, e elevação e dados aerogeofísicos no formato *raster* numérico importados para a plataforma. Foram importados dados derivados de magnetometria (Amplitude do Sinal Analítico - Gradiente total e Susceptibilidade Magnética Aparente) e de gamaespectrometria (Contagem Total ( $\mu\text{R/h}$ ), K (%), Th (ppm) e U (ppm)).

No caso do repositório se perder, os *scripts* foram disponibilizados na forma de texto nos apêndices I até VII. Os *scripts* utilizados nessa tese estão também disponíveis em:

[https://code.earthengine.google.com/?accept\\_repo=users/ivanmarques/DOC](https://code.earthengine.google.com/?accept_repo=users/ivanmarques/DOC)

Além dos dados derivados da missão SRTM (*pixels* de 30m), foram obtidos MDE derivados dos dados do satélite *ALOS PALSAR*, com correção radiométrica do terreno (Laurencelle et al., 2015). Estes dados de MDE foram obtidos utilizando a ferramenta “*ASF Data Search Vertex*” (ASF - Alaska Satellite Facility, 2019). As

cenas de interesse foram colocadas em um mosaico recortado pelo polígono da área de interesse e processados utilizando *softwares* de sistema de informação geográfica (GIS). Este MDE é um produto reamostrado para *pixels* de 12,5m.

Dados hiperespectrais de amostras da Bacia de Castro foram coletadas durante o projeto ARIM – Vale do Ribeira. As amostras coletadas foram analisadas com espectrômetros portáteis de alta resolução (*ASD-FieldSpec-3 Hi-Resolution*). Estes dados foram discutidos e interpretados por Perrotta *et al.* (2018). As interpretações destes autores foram levadas em consideração na análise dos resultados do processamento de imagens de satélite.

#### **4.5. Produção de mapas**

O *layout* dos mapas e pranchas de mapas apresentados nesta tese foram produzidos utilizando o *software ArcGIS Desktop 10.7*. (ESRI, 2018). Os dados disponibilizados no formato *shapefile* também foram criados e manipulados utilizando este *software*. Os dados no formato KML e KMZ foram exportados utilizando o *software QGIS 3.24.1-Tisler* (QGIS Project, 2022). Os mapas interativos, apresentados na próxima seção foram criados usando a plataforma *Google My Maps* (Google Maps, 2022), importando as camadas dos arquivos exportados no formato KML/KMZ.

#### **4.6. Petrografia**

Estudos petrográficos, com luz transmitida e luz refletida foram desenvolvidos na CPRM SUREG-SP. Foram confeccionadas cerca de cento e vinte lâminas do material coletado nas etapas de campo dos projetos ARIM – Vale do Ribeira e PBEC. O estudo de petrografia visou caracterizar em detalhe os litotipos existentes na Bacia de Castro, incluindo as rochas hospedeiras da mineralização, sua evolução, e evidências de eventos hidrotermais associados a essas mineralizações.

#### **4.7. Litogeoquímica**

Durante o Projeto ARIM - Vale do Ribeira, setenta amostras de rocha foram preparadas e analisadas pelo laboratório SGS Geosol e analisadas para óxidos maiores, terras raras e traços. Destas setenta amostras, cinquenta e oito amostras da Bacia de Castro e arredores foram analisadas para Au, Pt e Pd por *fire assay*, pelo mesmo laboratório. Esses dados foram reinterpretados visando a identificação

de vínculos das rochas vulcânicas da Bacia de Castro com granitoides do embasamento, além da delimitação de zonas potencialmente mineralizadas. Os dados foram plotados em diagramas utilizando o *software* GCDkit (Janoušek et al., 2006).

#### **4.8. Análises de Inclusões Fluidas**

Foram preparadas pela SGB-CPRM na litoteca de Araraquara cinco lâminas delgadas bipolidas, sendo as primeiras desse tipo preparadas nesta laminação. Estas lâminas apresentaram espessura fora do padrão devido à pouca experiência dos laminadores com este material. As lâminas não foram utilizadas durante o projeto ARIM e foram cedidas para esta tese de doutorado. Quatro dessas lâminas foram obtidas de zonas silicificadas com potencial aurífero e uma das mineralizações de hematita. Análises de inclusões fluidas foram realizadas em uma das seções bipolidas das zonas silicificadas, em veios de calcedônia com quartzo, relacionadas às mineralizações auríferas associadas aos sistemas epitermais. Esta análise foi realizada durante a disciplina de pós-graduação GMG5882-1/1 Inclusões fluidas: ocorrência, análise e interpretação.

#### **4.9. Preparação de Amostras e Separação Mineral**

A separação de fases minerais foi realizada de maneira manual utilizando lupa binocular e pinça. Os minerais coletados nessa etapa foram analisados por difração de raios X e isótopos estáveis. Para a análise de isótopos estáveis foram separados quartzo, hematita, caulinita, illita, pirita, calcita, epidoto, sericita e um material que se supunha ser magnetita. O objetivo da separação para a análise de isótopos estáveis foi a de obter por amostra ao mínimo 10 mg de cada mineral de interesse. Este peso mínimo foi aferido por uma balança de precisão de 0,001g. Quando possível foi separado mais do que 10 mg, para a utilização em análises duplicadas.

#### **4.10. Difração de Raios X**

Sete análises de difração de Raios X foram realizadas no projeto, sendo quatro no Laboratório de Difração de Raios X (LDRX) do IGc – USP e três nos laboratórios da USGS. As amostras analisadas no LDRX foram provenientes de *lithophysae* e do material argiloso envoltório. Estas análises tiveram como objetivo a caracterização da mineralogia destes materiais. Essas amostras analisadas foram separadas e

trituras manualmente, em almofariz de ágata. Nos laboratórios da USGS, foram analisadas duas amostras de hematita e de um mineral que foi descrito em campo como magnetita. Estas análises foram realizadas no material separado previamente para a análise de isótopos estáveis. O objetivo principal das análises de hematita foi a confirmação das fases minerais separadas, as quais foram analisadas posteriormente por métodos de quantificação de isótopos estáveis. A amostra a qual se supunha ser magnetita foi realizada no material residual das análises de isótopos estáveis. Esta análise foi motivada após os resultados mostrarem que mais oxigênio foi extraído do material do que era esperado.

#### **4.11. Análise de Isótopos Estáveis**

Um total de trinta e três análises de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre foram efetuadas. As amostras analisadas foram coletadas durante os trabalhos de campo do projeto ARIM – Vale do Ribeira, realizados na região da Bacia de Castro – PR, e arredores.

A preparação das amostras foi realizada previamente no Brasil, utilizando a metodologia supracitada no tópico 2.8. Essa preparação prévia teve como objetivo o melhor aproveitamento de tempo durante o acesso aos laboratórios do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), onde foram realizadas as análises de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio e carbono.

As amostras de silicato e óxidos separadas previamente foram trituradas, sendo utilizada a fração retida entre as peneiras 60 e 120 *mesh* (Figura 4). O objetivo desta cominuição é ter partículas finas o suficiente para reagir totalmente com o pentafluoreto de bromo ( $\text{BrF}_5$ ), mas não serem leves a ponto de serem sugadas pelas bombas de vácuo da linha de extração de gás.



Figura 4 - Peneiras padronizadas utilizadas na preparação final das amostras analisadas para isótopos estáveis nos laboratórios da USGS.

Para a realização das análises a linha de extração é previamente limpa, com os seis recipientes de amostras da linha fechados por uma hora. Os recipientes são aquecidos em uma temperatura de 580 °C. Após este tempo, o gás presente nos recipientes é retirado com a bomba de vácuo, sendo abertos um de cada vez de maneira suave, para evitar a sobrecarga da bomba. Após a abertura dos recipientes, a bomba de vácuo é deixada em operação por mais uma hora, ainda aquecida em 580 °C, com os recipientes de amostra abertos na linha.

Depois da limpeza dos recipientes, a linha é resfriada até 180 °C, e os fornos de aquecimento são retirados dos recipientes das amostras. Estes recipientes são preenchidos com as amostras, sendo um deles preenchidos com padrão internacional AGS (*African Glass Sand*), composto de quartzo. O volume de amostra necessário é calculado com base no conteúdo de oxigênio do mineral. Por exemplo, o padrão AGS (que é composto por quartzo) tem como valor de CO<sub>2</sub> equivalente de 16,65. A quantidade necessária de amostra (em mg) é a razão de 100 dividido por este valor, que no caso do AGS (ou quartzo) é de 6,0 mg ( $100/16,65=6,0$ ). Além do padrão internacional, são utilizadas eventualmente amostras duplicatas para aferição dos dados gerados.

Os recipientes preenchidos com as amostras são acoplados novamente na linha e preenchidos lentamente com Ar (argônio), o qual é evacuado da linha na sequência. Após a extração do argônio, as amostras são aquecidas a 150 °C por

uma hora e mantidas sob vácuo. No término desta hora, os recipientes são refrigerados com N<sub>2</sub> (nitrogênio) líquido e preenchidos com BrF<sub>5</sub>. O BrF<sub>5</sub> é congelado nos recipientes, que então são fechados. Os recipientes são aquecidos novamente, usualmente em uma temperatura de 580 °C até o dia seguinte. Se os minerais analisados apresentarem ferro em sua composição, é necessário um dia a mais de reação, em uma temperatura mais alta (ao redor de 620 °C).

No dia seguinte, após finalizada a etapa de reação, o conversor de grafita é aquecido até 820 °C para limpeza e a parte de vidro da linha é bombeada. Após a limpeza, o conversor é resfriado até 700 °C e reaquecido até a temperatura de 780 °C. O recipiente de amostra é resfriado novamente com N<sub>2</sub> líquido (recipiente azul a esquerda, Figura 5). N<sub>2</sub> líquido também é colocado entre as linhas de extração (recipiente amarelo, Figura 5) em uma armadilha em formato de “U”, para contenção de resíduos de BrF<sub>5</sub>. Armadilhas de vidro (recipientes azuis, a direita na Figura 5), localizados após o conversor também são resfriadas da mesma maneira. Com o recipiente das amostras resfriado, o oxigênio liberado dos minerais pela reação com o BrF<sub>5</sub> reage com o conversor e é transformado em CO<sub>2</sub>, o qual é congelado nas armadilhas de vidro. A parte de metal da linha de extração é fechada e o CO<sub>2</sub> é transferido para o recipiente com medidor de pressão acoplado. O gás é transferido das armadilhas pela retirada do N<sub>2</sub> líquido das armadilhas, enquanto o medidor é resfriado com CO<sub>2</sub>. O recipiente do medidor é fechado e aquecido, e com base na pressão aferida é possível estimar a quantidade de gás coletada, com base no esperado para o mineral analisado. Utilizando o mesmo princípio de transferência, o gás é transferido do medidor para um tubo de ensaio removível resfriado com N<sub>2</sub>, localizados no topo da parte de vidro da linha. O CO<sub>2</sub> congela nos tubos de ensaio e o seu conteúdo é analisado posteriormente pelo espectrômetro de massa modelo *Finnigan MAT 252*, para verificação das razões isotópicas de oxigênio. Na sexta-feira, após as análises da semana, a armadilha no fim da linha resfriada com N<sub>2</sub> líquido (jarro marrom, canto superior esquerdo da Figura 5) é retirada e limpa. Na limpeza, os resíduos de BrF<sub>5</sub> reagem com água destilada em uma capela, sendo os resíduos obtidos nesta reação coletados e descartados de maneira segura.



Figura 5 – Linha de extração de oxigênio em silicatos, durante o momento em que o oxigênio liberado dos recipientes de amostras e reagem com o conversor de grafita, formando  $\text{CO}_2$ .

Os isótopos de carbono e oxigênio também foram analisados em carbonatos, utilizando princípios similares, em outra linha de extração. Nesta outra linha, a calcita reage a frio com  $\text{HCl}$ , liberando o  $\text{CO}_2$ , o qual posteriormente é analisado no espectrômetro de massa *Finnigan MAT 252* para suas razões isotópicas de C e O. Para alguns tipos de carbonatos, é necessário aquecimento para que a reação ocorra, sendo o aquecimento realizado com um maçarico portátil. Apesar da USGS possuir um equipamento automatizado para análise de isótopos de C e O em carbonatos, esta linha é utilizada em rotina para projetos com poucas amostras a serem analisadas.

Os isótopos de hidrogênio foram medidos com o espectrômetro de massa *Thermo Scientific Delta V Plus* equipado com um dispositivo de conversão de alta temperatura (TC/EA). As análises de hidrogênio foram realizadas posteriormente por Craig A. Johnson, pois o equipamento estava em manutenção durante a estadia nos laboratórios da USGS.

Além dos resultados de isótopos estáveis de O, C e H obtidos nos laboratórios da USGS, duas amostras sulfeto (pirita), foram analisadas para isótopos estáveis de

enxofre, durante o projeto “ARIM Vale do Ribeira”. Estas amostras foram enviadas para o Laboratório de Isótopos Estáveis (LAIS), pertencente ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB). Os cálculos de temperatura de formação de pares minerais e da composição isotópica dos fluidos foi realizada com o auxílio da planilha ISOMOD-Isofrac (Martín, 1996).

#### **4.12. Geocronologia**

Durante o projeto ARIM – Vale do Ribeira foram realizados estudos geocronológicos em seis amostras pelo método U–Pb em zircão. A preparação destas amostras foi realizada nos laboratórios da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e na Superintendência Regional de Porto Alegre do SGB-CPRM. A preparação das amostras nestes locais consistiu em moagem das rochas e separação de cristais de zircão. Os cristais de zircão destas amostras foram analisados via LA–ICP–MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry*) e suas idades calculadas pela curva concórdia. As análises foram realizadas nos laboratórios da Universidade de Brasília (UnB), utilizando o espectrômetro de massa multicoletor modelo *Thermo Finnigan Neptune*. Esses resultados foram publicados no relatório final do projeto (Mapa et al., 2019). Foram também obtidas imagens ao MEV (microscópio eletrônico de varredura) dos cristais de zircão que foram analisados. Alguns desses dados são reinterpretados aqui e correlacionados com os dados pré-existentes da literatura, visando a caracterização da evolução temporal da Bacia de Castro e a correlação com bacias similares.



## 5. RESULTADOS

Os resultados são apresentados nesta seção na forma tradicional, como de mapas e tabelas inseridos no texto, e em mapas elaborados na plataforma *Google My Maps*, para melhor visualização espacial dos resultados. Estes mapas podem ser acessados a partir dos *links* disponibilizados. Não foi organizado um mapa geral único de resultados nesta plataforma devido à impossibilidade de suporte à uma grande quantidade de camadas. Os resultados também estão disponíveis em formato digital nos *links* de Google Drive e na forma de mídia física (Apêndice X). A mídia física contém os mesmos dados que podem ser acessados no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/1wvPR084VSGFP9jOt3k4q1VxMLvj8BSim?usp=sharing>

### 5.1. Repositório dos Dados Integrados

O repositório dos dados integrados contém dados de campo compilados de trabalhos prévios e do campo realizado em janeiro de 2020. Esta base contém descrições de afloramentos, medidas estruturais, alteração hidrotermal, ocorrências minerais e amostras coletadas. A base de dados integrada contém resultados analíticos de geoquímica prospectiva na área (sedimento de corrente e concentrado de bateia) e os resultados do processamento de dados geofísicos e de sensoriamento remoto. Ela também abrange os resultados analíticos desta tese, próprios e compilados de trabalhos anteriores (petrografia, análises litogeoquímicas, inclusões fluidas, difração de raios X, isótopos estáveis e geocronologia).

As fotos de campo de janeiro de 2020 estão disponibilizadas e separadas por afloramento. Também foi disponibilizado um arquivo com a localização precisa das fotos, extraído a partir dos dados de localização das imagens fornecido pela câmera. O mapa deste arquivo de localização pode ser acessado no mapa interativo, via link:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1mW-W5Xm1MTARDsA4iQMdMjshAbBJcK0&usp=sharing>

As fotos e tabelas de dados resultantes deste campo, com amostras coletadas e análises previstas do campo de janeiro de 2020 podem ser acessados nesta pasta:

<https://drive.google.com/drive/folders/1JTtxS-szYwXh1iMoKNE26mISqGhAodtx?usp=sharing>

### **5.1.1. Afloramentos**

A base de dados de afloramento consiste em dados obtidos em campo e de extraídos de mapas de pontos e fichas de afloramento de trabalhos anteriores. Foi construída uma base de dados de 4018 afloramentos (Figura 6). Destes afloramentos, 2700 contém dados de campo (Tabela 3). Nos 1318 pontos restantes, a unidade geológica foi extraída com base nos mapas de pontos e a intersecção desse ponto com base no mapa geológico de cada um destes trabalhos.

Para facilitar a visualização espacial destes dados, foi elaborado um mapa interativo contendo os dados de afloramento, que pode ser acessado no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1tWTAhyJaZUsHPhDFdNlb67bDAJp6CFY&usp=sharing>

Os dados de afloramento compilados podem ser acessados na pasta:

<https://drive.google.com/drive/folders/1np3N6eediXIFTtoX3QbOni90gKD2Gnft-?usp=sharing>

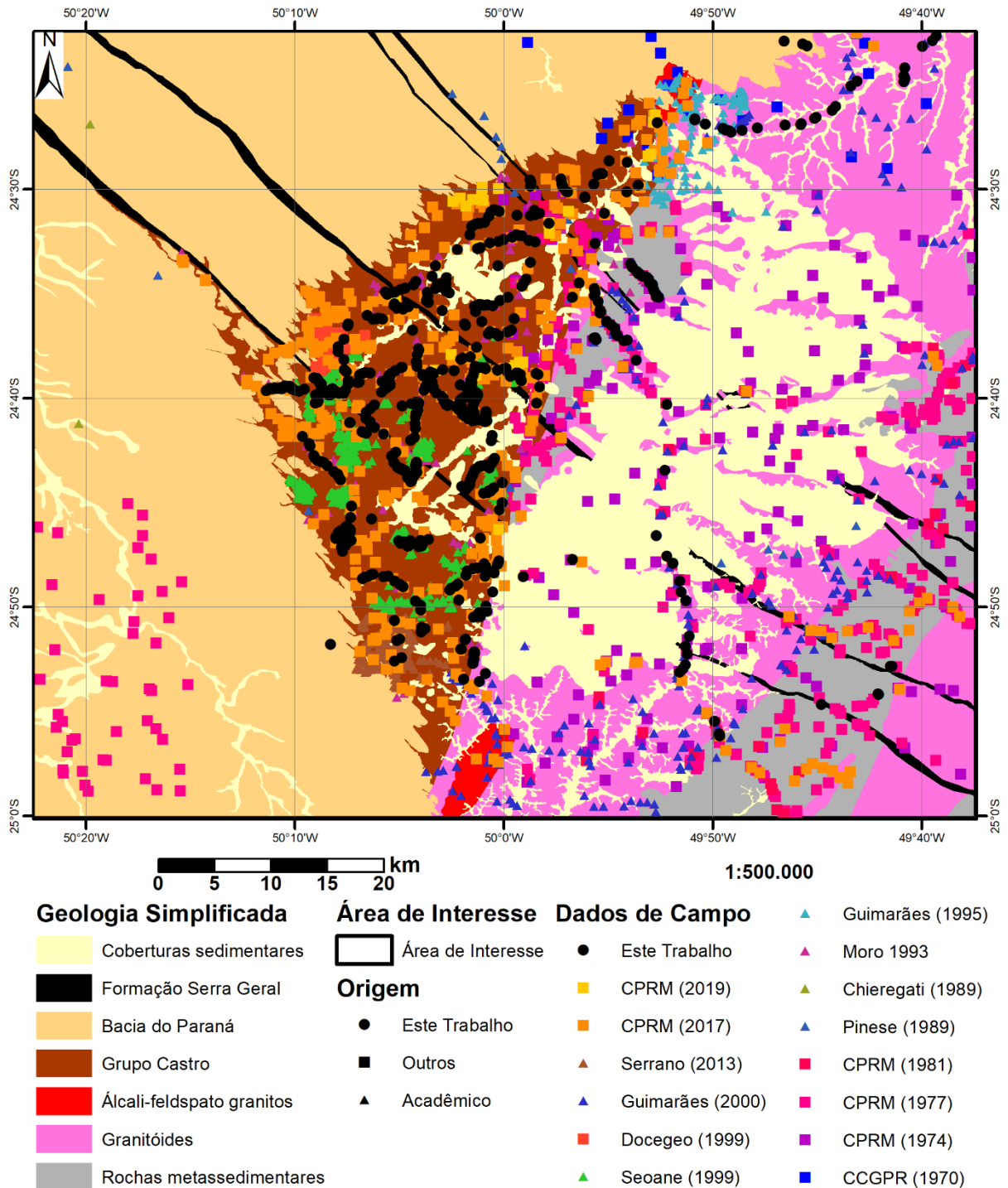


Figura 6 – Mapa esquemático com a localização e origem dos dados de campo utilizados neste trabalho. Para maiores detalhes, ver Tabela 3.

### 5.1.2. Medidas estruturais

A base de medidas estruturais foi elaborada com novos dados de campo e de medidas de trabalhos prévios. A base contém 451 medidas georreferenciadas (Figura 7) e é subdividida em: dados de acamamento (S0), num total de 198 medidas; foliação metamórfica (Sn), com um total de 20 medidas (restritas às

unidades metassedimentares); fraturas, falhas e lineamentos, num total de 140 medidas; veios de quartzo, num total de 55 medidas; vênulas de caulinita, num total de 24 medidas; e vênulas de hematita hidrotermal, com 14 medidas.

O mapa interativo contém os dados de localização das medidas estruturais (acamamento sedimentar (S0), foliação metamórfica (Sn), falhas, fraturas, lineamentos, veios de quartzo, vênulas de caulinita e vênulas de hematita). Este mapa pode ser acessado no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1wWv2O9ZoZfg2BlbJYos9Fwd4lpICQhE&usp=sharing>

Os dados de medidas estruturais podem ser acessados no *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1Nk5dmleu5um7j\\_6t0f00zu1MNJnsY5q1?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1Nk5dmleu5um7j_6t0f00zu1MNJnsY5q1?usp=sharing)

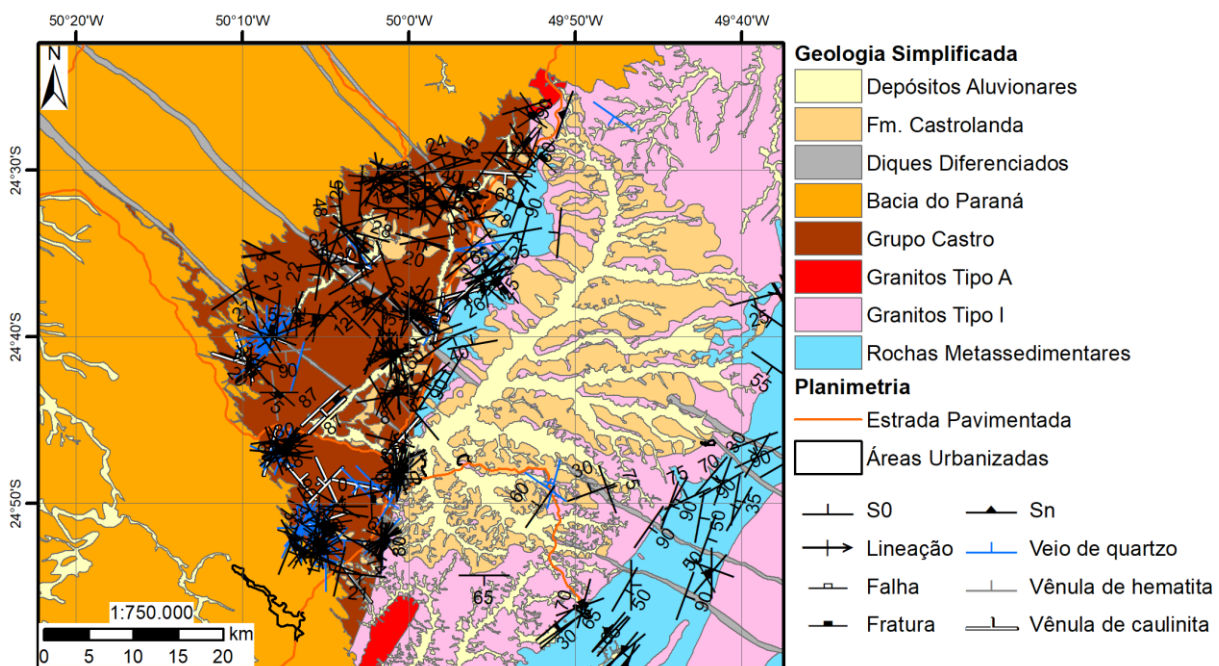


Figura 7 – Mapa esquemático com a distribuição de medidas estruturais coletadas em campo e compiladas da literatura, separados por tipo de medida.

### 5.1.3. Alteração hidrotermal e feições de preenchimento

A base de dados de pontos de rochas com alteração hidrotermal foi compilada a partir de descrições de campo prévias e dos novos dados de campo. Estes dados foram simplificados pelo tipo de alteração hidrotermal (ou feição de preenchimento), e sua intensidade (Figura 8). Dentro dessas alterações hidrotermais descritas, as

principais são: alteração por feldspato potássico, alteração por clorita, alteração por sericita, alteração por caulinita, preenchimento por hematita, preenchimento por calcedônia e quartzo. A intensidade das alterações foi simplificada como forte, média, fraca e secundária.

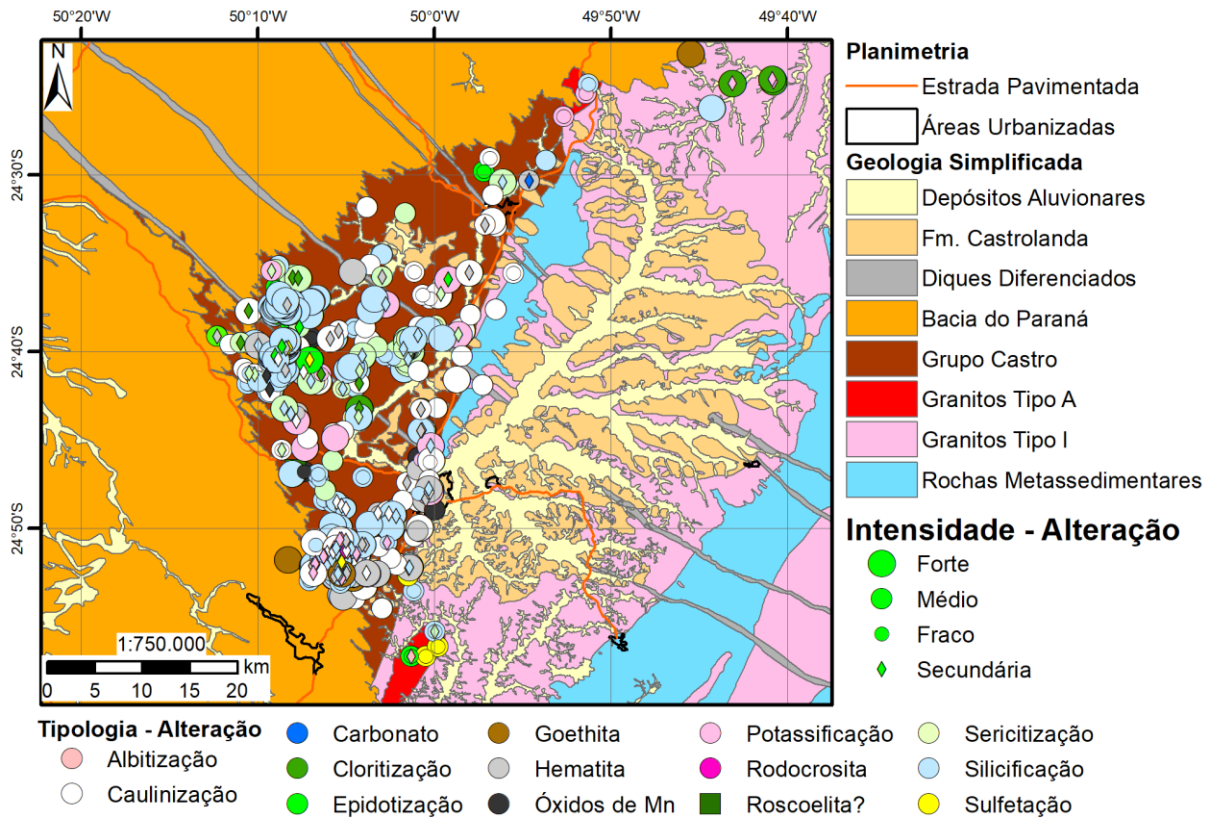


Figura 8 - Mapa esquemático com os dados de alteração hidrotermal, separado pelo tipo de alteração e sua intensidade. Os círculos indicam a alteração mineral primária, e a variação do seu tamanho a intensidade. A alteração secundária é mostrada por losangos sobrepostos aos círculos. A cor de preenchimentos dos círculos e losangos indicam a natureza da alteração hidrotermal.

As alterações hidrotermais e das feições de preenchimento também foram separadas por seu estilo (Figura 9). Os principais estilos de alteração hidrotermal e de preenchimento descritos foram: pervasivo, brecha, em stockwork, veios e vênulas.

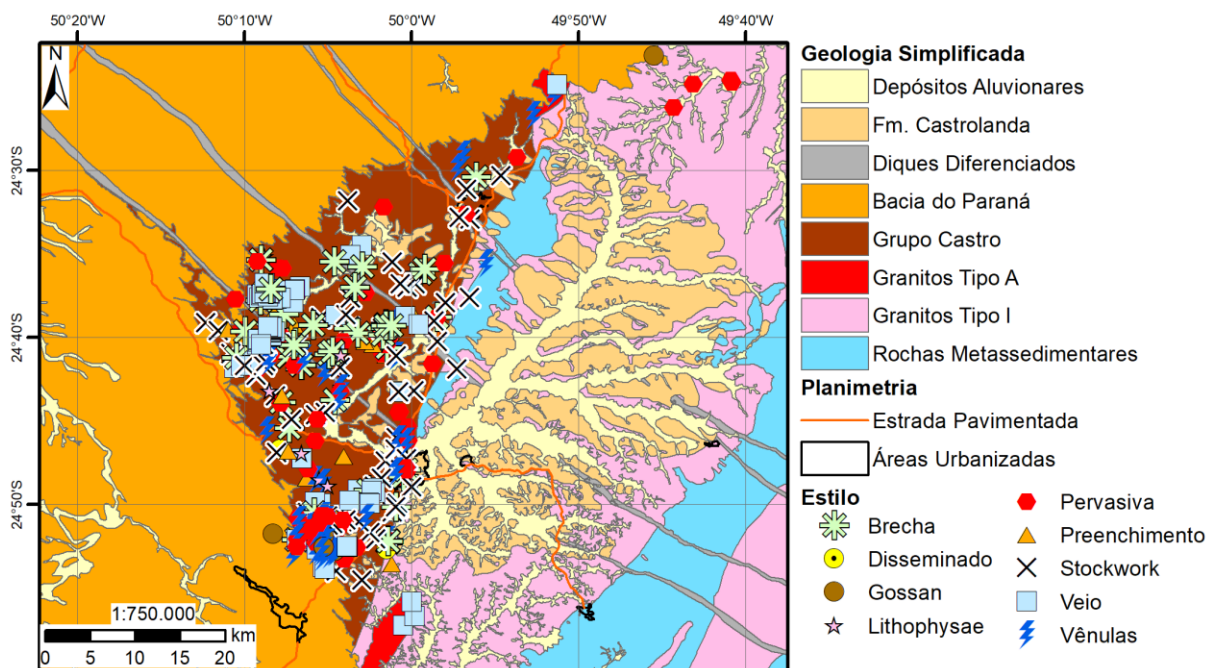


Figura 9 - Mapa esquemático com dados de alteração hidrotermal e preenchimento, separado pelo estilo de alteração hidrotermal.

No total, foram compilados 515 afloramentos com registro de alteração hidrotermal, sendo que 122 destes apresentam também alguma alteração hidrotermal secundária. Recomenda-se usar esta camada de informação em conjunto com os dados apresentados no subcapítulo 3.1.1. (Afloramentos), para as descrições de campo.

Para melhor visualização espacial dos dados de alteração hidrotermal e feições de preenchimento, foi elaborado um mapa interativo na plataforma *Google My Maps*, que pode ser acessado no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1eihvCZ8ZJ-rWILutRB48a2n28aUjZTs&usp=sharing>

Os dados de alteração hidrotermal e de feições de preenchimento podem ser acessados na pasta disponível no *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1qruaG\\_SrPoyEXF6kxkYYDbTWtM9XW5wJ?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1qruaG_SrPoyEXF6kxkYYDbTWtM9XW5wJ?usp=sharing)

#### 5.1.4. Recursos minerais

Dados de campo, compilados da literatura (ver Tabela 3) e de um projeto prévio focado em recursos minerais na região (Theodorovicz, 1984) foram utilizados

para elaborar uma base de dados dos recursos minerais (Figura 10). Foram compilados 315 pontos de recursos minerais, contendo: indícios; ocorrências; depósitos; jazidas; garimpos inativos; e minas, em atividade e abandonadas. A informação sobre a atividade da mina leva como base a referência mais recente sobre o status da mineralização, portanto pode estar desatualizada (exceto as visitadas durante os trabalhos de campo).

Esta base também contém a delimitação dos principais veios auríferos conhecidos na Bacia de Castro. A delimitação destes veios foi realizada utilizando os dados de recursos minerais, descrição de afloramentos em campo e dados de alteração hidrotermal. Foram também consultados mapas e dados de sondagens de empresas que atuaram na área. O *status* dos recursos minerais foi mantido com base na referência mais recente, portanto podem estar desatualizados.

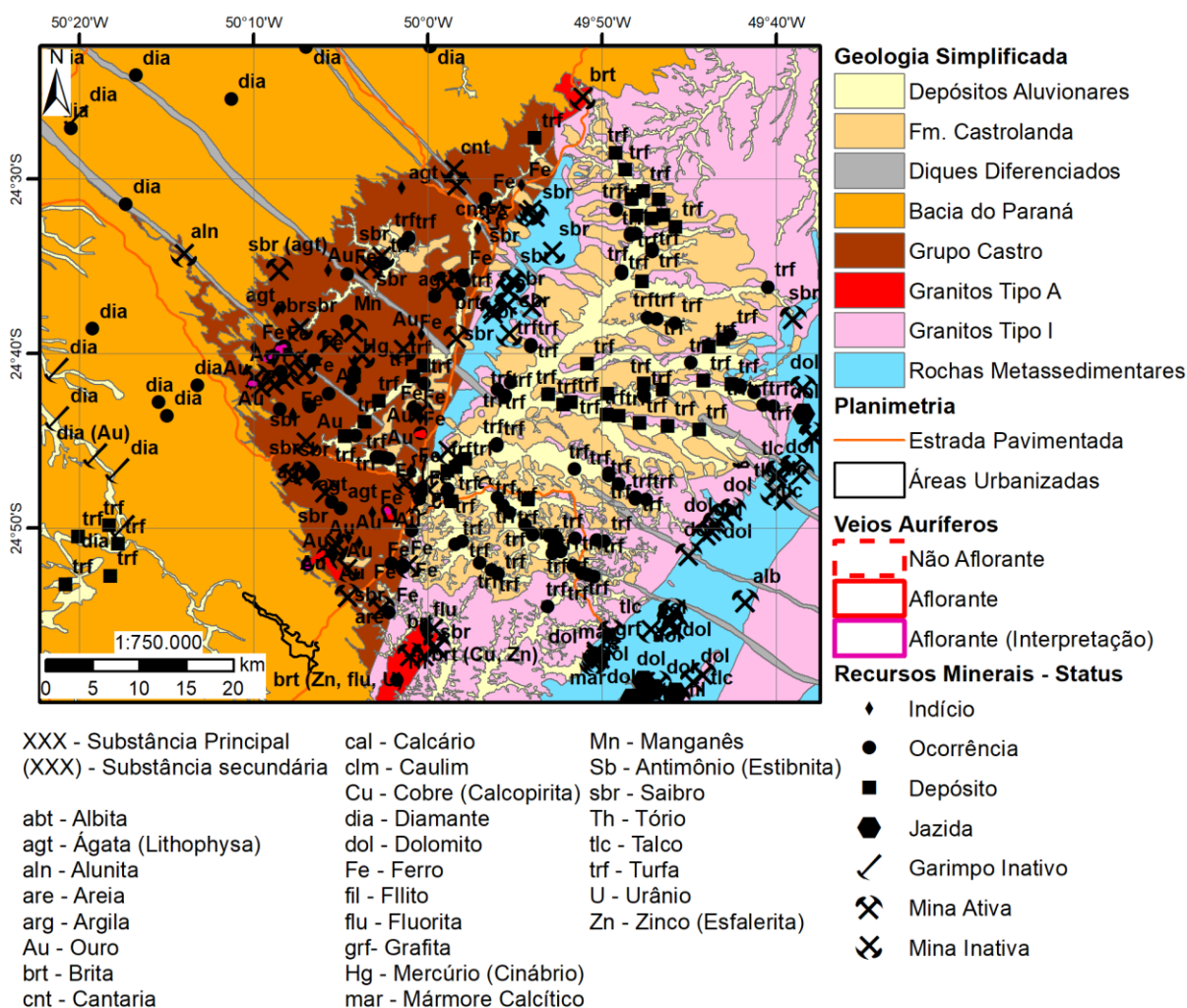


Figura 10 - Mapa esquemático com dados de recursos minerais e veios auríferos conhecidos, com a substância principal informada, separadas pelo *status* do recurso.

Para melhor visualização espacial dos dados de ocorrências minerais e dos veios auríferos, foi elaborado um mapa interativo na plataforma *Google My Maps*, que pode ser acessado no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1MT2nEocfbIKoQJSAcAJlwN05BVYqes4&usp=sharing>

Os dados de ocorrências minerais e a delimitação dos veios auríferos conhecidos podem ser acessados no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/1SwF1ziVje9oJKx4Y-2X1A5f-FubmhjC6?usp=sharing>

#### **5.1.5. Geoquímica prospectiva**

Na base de dados de geoquímica prospectiva (Figura 11) foram agregados dados de projetos da CPRM, Vale e Mineropar. Na área de interesse, há dados de dois projetos distintos da CPRM (Lopes Jr. et al., 1979; Mapa et al., 2019), contendo dados de sedimento de corrente e de concentrado de bateia. Também foram compilados resultados de sedimento de corrente analisados para ouro pela empresa Vale, obtidos no trabalho de Seoane (1999). Dados de sedimento de corrente, concentrado de bateia e geoquímica de solos realizadas pela extinta Mineropar foram obtidos no repositório de documentos do governo do Paraná (CELEPAR, 2022).

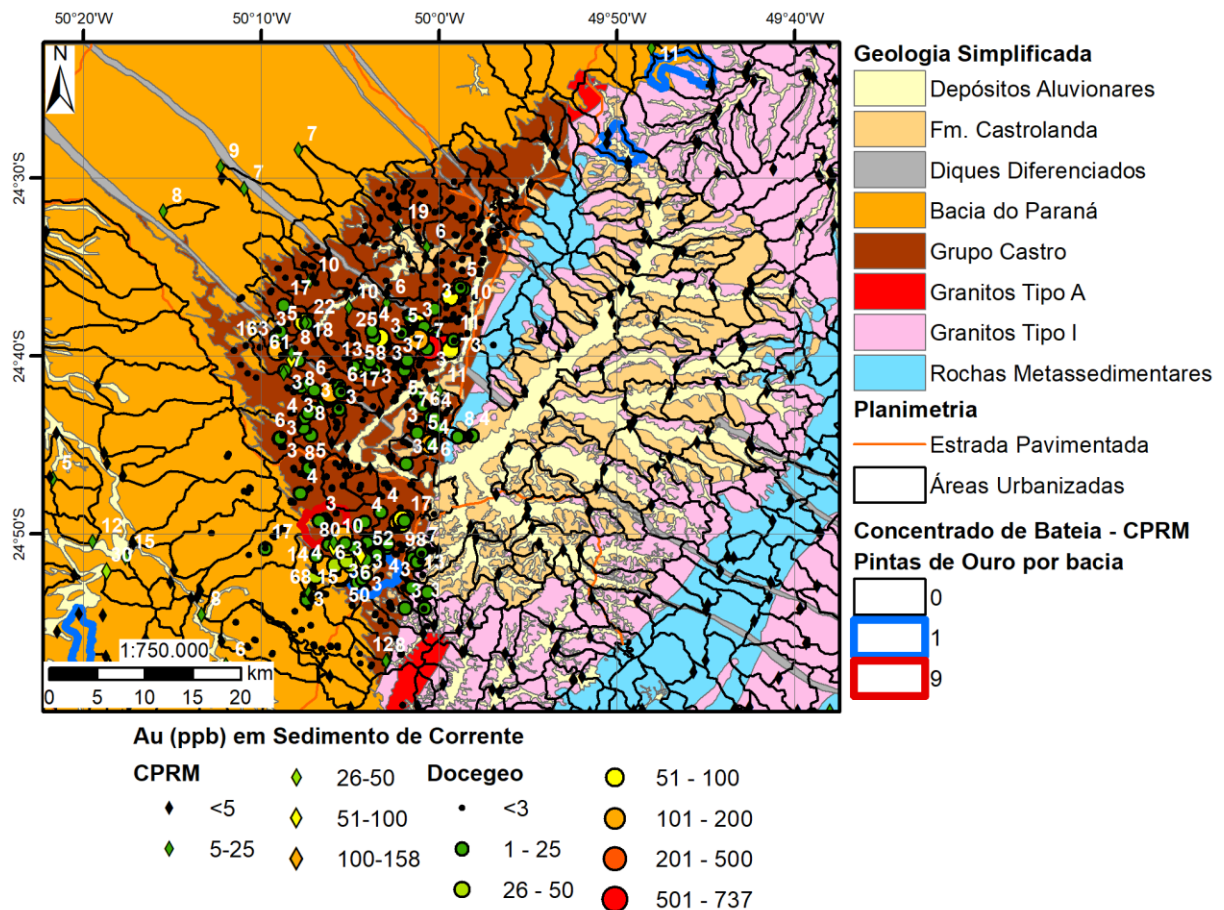


Figura 11 - Mapa esquemático com dados disponíveis de análises de sedimento de corrente para ouro e bacias delimitadas (Mapa et al., 2019), sendo indicadas as quais foram encontradas pintas de ouro.

Um mapa interativo simplificado, com os dados de ouro em sedimento de corrente, pode ser acessado pelo *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=11SwwTNeozjUhNtCKUEYBbrMF4ULB178&usp=sharing>

Os dados de geoquímica prospectiva compilados (CPRM, Vale e Mineropar), podem ser acessados no repositório de dados pelo *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1ULqff5\\_8jorVFBpYSegeoqVtDikg\\_h?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1ULqff5_8jorVFBpYSegeoqVtDikg_h?usp=sharing)

### 5.1.6. Amostras coletadas

Foi criada uma base (Figura 12) com informações sobre as amostras coletadas durante o projeto ARIM – Vale do Ribeira e do campo realizado em janeiro de 2020. Foram coletadas 222 amostras durante o projeto ARIM Vale do Ribeira, de 136

afloramentos distintos, sendo 207 amostras de rocha e 15 amostras de solo e sedimento. Atualmente estas amostras estão armazenadas na litoteca da cidade de Araraquara-SP, pertencente ao SGB-CPRM. Durante o campo de janeiro de 2020 foram coletadas 114 amostras de 91 afloramentos distintos. Atualmente estas amostras estão armazenadas em uma litoteca do IGc-USP.

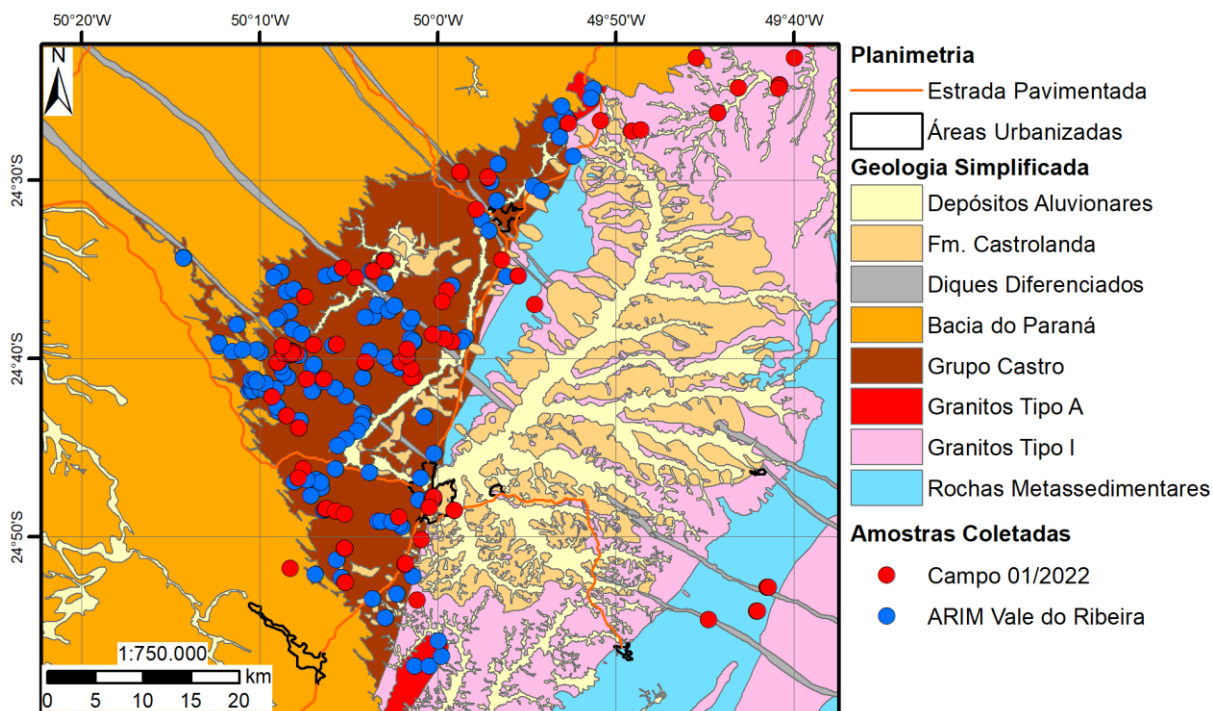


Figura 12 – Mapa da distribuição das amostras coletadas durante os projetos ARIM – Vale do Ribeira e no campo de janeiro de 2020.

O mapa interativo, com a distribuição das amostras coletadas, pode ser acessado no *link*:

[https://www.google.com/maps/d/edit?mid=13WZhXoh10V18t0PlwDFBc\\_kp6lWCmos&usp=sharing](https://www.google.com/maps/d/edit?mid=13WZhXoh10V18t0PlwDFBc_kp6lWCmos&usp=sharing)

Os dados e uma breve descrição das amostras pode ser acessado no repositório via o *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1r8\\_Yg9NqwSR9mret55s2K4W4AuEcGfMk?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1r8_Yg9NqwSR9mret55s2K4W4AuEcGfMk?usp=sharing)

### 5.1.7. Petrografia

No projeto ARIM Vale do Ribeira, foram preparadas 110 lâminas delgadas, proveniente de 82 afloramentos (Figura 13). Destas 110 lâminas, foram descritas 55

lâminas, sendo 20 descritas pelo petrógrafo Felipe Brito Mapa e 35 pelo petrógrafo Ivan Pereira Marques. Além das descrições, são estão disponibilizadas as fotomicrografias destas lâminas.

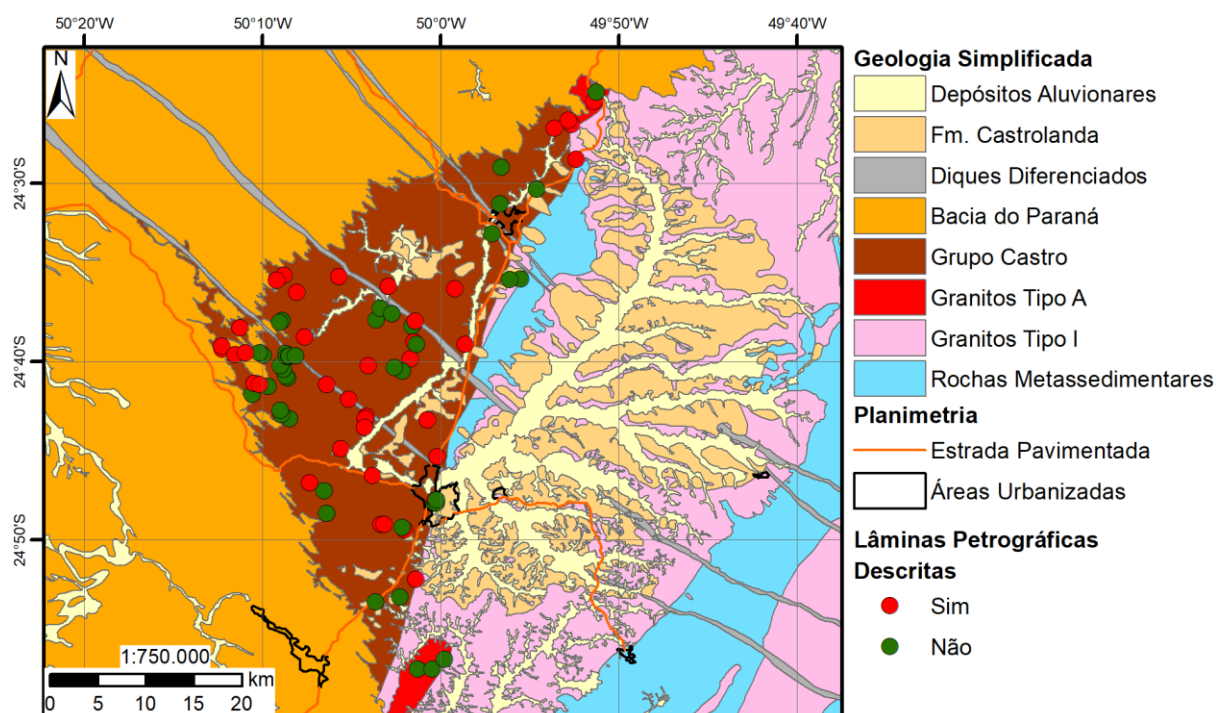


Figura 13 – Distribuição espacial da origem das amostras as quais foram preparadas lâminas delgadas durante o projeto ARIM Vale do Ribeira.

O mapa interativo, com a localização espacial das lâminas delgadas produzidas durante o projeto ARIM Vale do Ribeira pode ser acessado no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=14J2F6SCFRJFEo8W-Y0QPVmXCxT1VDMY&usp=sharing>

O repositório com dados os dados de localização dos afloramentos de origem das lâminas, descrições petrográficas (fichas) e fotomicrografias pode ser acessado no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/1Auz8OE1xLmJnIIXuERpsPjb4Ziy24YPs?usp=sharing>

### 5.1.8. Litogeoquímica

A base de litogeoquímica (Figura 14) é composta por resultados analíticos de dois trabalhos na área (Pinese, 1989; Mapa et al., 2019). No primeiro trabalho, foram analisadas 43 amostras de diques relacionados ao magmatismo da Formação Serra

Geral no Arco de Ponta Grossa. No segundo (projeto ARIM – Vale do Ribeira) foram analisadas 70 amostras na região de Castro, sendo 58 destas para teores de ouro. Quinze das amostras analisadas para ouro apresentaram resultados acima do limite de detecção (5 ppb).

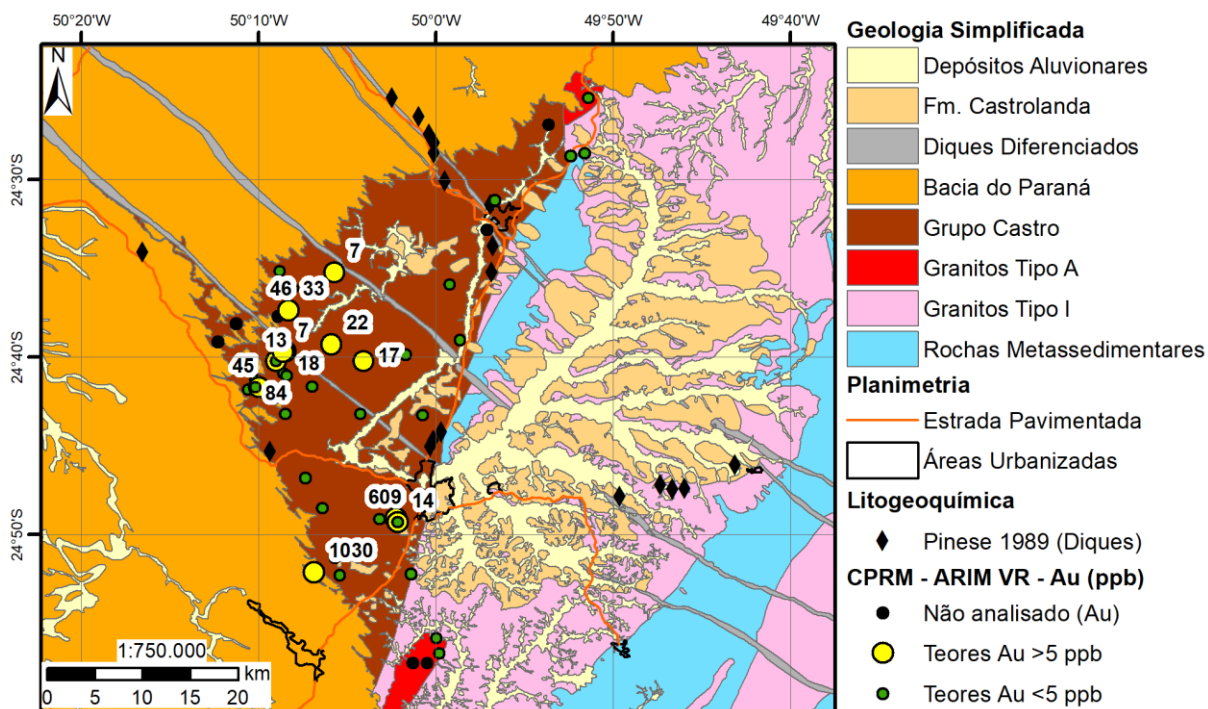


Figura 14 – Mapa esquemático com distribuição espacial de resultados litogeoquímicos compilados, e com teores de ouro indicados.

O mapa interativo simplificado, com a distribuição de análise e teores de ouro indicado podem ser acessados pelo link:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=15opFDs7LQK5-7ZSI2EgDz8aVLALCpLk&usp=sharing>

Os dados de litogeoquímica compilados completos podem ser acessados no repositório:

<https://drive.google.com/drive/folders/1euawe8CwITkHg0vFftJww3d1iPMCZMvK?usp=sharing>

## 5.2. Geofísica

A subsecção apresenta resultados do processamento de dados de gamaespectrometria, magnetometria e gravimetria (terrestre e satelital). Também são apresentados os dados compilados de sismos na região. A distribuição dos

aerolevantamentos na área de interesse, estações de gravimetria terrestre e sismos próximos desta região pode ser acessado no mapa interativo disponível no *link*:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=16nociWtWP4bPjngoNb74BmF-1WnVPM0&usp=sharing>

### **5.2.1. Gamaespectrometria**

Os primeiros resultados dos processamento de dados de gamaespectrometria foram mapas de contagem total ( $\mu\text{R/h}$ ) (Figura 15A) e a concentração de valores de K (%), e equivalentes de Th (ppm) e U (ppm) (Figura 15B, Figura 15C e Figura 15D, respectivamente). Os mapas de concentrações estimam os teores dos radioelementos no solo. Estes mapas serviram como base para outros mapas de composições ternárias e para o processamento posterior destes dados na plataforma *Google Earth Engine*.

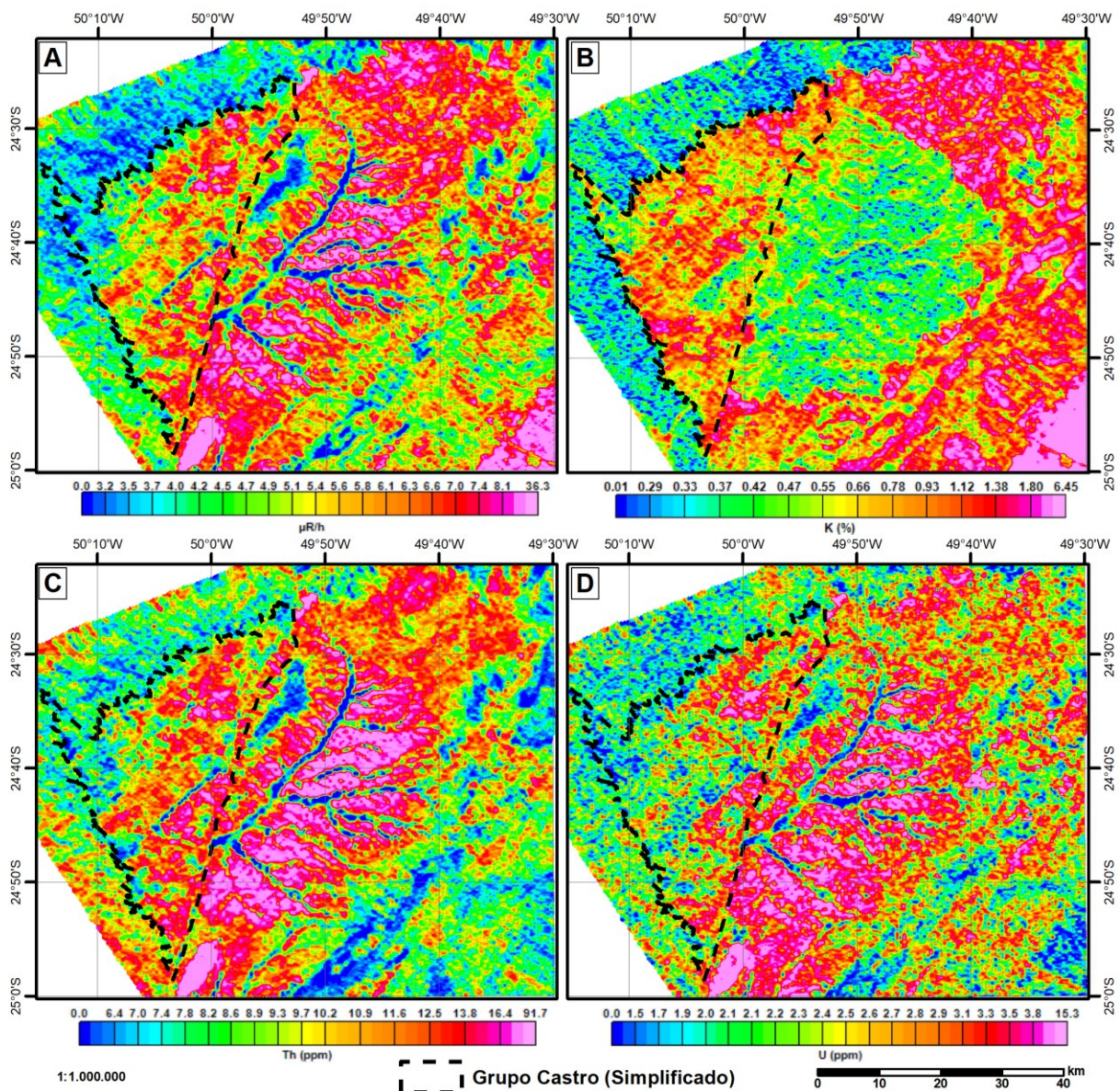


Figura 15 - Prancha com mapas de contagem total e teores equivalentes produzidos a partir dos dados gamaespectrométricos. A: Contagem total ( $\mu\text{R/h}$ ); B: Potássio (%), C: Tório equivalente (ppm); D: Urânio equivalente (ppm)

A partir dos dados da concentração de K, eTh e eU, foram produzidos mapas das as razões destes canais (Figura 16A, Figura 16B, Figura 16C, Figura 16D, Figura 16E, e Figura 16F). Notar que cada um desses mapas apresenta um mapa equivalente inverso. Os mapas de razões mostram valores relativos da concentração dos elementos e são úteis por fornecer uma melhor resolução da variação dos elementos do que os canais individualmente. Os mapas com razões inversas foram gerados principalmente para a elaboração de algumas composições ternárias.

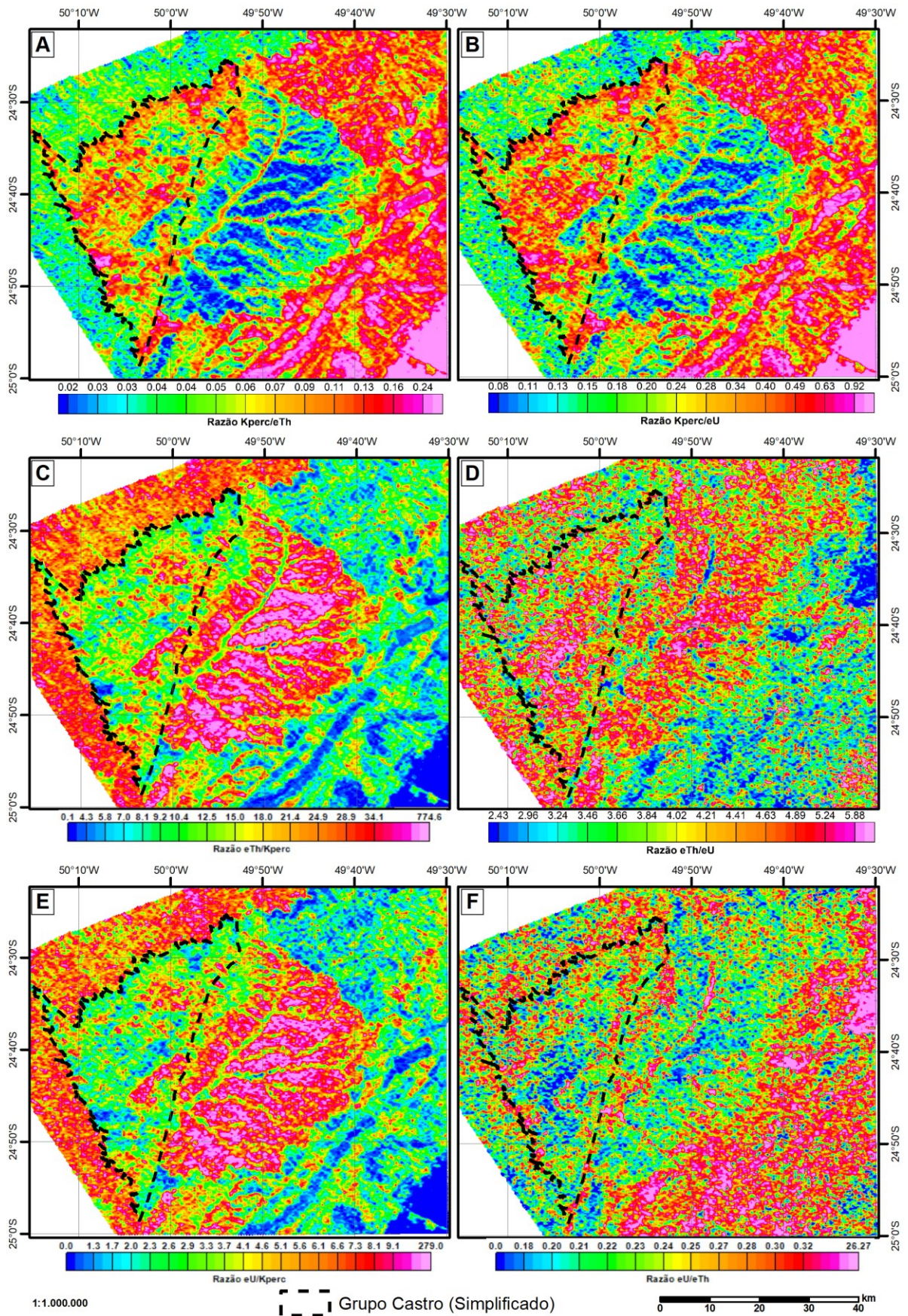


Figura 16 - Prancha com mapas de razões dos canais K, eTh e eU. A: Razão K/eTh; B: Razão K/eU; C: Razão eTh/K; D: Razão eTh/eU; E: Razão eU/K; F: Razão eU/eTh.

Para um maior realce visual dos dados gamaespectrométricos, foram criados mapas ternários. A partir dos mapas de concentração dos elementos radiativos K, eTh e eU foi criada uma composição ternária dos três elementos (Figura 17A). Seguindo a sugestão de Dentith & Mudge (2014), no livro “*Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*” (p. 210), foram gerados mapas ternários de cada um dos elementos, combinando a distribuição do elemento na banda vermelha e suas razões nas outras duas bandas da imagem ternária (Figura 17B, Figura 17C, e Figura 17D). Segundo estes autores, este tipo de imagem enfatiza a abundância do elemento principal em relação com os outros dois elementos. Por exemplo, cores brancas significam que elemento principal tem alta concentração, enquanto os outros dois elementos apresentam concentrações relativamente mais baixas. Foi criado também um mapa ternário de algumas razões selecionadas (Figura 17E)

Seguindo a sugestão retirada da página 102 do “*Guide for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*” (Internacional Atomic Energy Agency - IAEA, 2003) foi elaborado um mapa ternário das principais componentes dos elementos K, Th e U. Para isso foi utilizada a ferramenta do *ArcGIS* de análise multivariada de principais componentes (*ArcToolbox > Spatial Analyst Tools > Multivariate > Principal Components*). Os dados de entrada neste caso foram os arquivos FLT dos mapas de K, eTh e eU, que são *rasters* que possuem os dados no formato binário. Na Figura 17F, o mapa ternário da PC1, PC2 e PC3 é exibido com equalização do histograma, pois os valores da PC1 são muito maiores do que das outras duas, diminuindo o contraste.

A ferramenta “*Principal Components*” também exporta dados de covariância e correlação dos radioelementos. Nestes dados é observável que tório é o elemento que possui a maior variância (Tabela 4) entre os três radioelementos, seguidos por urânio e potássio. O tório e urânio também apresentam uma alta correlação (Tabela 5), sendo que o potássio apresenta uma baixa correlação negativa com os outros dois elementos. A PC1 (principal componente) apresenta uma alta correlação com o tório, a PC2 apresenta uma alta correlação com o urânio e a PC3 com o potássio (Tabela 6). Dentro das principais componentes, a PC1 é responsável por 95,6% da variância, a PC por 2,7% e a PC3 por apenas 1,6% (Tabela 7).

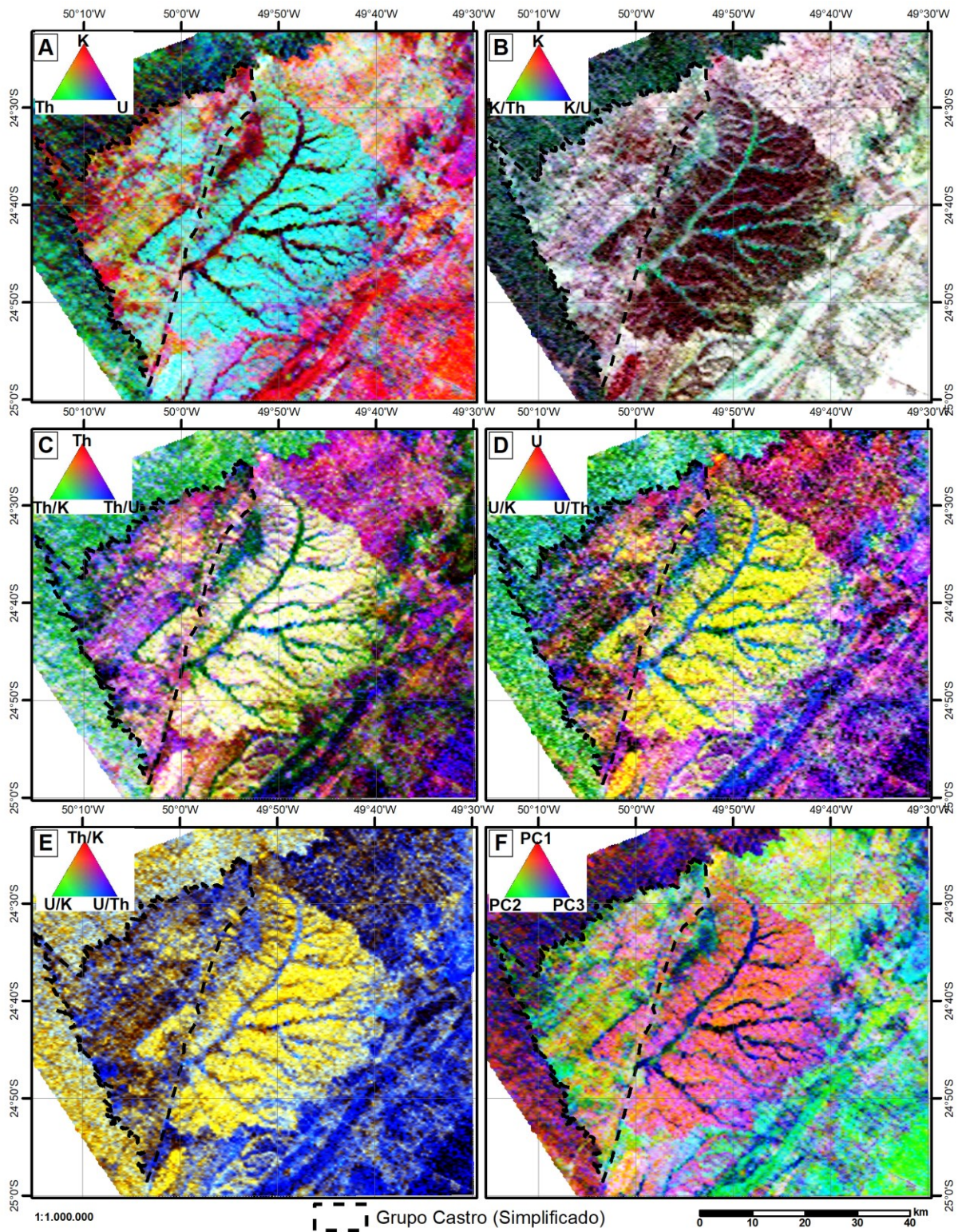


Figura 17 – Prancha contendo mapas ternários derivados da gamaespectrometria aerotransportada. A: Mapa Ternário K-eTh-eU; B: Mapa ternário do potássio (K-K/eTh-K/eU); C: Mapa ternário do tório (eTh-eTh/K-eTh/eU); D: Mapa ternário do urânio (eU-eU/K-eU/eTh); E: Mapa ternário de razões (eTh/K-eU/K-eU/eTh); F: Mapa das principais componentes de K, Th e U

Tabela 4 - Matriz de covariância (K, Th e U)

	K	Th	U
K	0,35504	-0,25741	-0,03916
Th	-0,25741	11,98535	1,82961
U	-0,03916	1,82961	0,49351

Tabela 5 - Matriz de correlação (K, Th e U)

	K	Th	U
K	1	-0,12478	-0,09354
Th	-0,12478	1	0,75229
U	-0,09354	0,75229	1

Tabela 6 - Correlação dos elementos (K, Th e U) com os autovalores (PC1, PC2 e PC3)

	PC1	PC2	PC3
Autovalores	12,2753	0,34936	0,20924
K	-0,02184	0,99974	-0,0059
Th	0,98791	0,02067	-0,15365
U	0,15349	0,00918	0,98811

Tabela 7 - Porcentagem da variância dos autovalores (PC1, PC2 e PC3)

PC	Autovalores	% Variância	% Cumulativa
PC1	12,2753	95,6474	95,6474
PC2	0,34936	2,7222	98,3696
PC3	0,20924	1,6304	100

Os dados processados de gamaespectrometria aerotransportada na região, em formato GeoTIFF e FLT podem ser acessados no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/1GCaDUvwVjmrmByqTSpzYaSN8GJeFyTn7?usp=sharing>

### 5.2.2. Magnetometria

A partir dos dados campo magnético anômalo - CMA (Figura 18A), foram elaborados mapas auxiliares para fins interpretativos. A amplitude do sinal analítico (ASA), também conhecida como gradiente total (GT), é a raiz quadrada da soma das derivadas do campo magnético anômalo, em x, y e z (Figura 18B). Este método de realce é importante principalmente em baixas latitudes em relação ao equador

magnético (geralmente menores que  $20^\circ$ ). A redução ao polo – RTP (Figura 18C), considerada fundamental para interpretações (Isles & Rankin, 2013), foi calculada com os parâmetros de inclinação do campo magnético em  $-33,61^\circ$  e declinação de  $-18,37^\circ$  (calculados a partir do IGRF na data de 11/02/2010). A redução ao polo quando realizada próxima ao equador magnético tende a gerar artefatos na direção da declinação magnética, o que não foi observado nos mapas gerados. Foram também aplicados métodos de realce para evidenciar estruturas e fontes magnéticas rasas, como o caso da primeira derivada na vertical (Dz) do campo magnético anômalo reduzido ao polo norte “RTP-Dz” (Figura 18D). A primeira derivada na vertical atua como um filtro de passa alta.

A Bacia de Castro apresenta a peculiaridade de ser cortada pelo enxame de diques, associado ao Arco de Ponta Grossa, do magmatismo relacionado à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Esses diques são extremamente magnéticos, dificultando a observação das estruturas primárias da Bacia de Castro. Por esse motivo, foram aplicados filtros direcionais na imagem, na tentativa de suavizar o efeito dos diques nos dados de magnetometria. Como exemplo (Figura 18E), sobre o campo magnético anômalo reduzido ao polo norte foi aplicado um filtro de cosseno direcional, com direção de  $315^\circ$  e parâmetro  $k = 2$  (intensidade da função do cosseno). Na tentativa de reduzir ruídos, destas imagens foram aplicados filtros de continuada para cima “UPW”. sendo no exemplo, aplicada uma distância de 400 metros (Figura 18F). Este filtro atua como um filtro de passa-baixa, o qual suaviza ruídos e também é aplicado para ressaltar estruturas profundas.

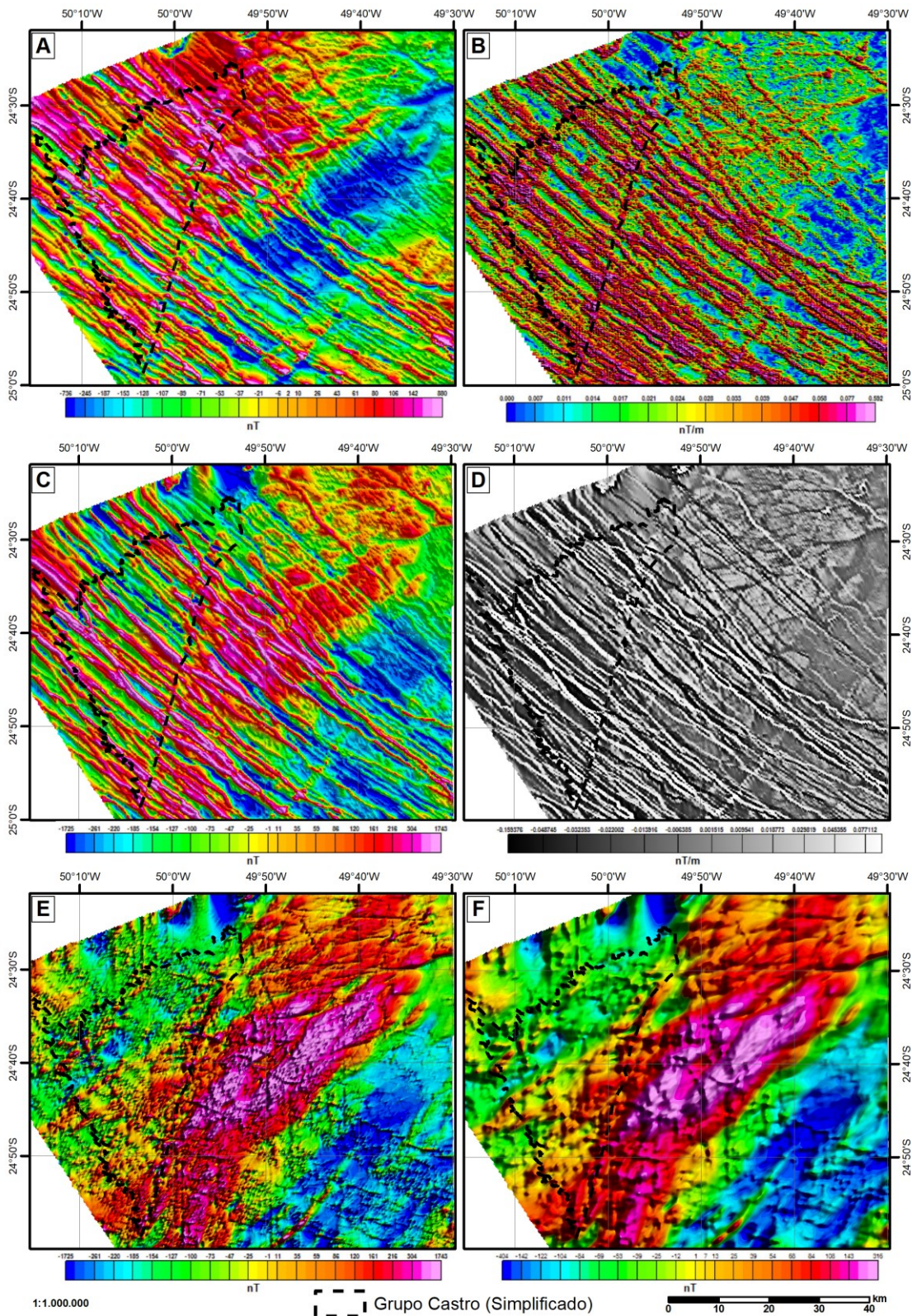


Figura 18 - Prancha contendo mapas derivados da magnetometria aerotransportada (imagens sombreadas na direção de 45°). A: Campo magnético anômalo – “CMA” (campo total); B: Amplitude do sinal analítico “ASA” (gradiente total “GT”); C: Campo magnético anômalo reduzido ao polo norte – “RTP”; D: Primeira derivada na vertical do campo magnético anômalo reduzido ao polo norte “RTP-Dz”; E: Campo magnético anômalo reduzido ao polo com filtro direcional na direção 315° e parâmetro K=2; F: Campo magnético anômalo reduzido ao polo com filtro direcional na direção 315° e parâmetro K=2 com filtro de continuada para cima de 400m.

Os dados processados da magnetometria aerotransportada disponíveis na região, em formato GeoTIFF e FLT, podem ser acessados no *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1bGUGBAqMGvBj\\_NEPSQGIKtIQ\\_jjZ1F?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1bGUGBAqMGvBj_NEPSQGIKtIQ_jjZ1F?usp=sharing)

### 5.2.3. Gravimetria

Em complemento aos dados de geofísica aerotransportada, foram interpolados dados de anomalia Bouguer, disponíveis de dados de gravimetria terrestre (Figura 19A) e de modelos gravimétricos globais (Figura 19B). Os mapas de anomalia gravimétrica estão relacionados com variação na densidade das rochas. O modelo gravimétrico global utilizado foi o WGM2012, que deriva do modelo EGM2008. Para localização geográfica das estações terrestres e a comparação com a área de cobertura da geofísica aerotransportada, ver Figura 20.

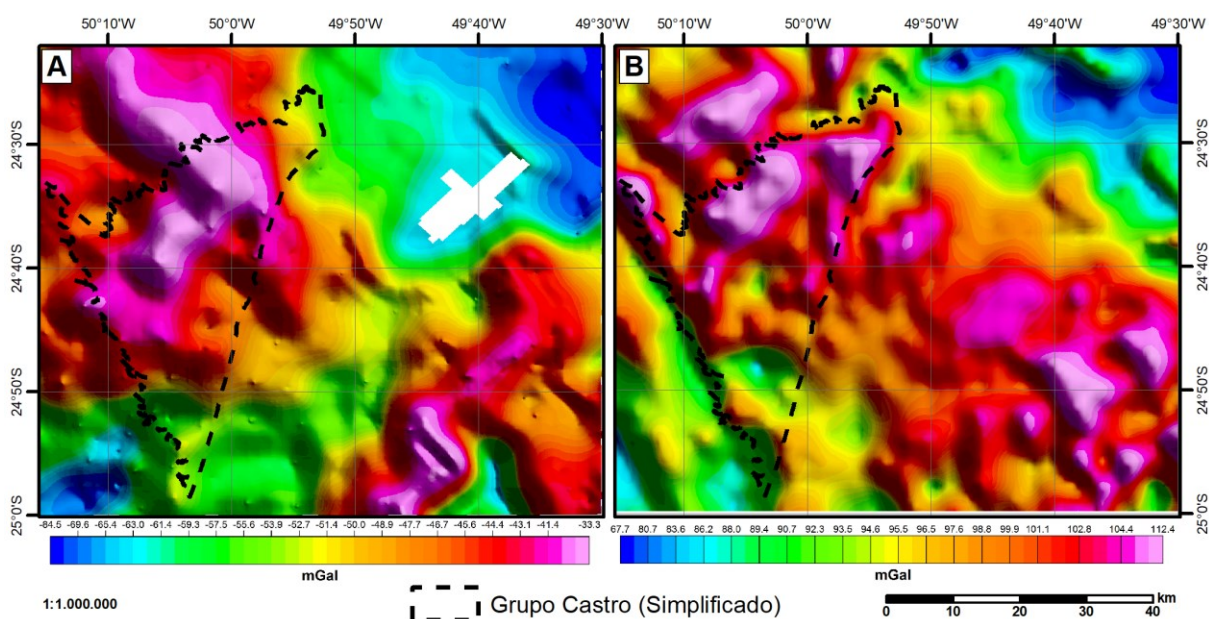


Figura 19 – Prancha contendo mapas derivados da gravimetria (imagens sombreadas na direção de 45°). A: Mapa de anomalia Bouguer proveniente de dados de levantamentos terrestres; B: Mapa de Anomalia Bouguer oriunda de dados de modelo gravimétrico global (WGM2012).

Os dados brutos de gravimetria terrestre foram recortados com um *buffer* de 10 km em relação as bordas da área do mapa. Este recorte teve objetivo de melhorar a qualidade da interpolação nas bordas do mapa gerado. Estes dados podem ser acessados no *link*:

[https://drive.google.com/drive/folders/1h7\\_ArZZtOoh1vIK5Pjk9SudKGR2jpwur?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1h7_ArZZtOoh1vIK5Pjk9SudKGR2jpwur?usp=sharing)

#### 5.2.4. Dados de sismos

Na área de interesse e arredores, apenas quatro sismos naturais foram registrados na história (Figura 20). Destes quatro sismos (Tabela 8) mais próximos à Bacia de Castro, os três mais intensos ocorreram em regiões recobertas pela Bacia do Paraná.

O sismo mais intenso, com magnitude 3,0, ocorreu na região do arco de Ponta Grossa, no município de Tibagi, em janeiro de 1976. O segundo mais intenso, de 2,8 na Escala Richter ocorreu na região norte da área, próximo à localidade de Joaquim Murtinho, município de Piraí do Sul em dezembro de 2018. Este sismo ocorreu muito próximo à falha de Jaguariaíva, a qual desloca rochas da Bacia do Paraná e também próximo ao contato da Bacia do Paraná com o Grupo Castro. O terceiro mais intenso ocorreu a sudoeste da área de interesse em novembro de 2018, próximo a cidade de Carambeí, com magnitude de 2,3 na Escala Richter, também em uma região recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. O sismo menos intenso registrado na região foi de magnitude 1,8, ocorrido em junho de 2019, sendo o único dos quatro registrado em uma área do embasamento. Na área de ocorrência deste sismo, afloram granitoides e diques relacionados ao arco de Ponta Grossa. Os dados destes sismos, em formato *shapefile* e *kml*, podem ser acessados em:

[https://drive.google.com/drive/folders/1efHCaFGY-wnntlu14Jdm9WCQ\\_gBJoStG?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/1efHCaFGY-wnntlu14Jdm9WCQ_gBJoStG?usp=sharing)

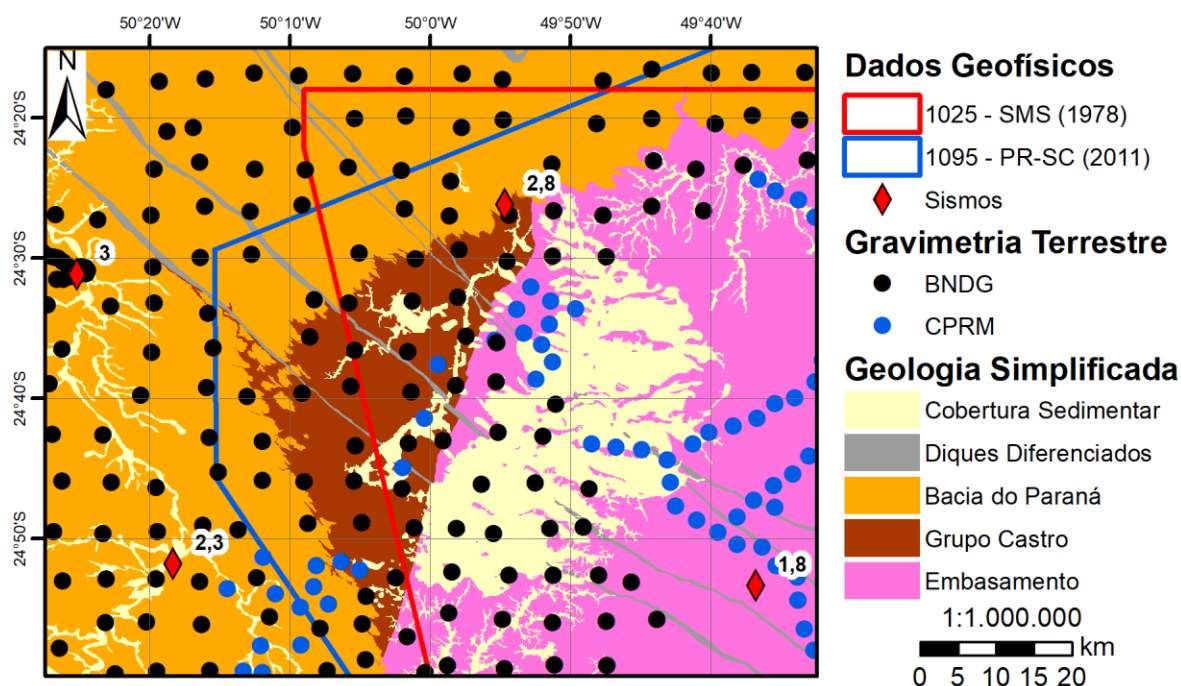


Figura 20 - Dados de gravimetria terrestre (CPRM e BNDG) e projetos aerogeofísicos disponíveis na região de estudo sobrepostos ao mapa geológico simplificado. Obs. “1025 - SMS” = “Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul” e “1095 – PR-SC” = “Projeto Aerogeofísico Paraná-Santa Catarina”

Tabela 8 - Sismos registrados próximos a Bacia de Castro

Data	Lat.	Long.	Mag.	Mun.	Cont. Geo
23/01/1976	-24,52	-50,42	3	Tibagi	B. Paraná
20/12/2018	-24,437	-49,912	2,8	Piraí do Sul	B. Paraná
05/10/2018	-24,864	-50,306	2,3	Carambeí	B. Paraná
06/12/2019	-24,890	-49,613	1,8	Cerro Azul	Embasamento

Observações: Lat. – Latitude; Long. – Longitude; Mag. = Magnitude; Cont. Geo = Contexto Geológico; B. Paraná = Bacia do Paraná.

### 5.3. Sensoriamento Remoto

O processamento de imagens de satélite e de parte dos dados dos modelos digitais de elevação foram realizados por meio de *scripts* na plataforma *Google Earth Engine*. No processamento de imagens de satélite foi utilizada a coleção de imagens do satélite *Landsat 8*. Devido à resolução destas imagens de satélite (*pixel* de aproximadamente 30m) essas imagens são adequadas em relação ao mapa que foi desenvolvido. É possível substituir essa coleção de imagens por outras disponíveis na plataforma, se necessário, com algumas adaptações dos códigos disponibilizados.

Os produtos resultantes do processamento de dados de imagens de satélite e de MDE no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/10dOriikP89LEmiwFYPdYhYw7AUGYWdv?usp=sharing>

### **5.3.1. Processamento de imagens de satélite - Landsat 8**

A região de estudo compreende áreas naturalmente vegetadas, e com grande parte desta vegetação nativa suprimida para dar espaço a cultivos antes mesmo da existência de satélites. Por esses motivos, a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto se mostrou desafiadora. Tentou-se observar a variação da vegetação (nativa e plantações) nos períodos chuvosos (outubro a março, Figura 21A) e secos (abril a setembro, Figura 21B). Utilizando o código do *Google Earth Engine*, foram exportados mosaicos de imagens, utilizando o redutor da mediana nos meses secos e chuvosos, nos anos de 2014 até 2021. A partir desses mosaicos, foram preparados mapas do NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) tanto do período chuvoso (Figura 21C) como no seco (Figura 21D). Tentou-se também uma abordagem buscando o *pixel* com menor NDVI possível na solução (filtrando as nuvens) principalmente para buscar momentos em que o solo foi exposto em áreas cultivadas ou por escavações temporárias (Figura 21E). Outra abordagem foi a utilização de análise de principais componentes (Figura 21F), visando principalmente agrupar áreas com vegetação similar e mostrar variações internas em áreas com vegetação nativa preservada. Os produtos processados derivados dos dados do satélite Landsat 8 podem ser acessados no *link*:

<https://drive.google.com/drive/folders/16c-5pQ0F5xNtmX3US4HbeuRi-vftQGms?usp=sharing>

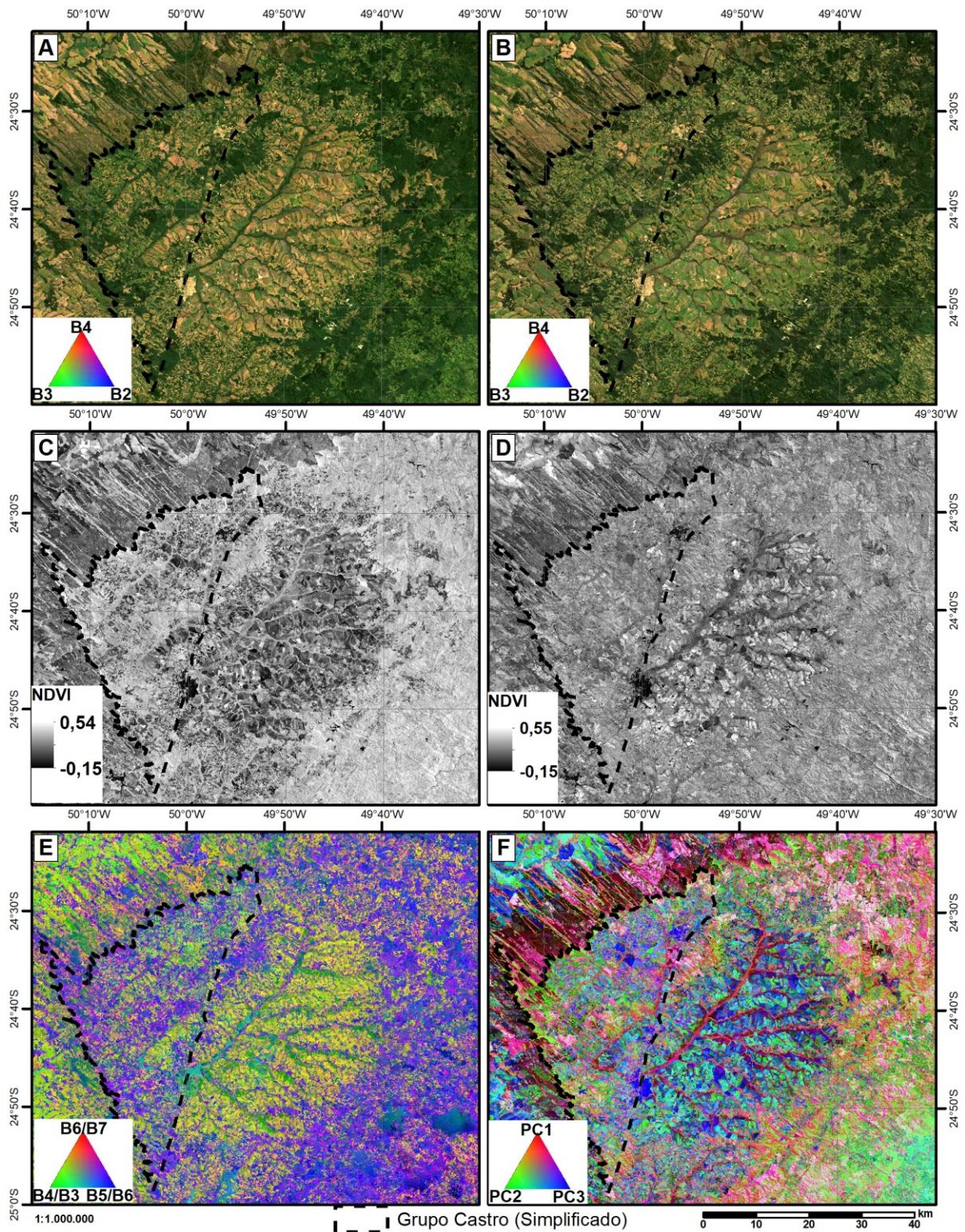


Figura 21 – Prancha com produtos derivados do processamento de imagens de satélite. A: Composição RGB em período chuvoso (outubro a março); B: Composição RGB em período seco (abril a setembro); C: NDVI em período chuvoso (outubro a março); D: NDVI em período seco (abril a setembro); E: Mapa com razão de bandas nos *pixels* com menor NDVI possível na coleção de imagens, visando ressaltar rochas hidrotermalizadas – em vermelho (B6/B7): minerais hidratados, em verde (B4/B3): óxidos e hidróxidos de ferro, em azul (B5/B6): vegetação e rochas sem alteração (razão de Abrams) F: Mapa ternário das principais componentes (PC1, PC2 e PC3) do mosaico do satélite Landsat 8 (Bandas 2,3 ,4 ,5 ,6 e 7).

### 5.3.2. Modelos digitais de elevação

A partir dos dados de modelos digitais de elevação (Figura 22A), foram criados outros mapas, para auxiliar na interpretação da geologia local. A declividade do terreno (Figura 22B) é útil na separação de domínios com diferentes características geomorfológicas e também para ressaltar quebras no relevo. As quebras de relevo são indicadores de contatos geológicos. Mapas de relevo sombreado na direção de 315° (Figura 22C), 0° (Figura 22D), 45° (Figura 22E) e 90° (Figura 22F) foram úteis para ressaltar estruturas perpendiculares à direção desta iluminação. Foram gerados mapas tanto a partir do modelo digital de terreno SRTM (*pixels* de 30m), como do modelo derivado dos dados do satélite ALOS PALSAR (*pixels* reamostrados de 12,5m). Apesar do SRTM ser totalmente adequado para escala dos mapas desenvolvidos, o modelo ALOS PALSAR foi útil para traçar algumas estruturas com maior detalhe, devido a suavização aparente causada pela reamostragem.

Para delimitar as quebras de relevo de maneira mais eficiente, gerou-se um *raster* na plataforma do *Google Earth Engine* (Apêndice V), a partir dos dados de relevo utilizando um filtro de detecção de bordas (*Canny Edge Detector*). Se necessário, a depender dos objetivos e características locais do relevo, a sensibilidade deste filtro pode ser ajustada no próprio algoritmo na plataforma do *Google Earth Engine*. O *raster* gerado na plataforma foi convertido para valores de 0 e 1, utilizando a ferramenta “*Raster Calculator*” do *software ArcGIS* (*ArcToolbox* > *Spatial Analyst Tools* > *Map Algebra* > *Raster Calculator*). Como *Canny* é o nome do *Raster* gerado no *Google Earth Engine* neste caso, a fórmula utilizada na ferramenta *raster calculator* foi:

```
Con("Canny" >= 0, 1, 0)
```

Após essa conversão de valores, o *raster* foi convertido para polilinha, com a ferramenta “*Raster to Polyline*” (*ArcToolbox* > *Conversion Tools* > *From Raster* > *Raster to Polyline*). As bordas detectadas podem ser observadas no exemplo da Figura 23.

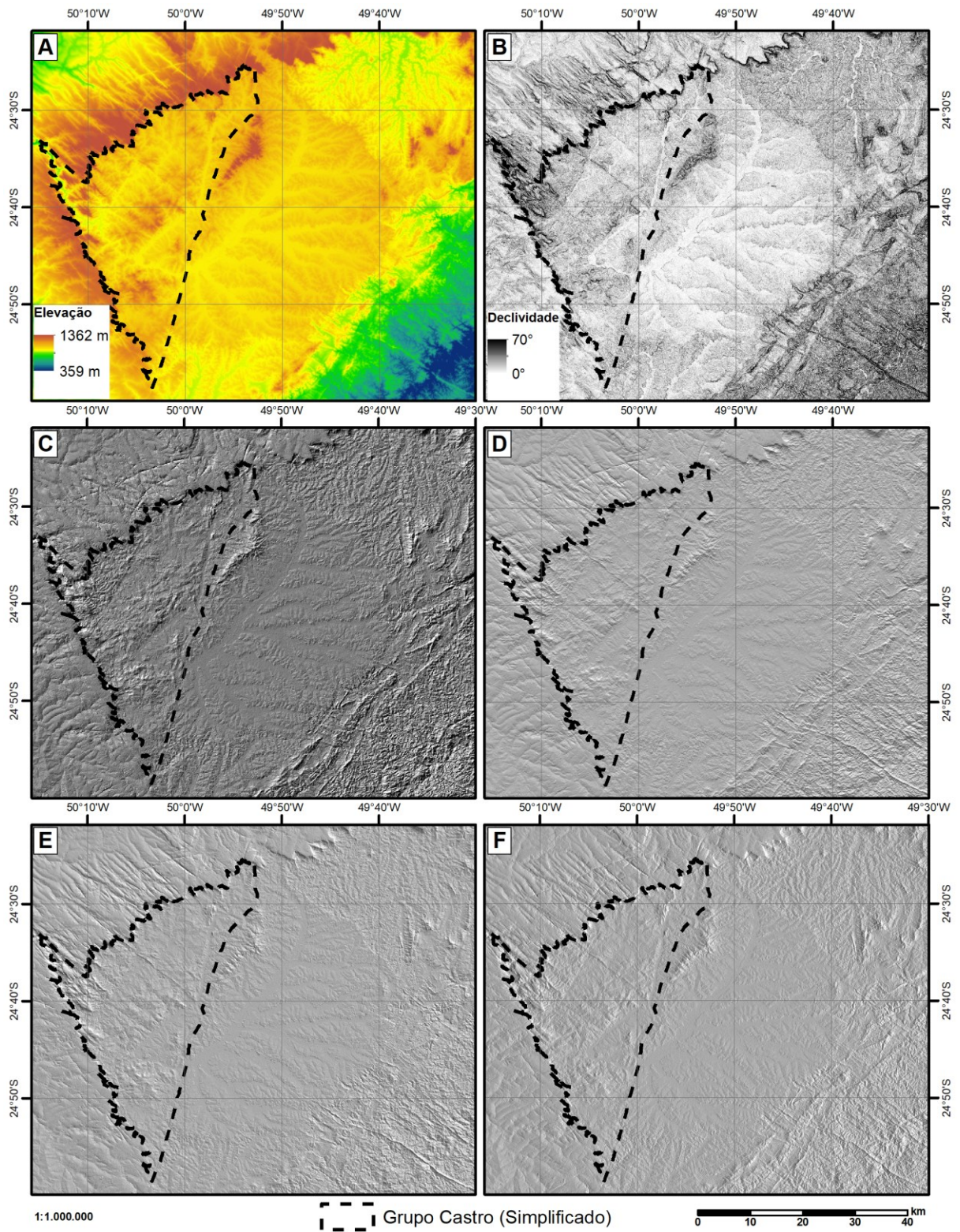


Figura 22 – Prancha com produtos derivados de modelos digitais de elevação (SRTM). A: Modelo digital de elevação, com falsa cor em função da elevação; B: Mapa de declividade; C: Mapa de relevo sombreado na direção de 315°; D: Mapa de relevo sombreado na direção de 0°; E: Mapa de relevo sombreado na direção de 45°; F: Mapa de relevo sombreado na direção de 90°.

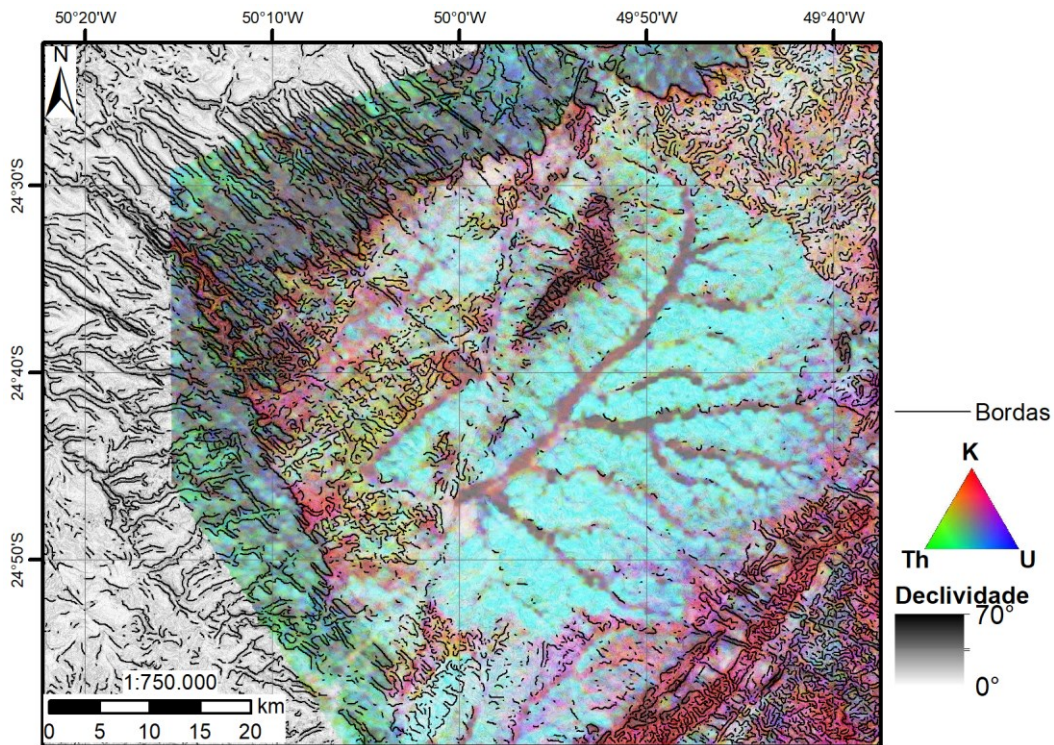


Figura 23 – Mapa de declividade com sobreposição da composição ternária (K-Th-U) com transparência de 50% e bordas detectadas no relevo pelo filtro “*canny edge detector*”.

Os produtos gerados a partir dos modelos digitais de elevação (SRTM e ALOS PALSAR), além das polilinhas geradas a partir da aplicação do filtro *canny edge detector* em dados de elevação podem ser acessados no link:

<https://drive.google.com/drive/folders/1qx4OmasGonyNZYigzmuUvVVJ4LqHnNtk?usp=sharing>

#### 5.4. Mapas Gerados com Algoritmos de *Machine Learning*

Como aplicação dos dados processados de aerogeofísica e de sensoriamento remoto, foram desenvolvidos mapas gerados a partir de algoritmos, usando técnicas de *Machine Learning* (*Random Forest*). Para os dados de treino, foram utilizados uma versão simplificada do mapa geológico (Figura 24) produzido neste trabalho (ver Apêndices VIII e XI) e dados de afloramento simplificados (Figura 25). Os dados de afloramento são provenientes deste trabalho e dos compilados de trabalhos anteriores. Para a elaboração do mapa geológico simplificado, foi feito um *buffer* de 10 metros na camada dos diques “não diferenciados” e de 5 metros na camada de veios. Isto foi necessário, pois ambas camadas estavam representadas em *shapes* de polilinha e não polígono. Ambas as camadas de informação foram recortadas para a área de cobertura do Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina. O mapa

geológico simplificado também foi utilizado como para a validação dos mapas gerados.

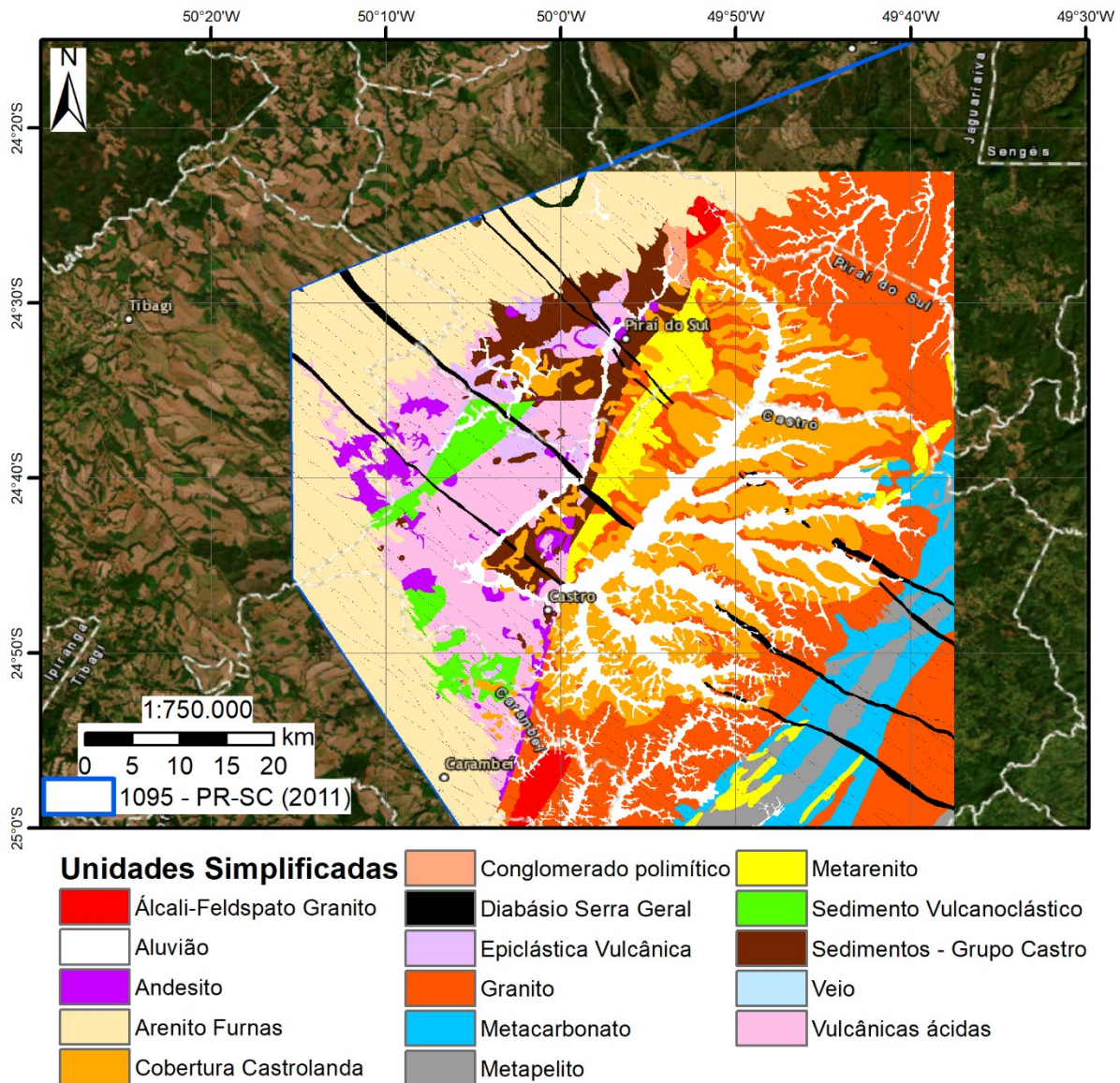
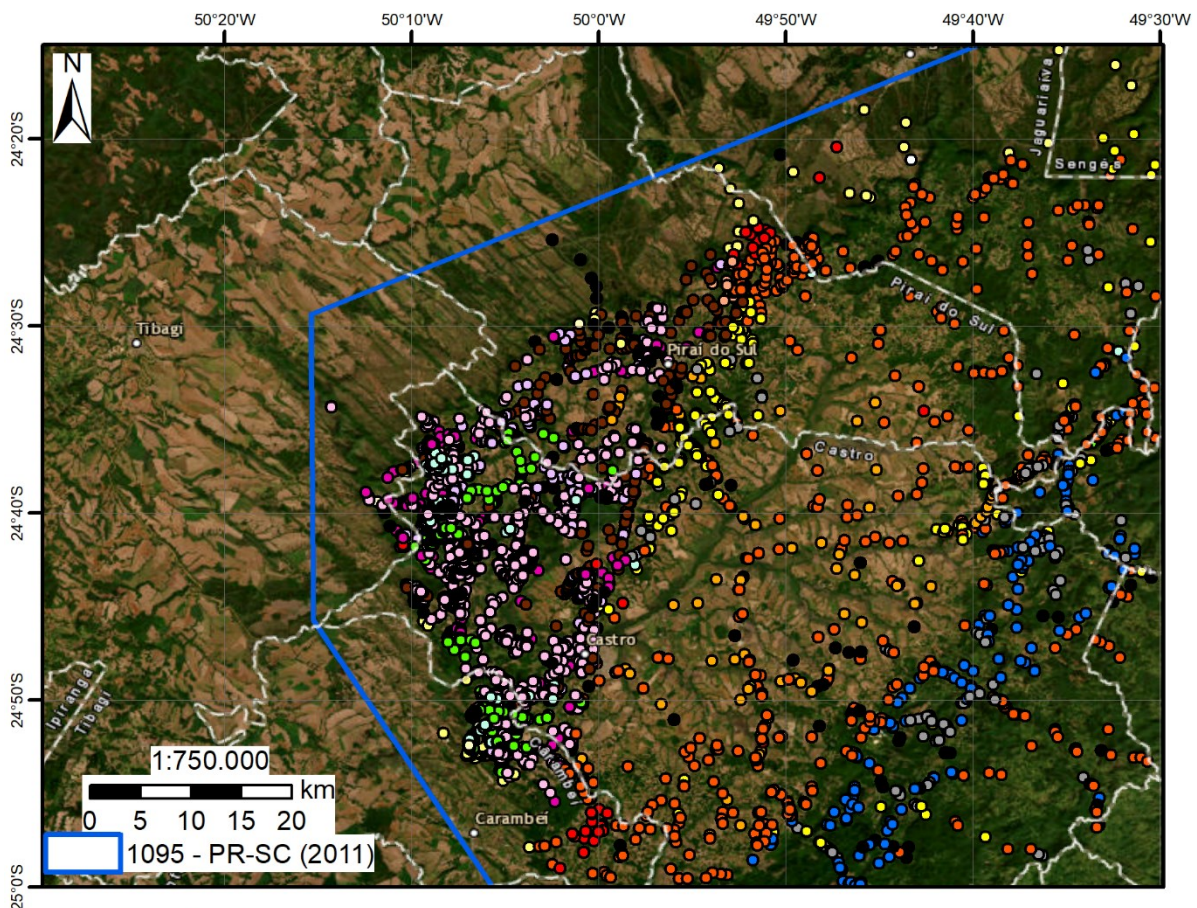


Figura 24 - Mapa geológico simplificado na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011). Observar que o mapa não recobre totalmente a área do aerolevante, a leste da área de interesse.



### Pontos de Campo

- |                            |                           |                             |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| ● Álcali-Feldspato Granito | ○ Colúvio                 | ● Metapelito                |
| ○ Aluvião                  | ● Conglomerado polimítico | ● Metarenito                |
| ● Andesito                 | ● Diabásio Serra Geral    | ● Sedimento Vulcanoclástico |
| ● Arenito Furnas           | ○ Epiclástica Vulcânica   | ● Sedimentos - Grupo Castro |
| ● Cobertura Castrolanda    | ● Granito                 | ○ Veio                      |
|                            | ● Metacarbonato           | ○ Vulcânicas ácidas         |

Figura 25 - Dados de afloramento, classificados de maneira simplificada, para serem utilizados como dados de treinamento, na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011).

O primeiro mapa, gerado a partir dos dados de campo (Figura 26), apresentou a acurácia de apenas 39%, quando comparado com o mapa geológico simplificado. A acurácia foi testada a partir de um conjunto de 5000 pontos randômicos, gerados na área de abrangência do mapa simplificado. A acurácia é dada pela comparação da litologia classificada no mapa simplificado com a do modelo gerado pela metodologia de *Machine Learning*. Ressalta-se que há pontos descritos como “colúvio”, unidade que não é representada no mapa geológico simplificado. Notou-se que nas áreas de depósitos aluvionares, o modelo gerado classificou a maioria destas áreas como “andesito” (rochas vulcânicas máficas e intermediárias). Este fenômeno é decorrente da baixa quantidade de afloramentos descritos como

“aluvião” nos dados de treinamento. Apenas 2 afloramentos foram classificados como “aluvião” em um total de 3715 afloramentos descritos na área de interesse recoberta pela aerogeofísica.

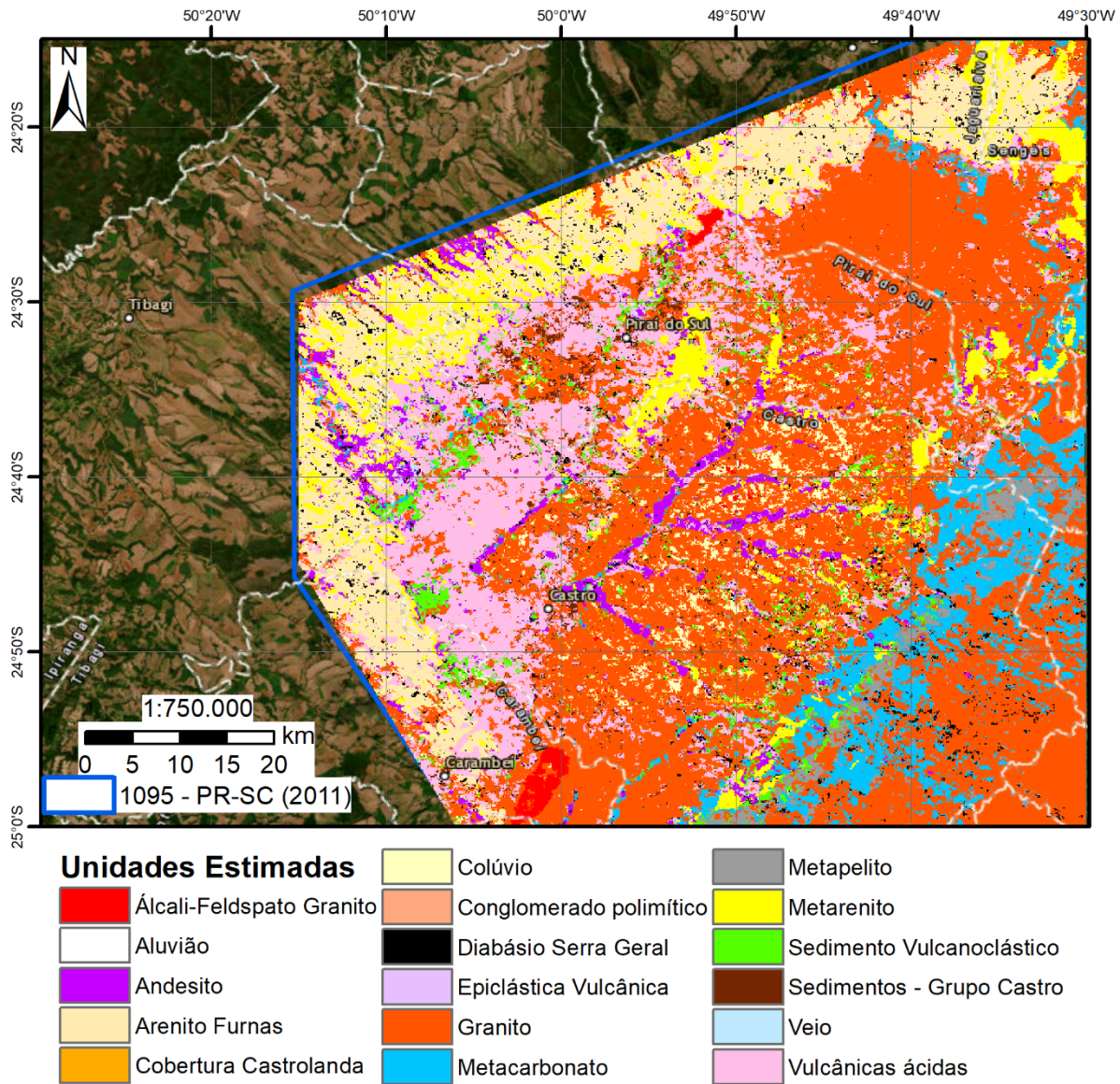
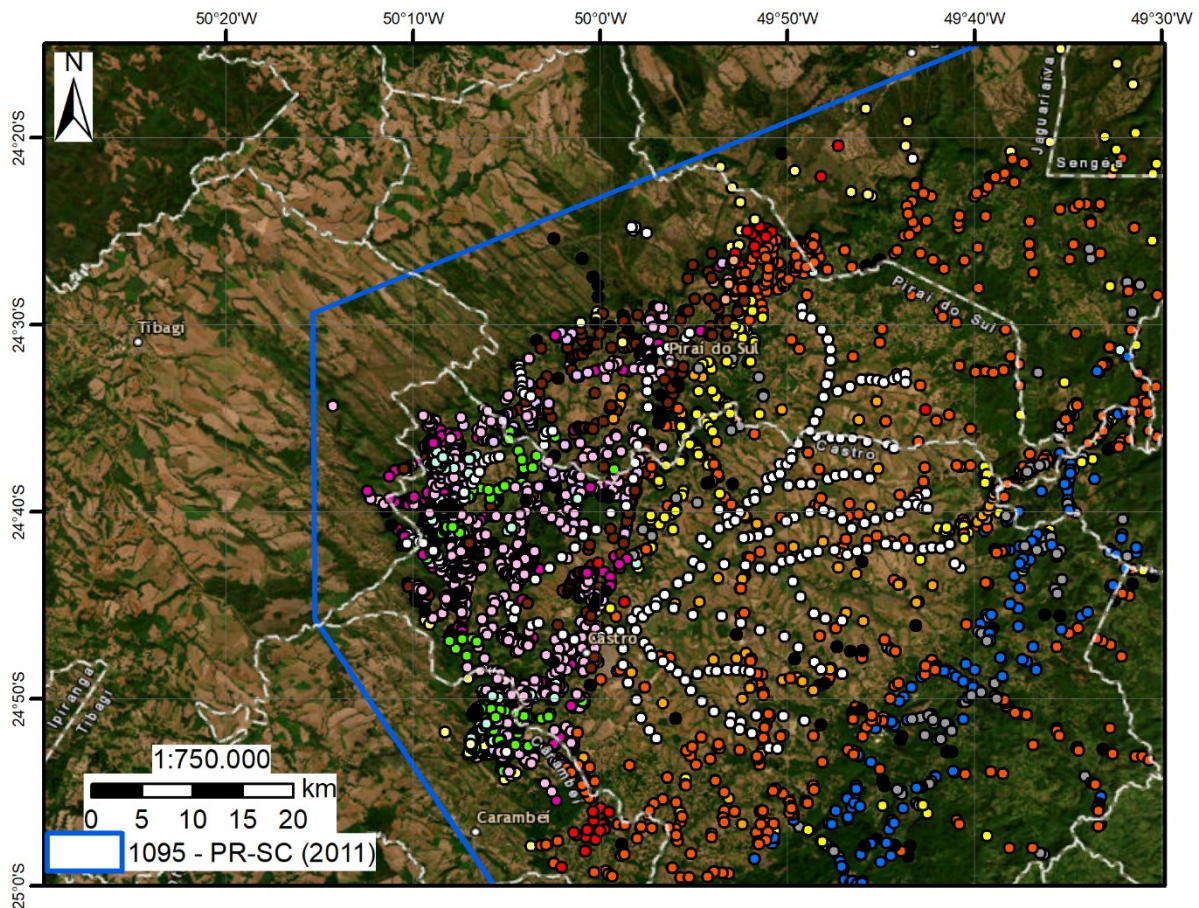


Figura 26 - Modelo gerado por *Machine Learning*, utilizando o classificador *Random Forest*, com dados de treino a partir de pontos de afloramento descritos, simplificados.

Para sanar este problema, foram adicionados manualmente 235 pontos de depósitos aluvionares (Figura 27), sendo agora 237 pontos classificados como “Aluvião” no conjunto de 3950 pontos de afloramentos. Estes novos pontos foram baseados na interpretação manual do conjunto de dados de sensoriamento remoto e aerogeofísica. Apenas adicionando estes pontos de depósitos aluvionares, a acurácia do novo modelo (Figura 28) foi elevada para 48%, utilizando o mesmo conjunto de pontos randômicos para validação dos dados.



**Pontos de Campo**

- |                            |                           |                             |
|----------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| ● Álcali-Feldspato Granito | ○ Colúvio                 | ● Metapelito                |
| ○ Aluvião                  | ● Conglomerado polimítico | ● Metarenito                |
| ● Andesito                 | ● Diabásio Serra Geral    | ● Sedimento Vulcanoclástico |
| ● Arenito Furnas           | ○ Epiclástica Vulcânica   | ● Sedimentos - Grupo Castro |
| ● Cobertura Castrolanda    | ● Granito                 | ○ Veio                      |
|                            | ● Metacarbonato           | ○ Vulcânicas ácidas         |

Figura 27 - Dados de afloramento simplificados com a adição de pontos classificados manualmente como depósitos aluvionares, na área do Projeto Aerogeofísico 1095 - Paraná - Santa Catarina (Lasa Prospecções S.A., 2011).

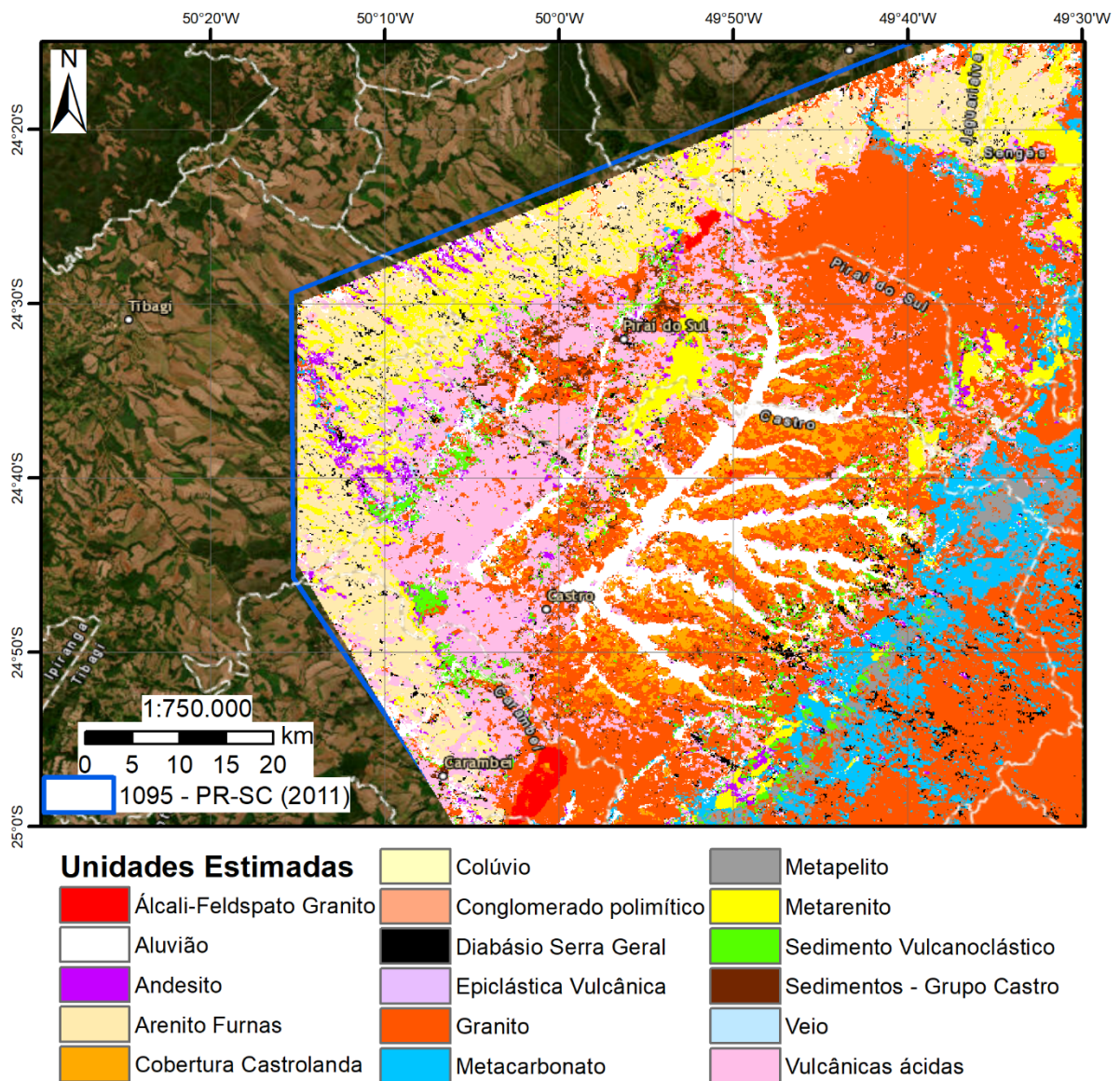


Figura 28 - Modelo gerado por *Machine Learning*, utilizando o classificador *Random Forest*, com dados de treino a partir dos mesmos pontos de afloramento simplificados e de novos pontos de depósitos aluvionares, interpretados.

Também foi gerado um modelo (Figura 29) na área cobertura da geofísica, a partir do mapa geológico simplificado. Foi gerado um conjunto de 5000 pontos randômicos na área do mapa simplificado e nestes pontos foram amostrados os dados de treinamento e a classificação deste mapa. Uma nova família de 5000 pontos randômicos foi criada para a validação desse modelo. A acurácia neste caso foi de 62%, comparando o mapa geológico simplificado original com o novo modelo.

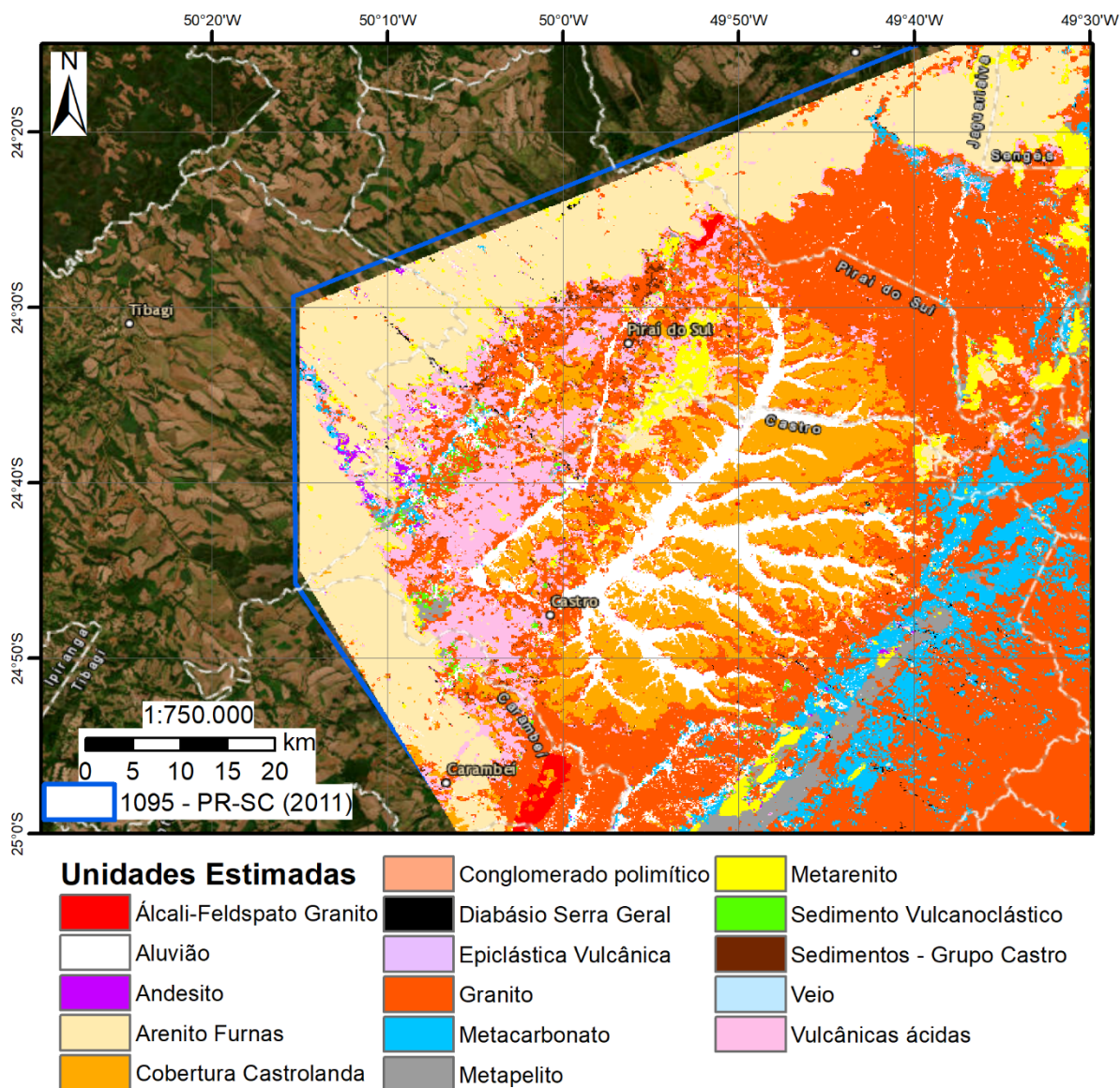


Figura 29 - Modelo gerado por *Machine Learning* com o classificador *Random Forest*, utilizando o mapa geológico simplificado para treinamento.

Os mapas resultantes do processamento de dados utilizando os algoritmos e os pontos usados como dados de entrada podem ser acessados em:

<https://drive.google.com/drive/folders/1xLYStHgWehV1cSe5A4RI-GdFRQMllrx7?usp=sharing>

## 5.5. Mapeamento Geológico

Como produto dos trabalhos de campo e da revisão bibliográfica prévia, foi elaborado um mapa geológico atualizado da Bacia de Castro e arredores e um manuscrito sobre este mapa, que se encontra disponível no Apêndice VIII. Para elaboração do mapa, foram utilizadas as informações de processamento de imagens

de satélite, modelos digitais de elevação, dados geofísicos, descrições do afloramento e dados da literatura prévia. Os mapas geológicos (versão português e inglês) e o mapa metalogenético podem ser visualizados no Apêndice XI.

### **5.5.1. Unidades geológicas**

O trabalho de campo realizado em janeiro de 2020 culminou na descrição de duas novas unidades ainda não reconhecidas na área. Uma delas é a Bacia São Lourenço – Formação Castrolanda, que recobre cerca de 500 km<sup>2</sup>. A geologia e evolução desta bacia é discutida em detalhe no manuscrito disponível no Apêndice IX, o qual será submetido ao *Brazilian Journal of Geology*. A segunda se trata de um *stock* intrusivo no Complexo Granítico Cunhaporanga, denominado aqui como “Granodiorito Gentil”. Além das novas unidades, tentou-se separar as rochas vulcânicas ácidas da Bacia de Castro em dois membros distintos, denominados aqui como Membro Ressaca (inferior) e Membro Bulcão (superior). Também foram reconhecidos na área diques relacionados ao Arco de Ponta Grossa diferenciados em relação aos diques de diabásio, comuns na área. Os afloramentos indicados aqui apenas com números pertencem a este trabalho, os com sigla pertencem a outros trabalhos, realizados com o SGB-CPRM na região.

#### *5.5.1.1. Embasamento*

O embasamento do Grupo Castro corresponde a rochas metassedimentares e granitoides. Foram descritos em campo rochas metassedimentares relacionadas ao Supergrupo Açungui (Grupo Itaiacoca). Também foram visitados afloramentos de granitoides associados ao Complexo Granítico Cunhaporanga, entre eles álcali-feldspato granitos (Granito Serra do Carambeí e Granito Joaquim Murtinho).

##### *5.5.1.1.1. Grupo Itaiacoca*

Foram visitados alguns afloramentos pertencentes ao Grupo Itaiacoca, em destaque, lavra de albitito (Figura 30A e Figura 30B) encaixado em metassedimentos deste grupo (xistos e metacalcários). A visita à mina foi motivada por não terem sido encontradas na literatura descrições sobre lavras do material na região. O albitito lavrado é aplicado na indústria cerâmica, sendo provavelmente derivado de magmas relacionados ao Granito Cerro Azul. O contato deste granito com o Grupo Itaiacoca se encontra a menos de 2 km de distância da lavra. Outro

afloramento de destaque foram camadas de grafita-xisto (Figura 30C) intercaladas em mica-quartzo xisto dobrados (Figura 30D), aflorantes no corte de estrada na entrada do distrito de Abapã, Município de Castro-PR.

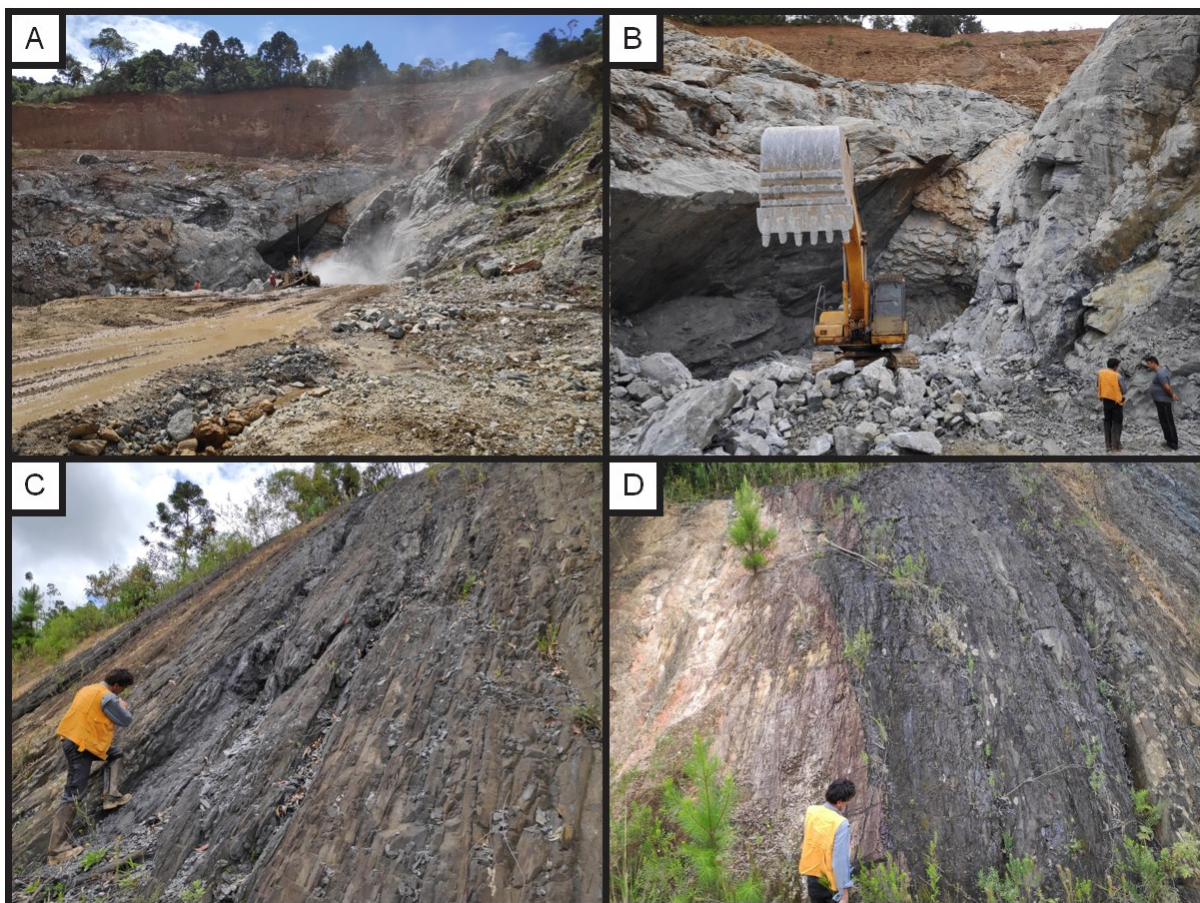


Figura 30 - Prancha de fotos referente ao Grupo Itaiacoca. A: Dique de albitito encaixados metassedimentos do Grupo Itaiacoca (xistos e metacalcários) - afloramento 776; B: Detalhe da frente de lavra do dique (afloramento 776); C: Afloramento de grafita xisto localizado na entrada do distrito de Abapã (afloramento 780) D: Detalhe do contato do mica-quartzo xisto (esquerda, cores claras) com grafita xisto (direita, cores escuras) – afloramento 780.

#### 5.5.1.1.2. Quartzito Serra das Pedras

Próximo a cidade de Pirai do Sul, em uma serra alongada na direção NNE-SSW, afloram quartzitos, denominados “Serra das Pedras”. Estes quartzitos, associados ao Grupo Itaiacoca, são lavrados em algumas pedreiras para a obtenção de saibro (Figura 31A). Por se apresentar geralmente friável, o quartzito é extraído por escarificação, e aplicado nas estradas rurais da região. O quartzito é impuro, composto por quartzo, muscovita e feldspato caulinizado, e também apresenta fraturas com preenchimento por caulinita. É possível observar o acamamento original preservado, sendo este deformado por evento metamórfico subsequente (Figura 31B).

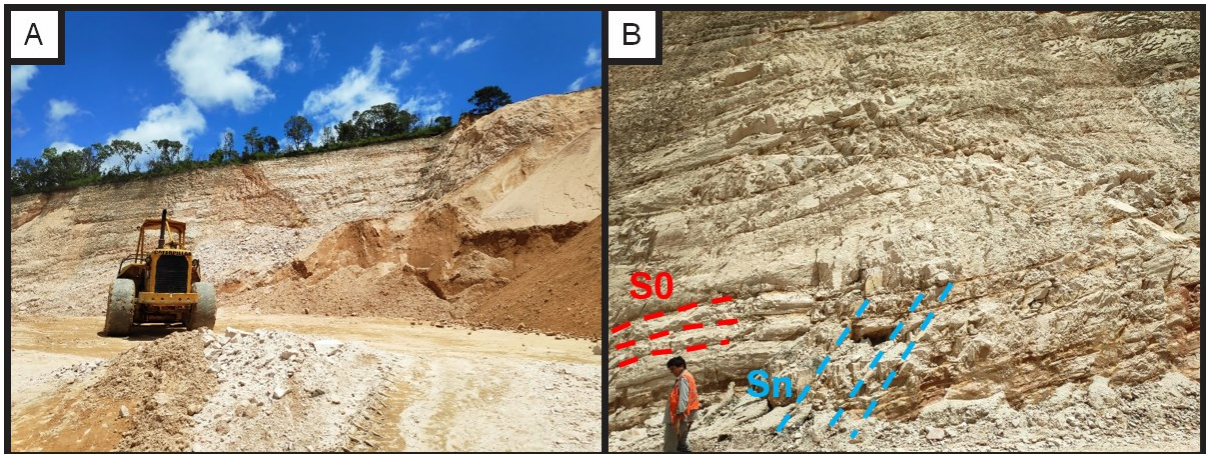


Figura 31 - Prancha de fotos – Quartzito Serra das Pedras. A: Pedreira de saibro em operação no Quartzito Serra das Pedras- (Afloramento 099); B: Detalhe do acamamento sedimentar preservado, sendo obliterado por faturamento paralelo à foliação metamórfica (Mesma pedreira, próximo ao ponto 100).

#### 5.5.1.1.3. *Complexo Granítico Cunhaporanga*

Nos afloramentos descritos do Complexo Granítico Cunhaporanga, predominavam monzogranitos inequigranulares a porfíricos (Figura 32A), com biotita (Figura 32B). A composição modal aproximada observada destes granitoides é: biotita 15%, quartzo 20%, plagioclásio 25%, feldspato potássico 40%. Próximo à cidade de Castro e a falha que coloca em contato os granitos e a bacia, foram descritos saprólitos e blocos de granito equigranular, com textura fanerítica média a grossa, possivelmente pertencentes também ao complexo.

#### 5.5.1.1.4. *Stock Granodiorítico Gentil (nova unidade)*

Com base nos dados de aerogeofísica e de relevo, foi encontrado um corpo intrusivo no Complexo Granítico Cunhaporanga, o qual aparenta estar hidrotermalizado no local (Figura 32C). Esta intrusão aflora como um morro circular, com um pouco mais de 1 km de diâmetro. A intrusão, denominada aqui como “Granodiorito Gentil” apresenta cores claras (branco amarelado), estrutura maciça, textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e matriz fina, aflorando em matacões (Figura 32D) e blocos ao longo do morro circular. Sua composição aproximada é 50% de plagioclásio, 20% de quartzo, 20% de feldspato potássico e 10% de biotita, e é magnética (atraí o imã de neodímio). Associada à biotita, foram observados cristais de pirita. Próximo a esta intrusão, foi descrito um granito porfírico aparentemente hidrotermalizado, pertencente ao Complexo Cunhaporanga. Neste afloramento (059 – ver Figura 32C), os fenocristais de

feldspato potássico se apresentam muito avermelhados, e a mica substituída por mineral verde (possivelmente clorita), sendo que este mesmo material foi encontrado também preenchendo fraturas.

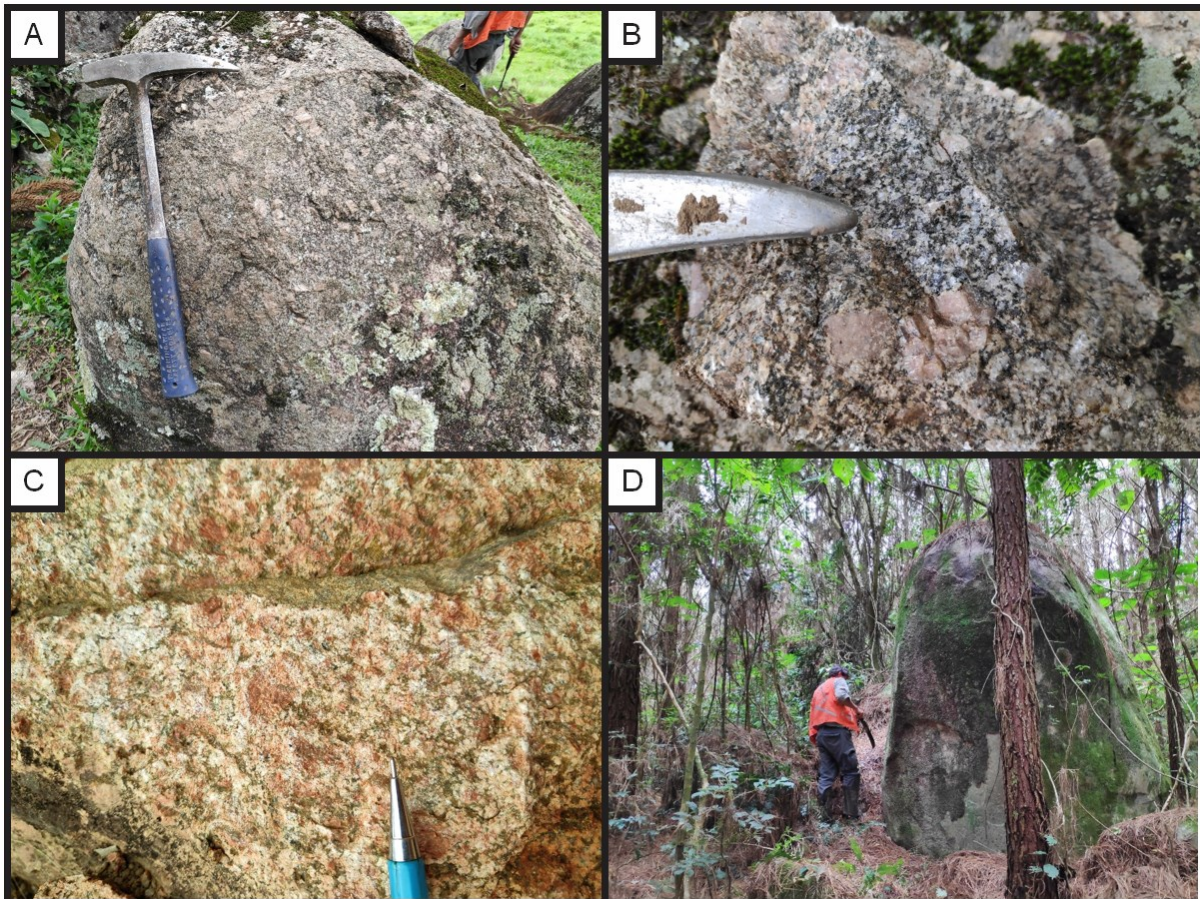


Figura 32 - Prancha de fotos – Granito Cunhaporanga e Stock Intrusivo Gentil. A: Matacão Cunhaporanga, fácies porfírica (Afloramento 065); B: Detalhe fácies porfírica, com biotita associada (Afloramento 065); C: Fácies porfírica hidrotermalizada (Afloramento 059); D: Matações de rocha maciça com composição granodiorítica, estrutura maciça e textura fanerítica fina (Afloramento 062).

#### 5.5.1.1.5. Granito Joaquim Murtinho

O Granito Joaquim Murtinho é um leucogranito, usualmente com até 3% de máficos, maciço, médio a grosso, composto predominantemente por feldspato alcalino e quartzo (álcali-feldspato granito). Este granito aflora na região norte da Bacia de Castro e no passado foi lavrado para brita (Figura 33A). Foram observadas algumas vênulas pegmatoides no interior do corpo granítico de composição semelhante ao granito encaixante (Figura 33B).

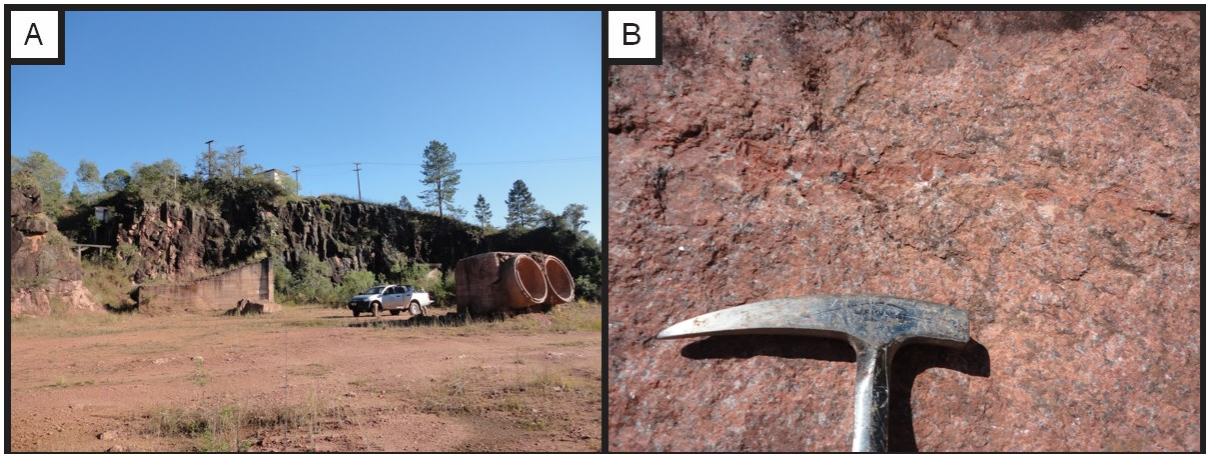


Figura 33 - Prancha de fotos – Granito Joaquim Murtinho (Afloramento IM-014). A: Pedreira inativa de brita B: Detalhe de vênula pegmatóide cortando o álcali-feldspato granito equigranular médio.

#### 5.5.1.1.6. *Granito Serra do Carambeí*

Com composição similar ao Granito Joaquim Murtinho, o Granito Serra do Carambeí aflora próximo à região sul da Bacia de Castro. Nos afloramentos descritos, o leucogranito, no geral, é maciço e apresenta textura fanerítica média e cores avermelhadas. Durante os trabalhos de mapeamento, foram observados alguns indícios de ocorrências minerais associados ao Granito Serra do Carambeí, tais como: sulfetos de zinco (esfalerita - Figura 34A), de cobre (calcopirita - Figura 34B) e veios de fluorita ou de quartzo com fluorita associada (Figura 34C). Próximo aos veios de fluorita e em fraturas, foi observado material amarelo-esverdeado pulverulento, descrito em campo como uranofano. Em uma pedreira de brita, foi também observado fraturas com epidotização do granito (Figura 34D), formando material gemológico conhecido na literatura como “unakita”.

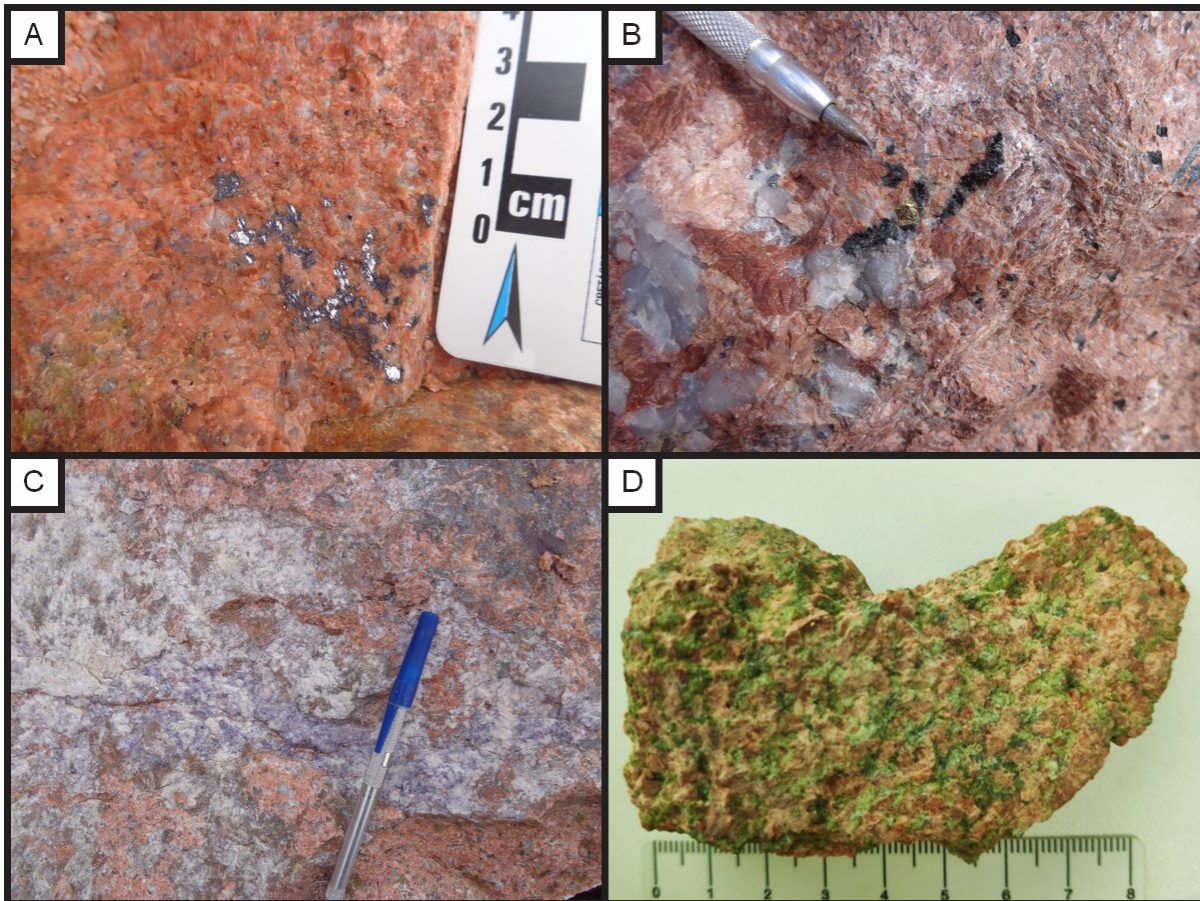


Figura 34 - Prancha de fotos – Granito Serra do Carambeí. A: Esfalerita (mineral cinza) disseminada no leucogranito fanerítico médio (Afloramento FB-119); B: Calcopirita (mineral amarelo) associada com quartzo e turmalina (mineral negro) em bolsão - Afloramento FB-120); C: Vênula de quartzo com fluorita, brechando matriz granítica rosa clara (Afloramento FB-119); D; Granito epidotizado (Unakita) – Amostra coletada pelo geólogo Rafael Bittencourt Lima (afloramento FB-119)

Em um afloramento do Granito Serra do Carambeí (FB-120), no qual o granito também apresentava predominantemente cores róseo-avermelhadas (Figura 35A), foi encontrada uma fácies granítica de cor branco-rosada (Figura 35B). Esta fácies apresentava quartzo, feldspatos de cor branco e rosa e também uma maior quantidade de minerais máficos em sua matriz. Em lâmina delgada, observou-se que o feldspato potássico estava parcialmente substituído por albita (Figura 35C e Figura 35D). Os núcleos de feldspato potássico não alterado são os feldspatos de cor rosa, quando albitizados apresentam cor branca. O quartzo não aparenta ser afetado por essa alteração hidrotermal.

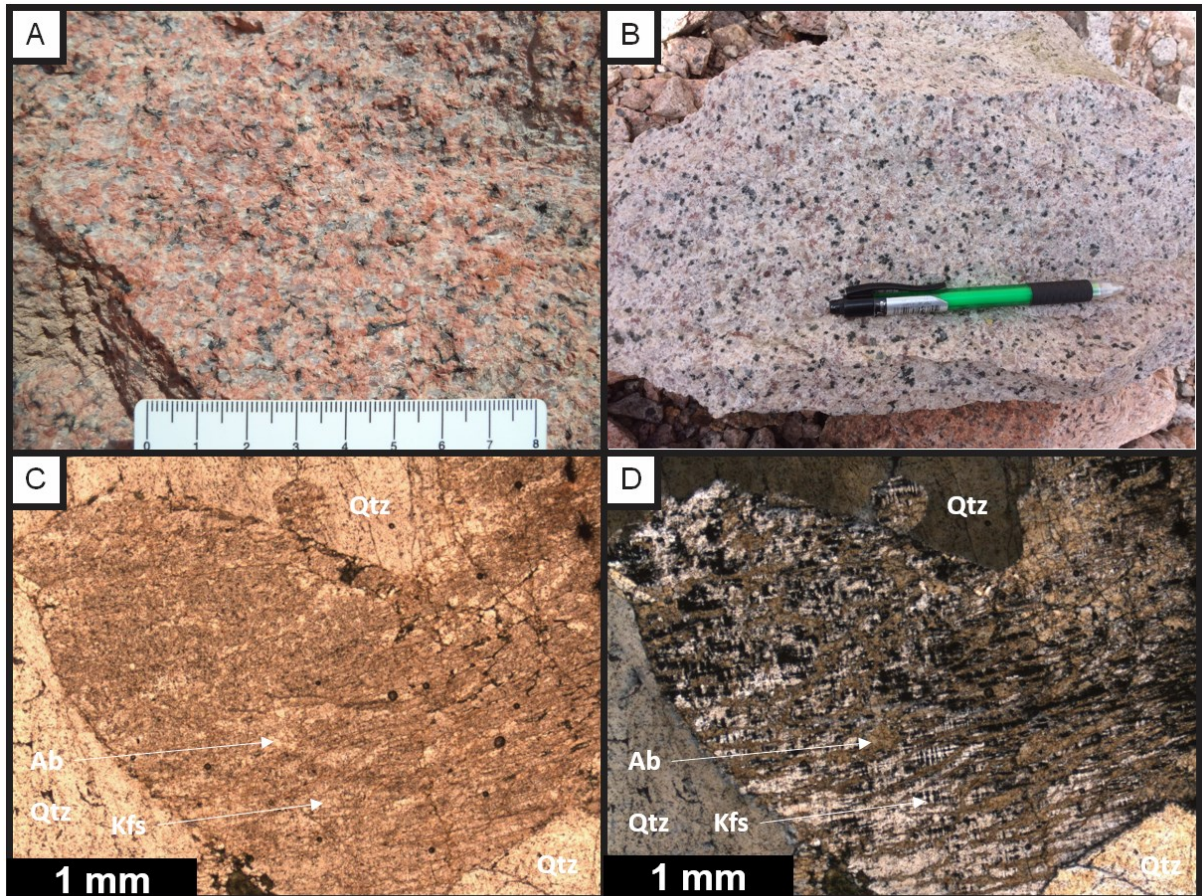


Figura 35 - Prancha de fotos – Alteração por albita no Granito Serra do Carambeí. A: Granito Serra do Carambeí sem alteração albitica, com cores avermelhadas (Afloramento FB-120, foto por Luís Carlos Melo Palmeira); B: Granito Serra do Carambeí albitizado, de cor clara (Afloramento FB-120, foto por Felipe Brito Mapa, amostra FB-120C); C e D: Fotomicrografias da amostra FB-120C, onde é observável a alteração parcial do feldspato potássico por albita e cristais de quartzo preservados, siglas: Ab = albita, Kfs = Feldspato Potássico, Qtz = quartzo (C - Luz transmitida e polarizadores paralelos; D - Luz transmitida e polarizadores cruzados).

#### 5.5.1.2. Grupo Castro

As unidades do Grupo Castro são o foco deste trabalho. No Grupo Castro foram descritos afloramentos de rochas vulcânicas e sedimentares. A nomenclatura estratigráfica segue a adotada por Mapa *et al.* (2019). Tentou-se neste trabalho subdividir a Formação Tirania (rochas vulcânicas ácidas) em dois membros, baseando-se em parte nas observações e descrições de Leinz (1936).

##### 5.5.1.2.1. Formação Tronco

A Formação Tronco representa a unidade basal e o magmatismo inicial da Bacia de Castro. Foram observadas em campo rochas vulcânicas de composição máfica a intermediária, usualmente com alteração hidrotermal. Essas rochas geralmente apresentam matriz afanítica e presença de vesículas ou amígdalas

preenchidas por clorita, epidoto, quartzo, calcita e hematita. Foram observadas na matriz destas rochas ao microscópio minerais opacos, brookita, clorita, epidoto e sericita, sendo possíveis produtos de alteração hidrotermal. Algumas destas rochas apresentam textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio dispersos na matriz afanítica (Figura 36A). Ao microscópico, os fenocristais de plagioclásio foram descritos como andesina e apresentavam alteração hidrotermal (leve sericitização). É possível que essa alteração hidrotermal afete a caracterização óptica do teor de anortita deste feldspato. Foram considerados também como parte da Formação Tronco rochas relacionadas a este magmatismo, como possíveis *lahars*, com fragmentos exclusivos de basaltos e andesitos (até 40 cm de diâmetro) envoltos por matriz argilosa (Figura 36B).

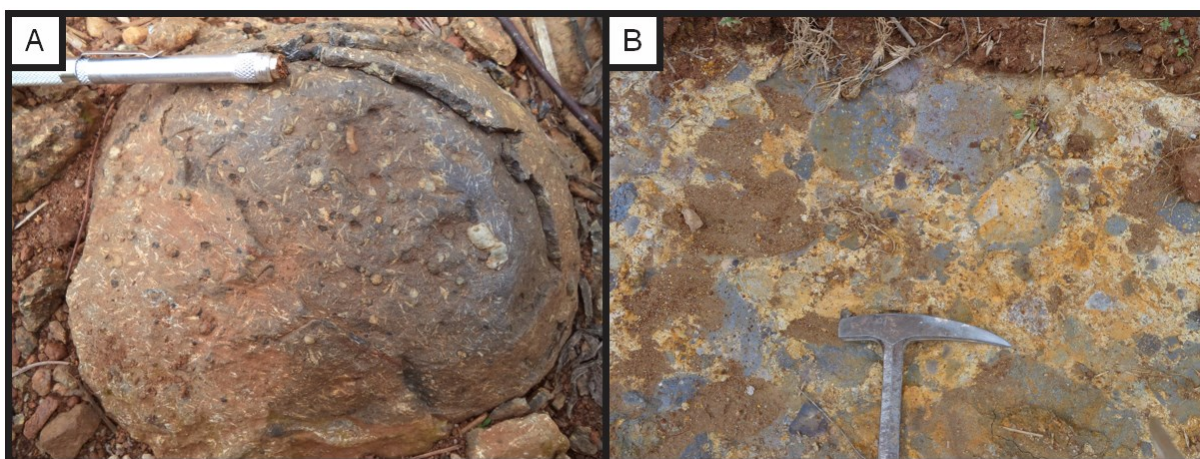


Figura 36 – Bloco de rocha vulcânica máfica a intermediária, rica em amígdalas e vesículas preenchidas por clorita e calcedônia, matriz afanítica com fenocristais dispersos de plagioclásio (foto por Bruno Boito Turra, afloramento FB-015); B: Possível *lahar* de rochas máficas a intermediárias saprolitizadas, com matriz argilosa branca (afloramento IM-176).

#### 5.5.1.2.2. Formação Espalha Brasa

A Formação Espalha Brasa aflora de maneira restrita, em uma pequena área ao norte da Bacia de Castro, em contato por falha com o embasamento granítico e recoberta por arenitos da Bacia do Paraná. O conglomerado contém fragmentos de rochas oriundas apenas do embasamento, sem fragmentos de rochas vulcânicas. É bem litificado e apresenta intercalação de níveis de arenitos grossos com camadas conglomeráticas, ricas em seixos (chegando a matacão). Sua composição é arcoseana, seus clastos são mal selecionados e mal arredondados, características que denotam imaturidade. As camadas apresentam granodecrescência ascendente (Figura 37A). No seu arcabouço, são observados clastos de quartzito, granito e

clorita xisto com muscovita (Figura 37B). Os clastos de granito aparentam ser relacionados tanto ao Complexo Cunhaporanga (porfírico) como ao Granito Joaquim Murtinho (equigranular vermelho). Interpreta-se estes conglomerados como leques aluviais, alimentados por material exógeno à bacia, com proveniência compatível com o embasamento da Bacia de Castro neste local.

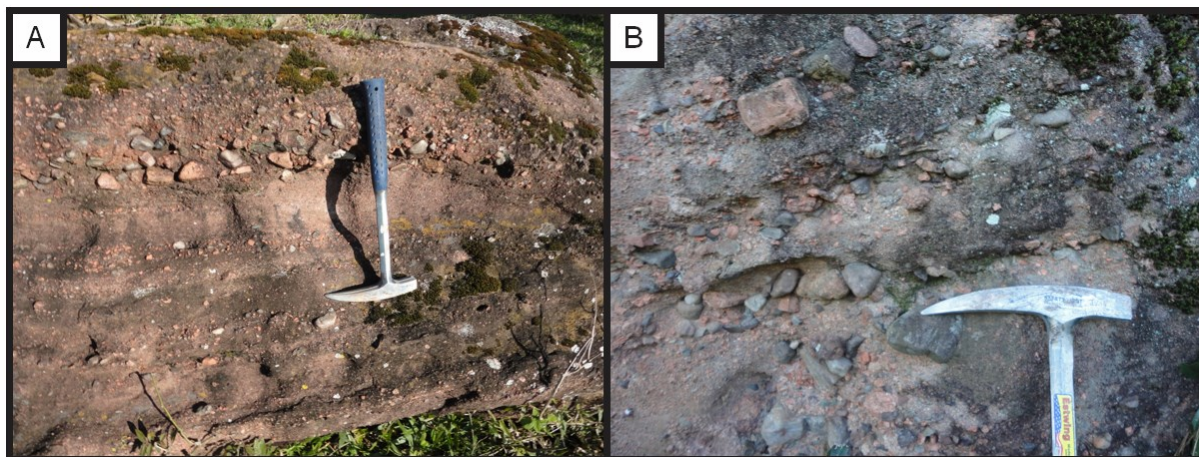


Figura 37 - Prancha de fotos – Formação Espalha Brasa (afloramento IM-020). A: Lajedo de conglomerado estratificado polimítico, com camadas conglomeráticas e areníticas de composição arcoseana, com granodecrescência ascendente. B: Detalhe dos clastos, onde são observados fragmentos de granito, quartzito e clorita xisto com muscovita.

#### 5.5.1.2.3. Formação Rio Pirai

A Formação Rio Pirai engloba siltitos, geralmente de cor avermelhada, com estratificação plano-paralela (Figura 38A). Muitas vezes, estes siltitos apresentam laminação heterolítica com níveis arenosos (Figura 38B), e de maneira ainda mais restrita, arenitos com camadas de siltito subordinadas. Algumas das camadas são ricas em muscovita detrítica. A muscovita é identificada como detrítica por apresentar bordas irregulares e serem encontradas depositadas junto aos sedimentos finos, como fragmentos. A presença de muscovita detrítica nesses siltitos foi interpretada como indício de material exógeno da bacia, pois as rochas do Grupo Castro são pobres nesse mineral. Próximo às zonas de falhas, foi observado deformação plástica destas rochas. Esta unidade foi interpretada como uma fácies lacustre da Bacia de Castro.

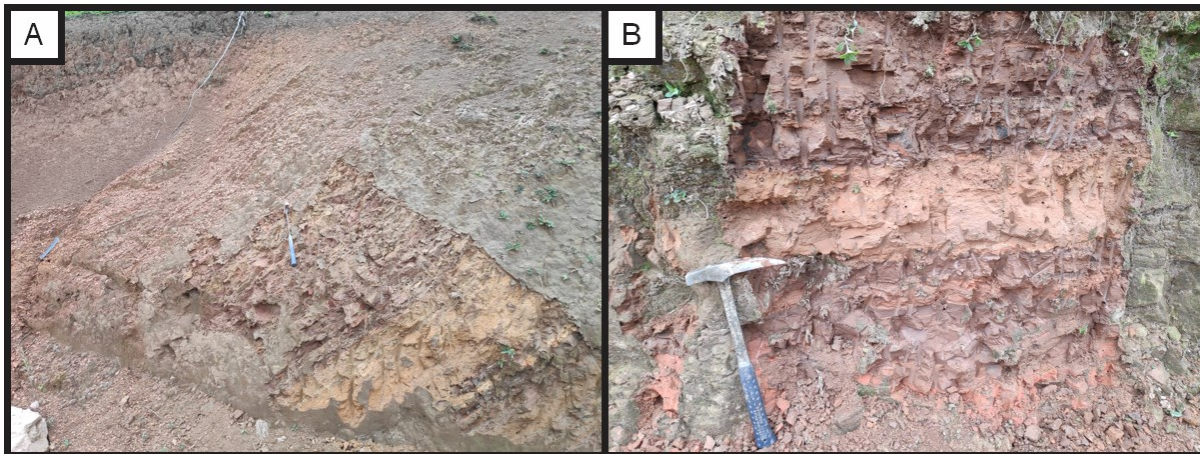


Figura 38 – Prancha de fotos – Formação Rio Pirai. A: Siltitos avermelhados basculhados com arenito na base (cor rosa clara) – afloramento 289; B: Intercalação de siltitos vermelhos e arenitos rosados, com acamamento plano-paralelo (Afloramento 288).

#### 5.5.1.2.4. Formação Tirania – Membro Ressaca (nova unidade)

Os riolitos do Membro Ressaca são geralmente maciços ou com bandamento de fluxo. Se comparadas ao conjunto das rochas riolíticas do Grupo Castro, apresentam cores mais claras (Figura 39A), geralmente de tonalidades de rosa ou laranja, e com menor quantidade de fenocristais dispersos na matriz (Figura 39B). Estes fenocristais usualmente são relativamente menores e também apresentam uma proporção menor de quartzo bipiramidado em comparação ao feldspato potássico. São interpretados aqui como os primeiros derrames ácidos da Bacia de Castro, e apresentariam uma relativa tendência traquítica se comparado aos restantes das rochas vulcânicas ácidas do Grupo Castro (Membro Bulcão)

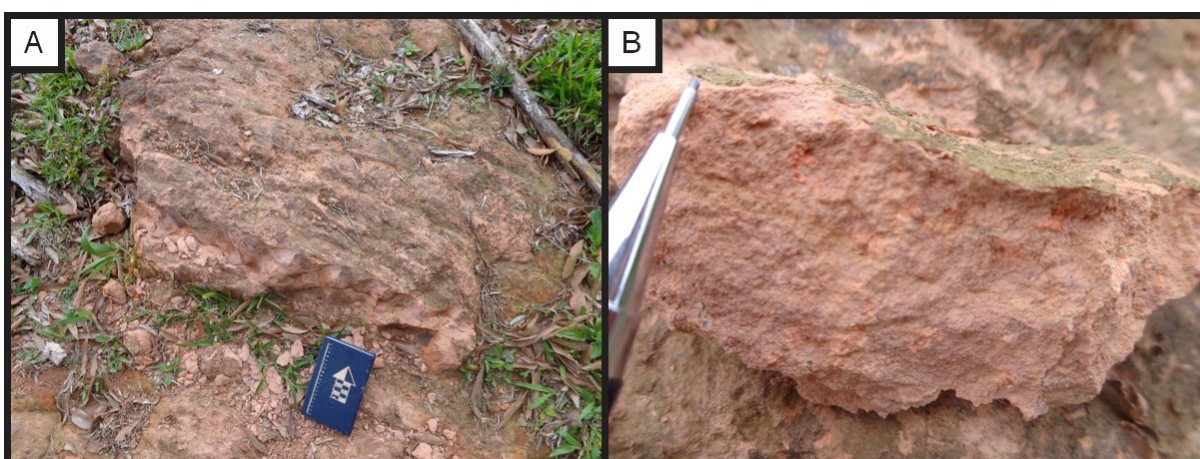


Figura 39 – Prancha de fotos – Membro Ressaca (afloramento LP-156). A: Afloramento de riolito róseo, levemente saprolitizado; B: Detalhe de amostra do afloramento, relativamente com poucos fenocristais de feldspato potássico e quartzo emersos em matriz rosa clara.

#### 5.5.1.2.5. Formação Tirania – Membro Bulcão (nova unidade)

As rochas vulcânicas ácidas mais tardias da bacia de Castro são associadas ao Membro Bulcão. Usualmente essas rochas sustentam o relevo na região não recoberta pela Bacia do Paraná (Figura 40A). Alguns destes altos topográficos foram interpretados como domos riolíticos. As rochas deste membro usualmente apresentam uma quantidade maior de fenocristais no conjunto das rochas vulcânicas ácidas da Formação Tirania (Figura 40B). Os fenocristais são usualmente maiores e apresentam uma quantidade relativa maior de fenocristais de quartzo bipiramidado. Essas rochas podem conter fragmentos dos riolitos da unidade riolítica inferior (Membro Ressaca).

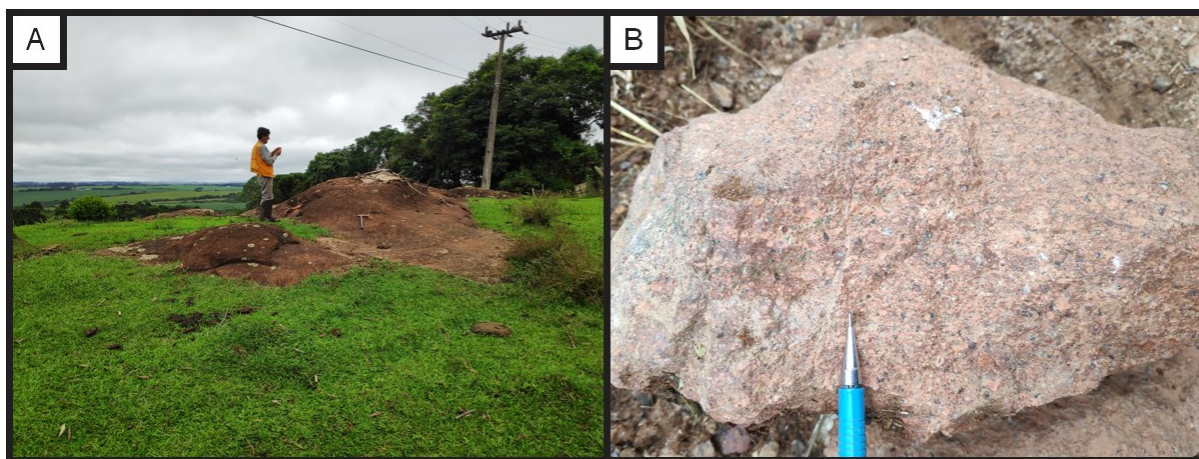


Figura 40 – Prancha de fotos – Domos e brechas riolíticas do Membro Bulcão. A: Lajedo de riolito bandado aflorando em alto topográfico (afloramento 256); B: Riolito rico em fenocristais, o qual contém fragmentos de riolito róseo, envoltos em matriz mais escura (afloramento 255)

As rochas riolíticas deste membro apresentam também matriz de tonalidade relativamente mais escura (Figura 41A), em tons de marrom até roxo. Também foram considerados como parte desta formação os depósitos piroclásticos proximais associados a esse vulcanismo (Figura 41B), muitas vezes preservados abaixo de derrames riolíticos. Interpreta-se este vulcanismo como representante final da evolução do magmatismo ácido do Grupo Castro, com o magma mais enriquecido em sílica e, por consequência, com vulcanismo mais explosivo.

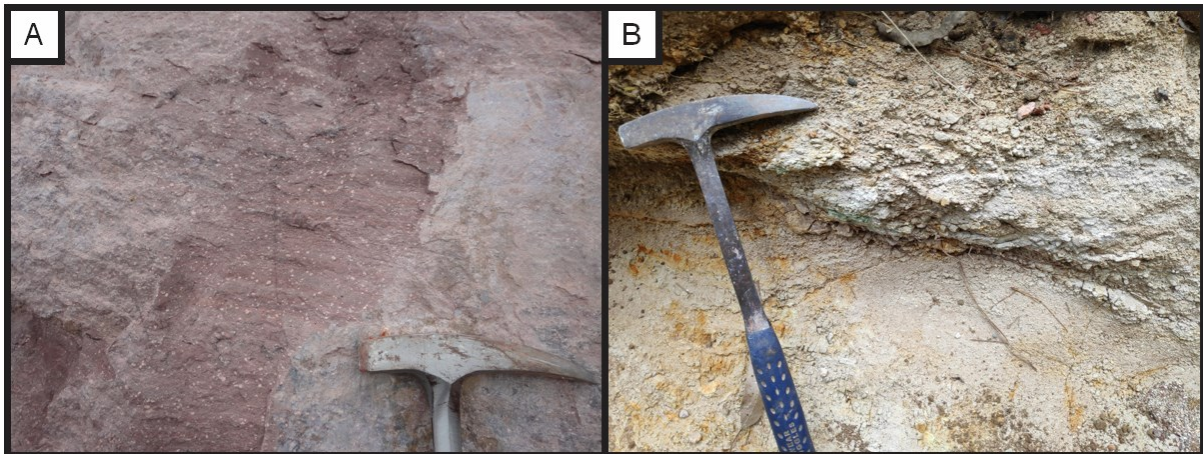


Figura 41 – Prancha de fotos riolitos bandados e depósitos piroclásticos – Membro Bulcão. A: Riolito bandado com fluxo magmático com matriz escura (afloramento FB-007); B: Depósito piroclástico com fragmentos estirados (afloramento 135).

#### 5.5.1.2.6. Formação Aparição

A Formação Aparição compreende rochas estratificadas, usualmente na fração silte, silicificadas e pastilhadas (Figura 42A). As rochas desta formação exibem cores variegadas, sendo a mais comum verde-claro. É observada a intercalação das camadas do material siltoso finas com arenitos, em camadas decimétricas. As camadas das rochas desta formação exibem uma elevada perturbação, com muitas falhas e fraturas (Figura 42B). Nesta unidade também foram observadas fraturas muito silicificadas (Figura 42C), semelhante a pequenos diques em meio ao siltito pastilhado em um único afloramento. Nessas estruturas, há mica de cor verde intensa, semelhante a fuchsite (Figura 42D). Em campo, esta mica verde foi identificada como roscoelita.



Figura 42 – Prancha de fotos – Formação Aparição. A: Afloramento das rochas da Formação Aparição em pedreira de saibro (afloramento 602); B: Afloramento de tufo acamadado na pedreira, com cores variegadas, silicificado e exibindo pastilhamento (afloramento 603); C: Fraturas tabulares em meio ao siltito tufáceo pastilhado (afloramento 585); D: Possível roscoelita em fratura silicificada (afloramento 585).

Há raras intercalações de tufo de cristais soldado, concordante com o acamamento, com matriz vítrea escura (Figura 43A e Figura 43B). A rocha apresenta uma grande quantidade de fragmentos de cristais de quartzo bipiramidado e de feldspato potássico sericitizado (Figura 43C e Figura 43D). Interpreta-se esta unidade como tufos, com contribuição sedimentar.

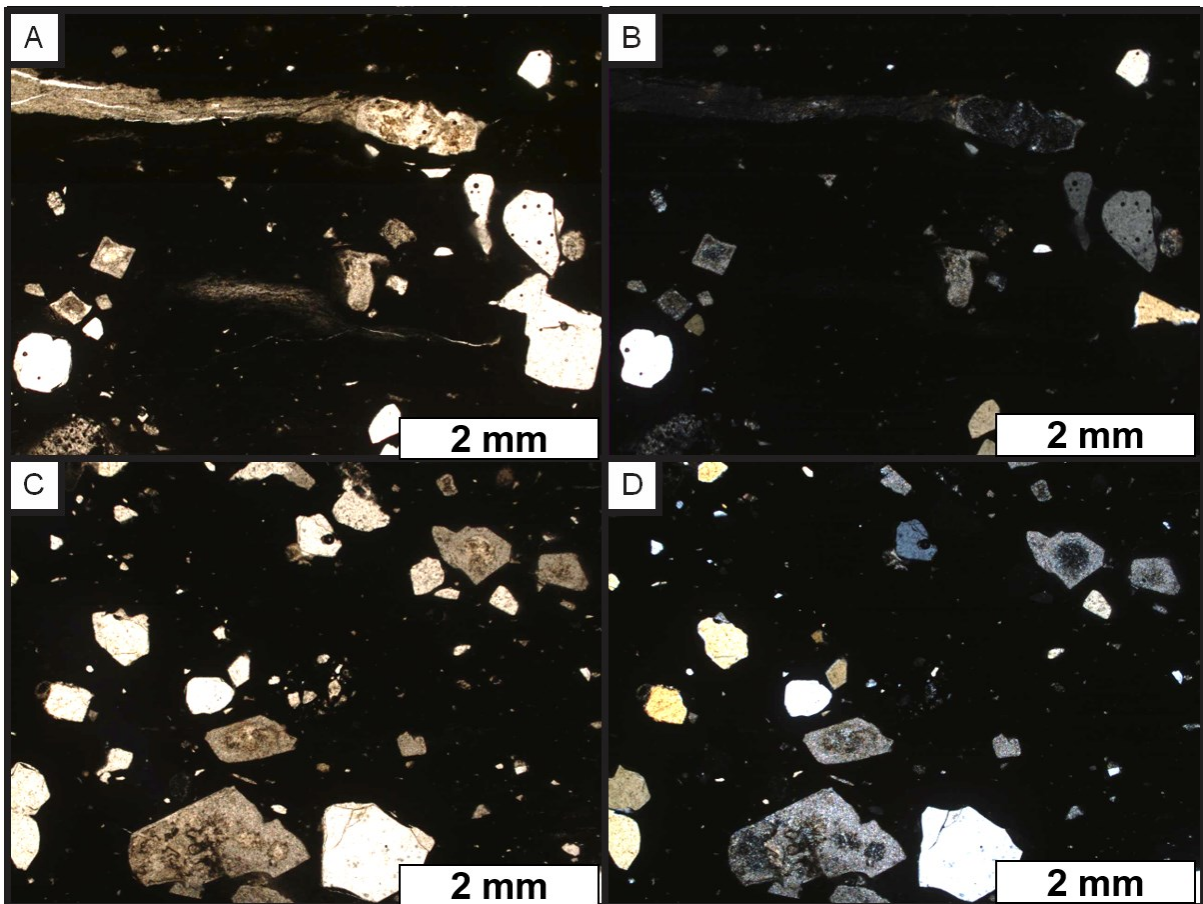


Figura 43 – Fotomicrografia - lâmina BT-025A – A: Tufo com matriz escura, fragmentos estirados e fragmentos de fenocristais de quartzo bipiramidado e feldspato potássico sericitizado, nicóis paralelos; B: Tufo com matriz escura, fragmentos estirados e fragmentos de fenocristais de quartzo bipiramidado e feldspato potássico sericitizado, nicóis cruzados; C: Detalhe dos fragmentos de fenocristais de quartzo (cristais límpidos) e de feldspato potássico sericitizado (cristais acinzentados), nicóis paralelos; D: Detalhe dos fragmentos de fenocristais de quartzo (cristais límpidos) e de feldspato potássico sericitizado (cristais acinzentados), nicóis cruzados.

#### 5.5.1.2.7. Formação Piraí-Mirim

A Formação Piraí-Mirim aflora próxima às bordas de domos riolíticos, formando escarpas ou grandes lajedos (Figura 44A). Apresenta aspecto conglomerático, e é composta exclusivamente por fragmentos de rochas vulcânicas. Esses fragmentos são extremamente angulosos, sendo que alguns destes fragmentos alcançam a fração matacão, indicando grande proximidade da fonte. Essas rochas foram interpretadas como depósitos epiclásticos dos domos riolíticos. Nota-se leve estratificação nas rochas em afloramentos desse litotipo (Figura 44B), a qual pode ter se formado na deposição ou mesmo indicar algum retrabalhamento do material vulcanoclástico. Os fragmentos encontrados são predominantemente de origem vulcânica ácida e incluem riolitos e rochas piroclásticas, além de minerais encontrados nessas rochas.

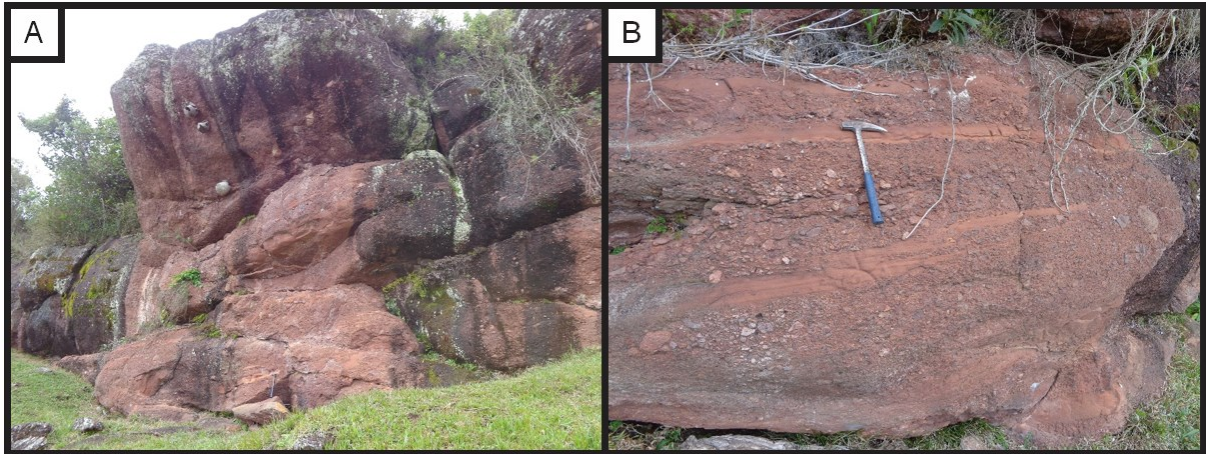


Figura 44 – Prancha de fotos – Formação Pirai-Mirim (afloramento IM-150). A: Grande lajedo exposto da Formação Pirai-Mirim; B: Detalhe do afloramento, mostrando variação no tamanho dos clastos, cores avermelhadas e uma leve estratificação do material vulcanoclástico.

### 5.5.1.3. *Bacia do Paraná*

Na área de estudo, as rochas da Bacia do Paraná recobrem a Bacia de Castro e as rochas do embasamento pré-cambriano. As intrusões do enxame de diques do Arco de Ponta Grossa são relacionadas com a Formação Serra Geral, também pertencente à Bacia do Paraná

#### 5.5.1.3.1. *Formação Iapó*

Durante os trabalhos de campo, visitou-se o afloramento da seção-tipo da Formação Iapó, sendo este o único afloramento descrito desta formação durante os trabalhos de mapeamento na área. Este afloramento corresponde a uma pequena faixa aflorante, abaixo de arenitos conglomeráticos da Formação Furnas de com composição oligomítica (Figura 45A). Nesta faixa, aflora um paraconglomerado polimítico, com seixos de quartzo e calcário, com até 5 cm de diâmetro em matriz fina de cor branca (Figura 45B). Por não ser mapeável na escala de trabalho, esta litologia não foi representada no mapa geológico.

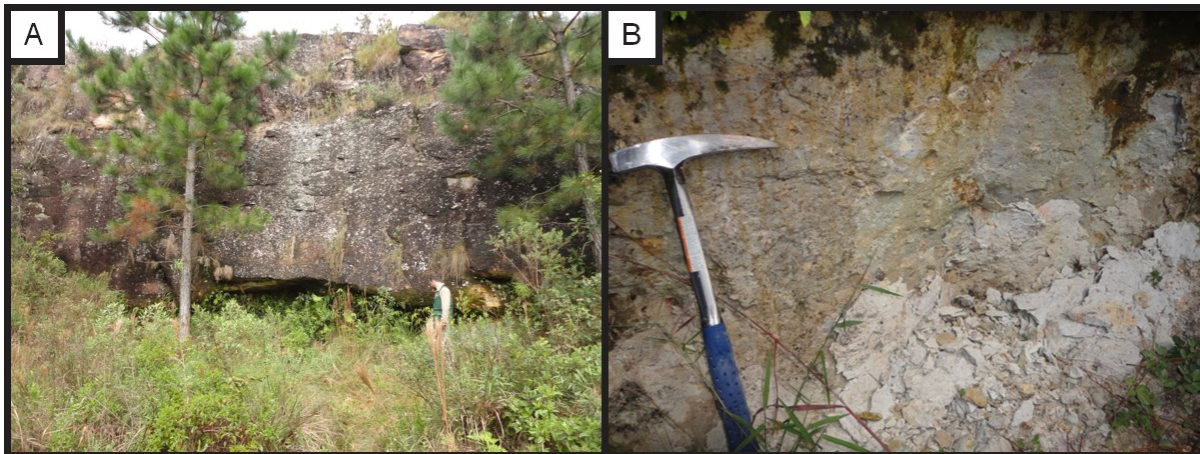


Figura 45 - Prancha - Formação Iapó (afloramento IM-002). A: Afloramento da seção-tipo da Formação Iapó, na base do arenito conglomerático da Formação Furnas (pequena área descascada do afloramento e região com reentrância no afloramento); B: Detalhe do paraconglomerado, aflorante abaixo da reentrância no afloramento.

#### 5.5.1.3.2. Formação Furnas

A Formação Furnas da Bacia do Paraná recobre as rochas do Grupo Castro e seu embasamento na área de estudo (Figura 46B). Normalmente em sua base é conglomerático e no topo da unidade as camadas apresentam geralmente uma granulometria mais fina. É comum a observação de estratificação cruzada de médio porte no arenito (Figura 46B)

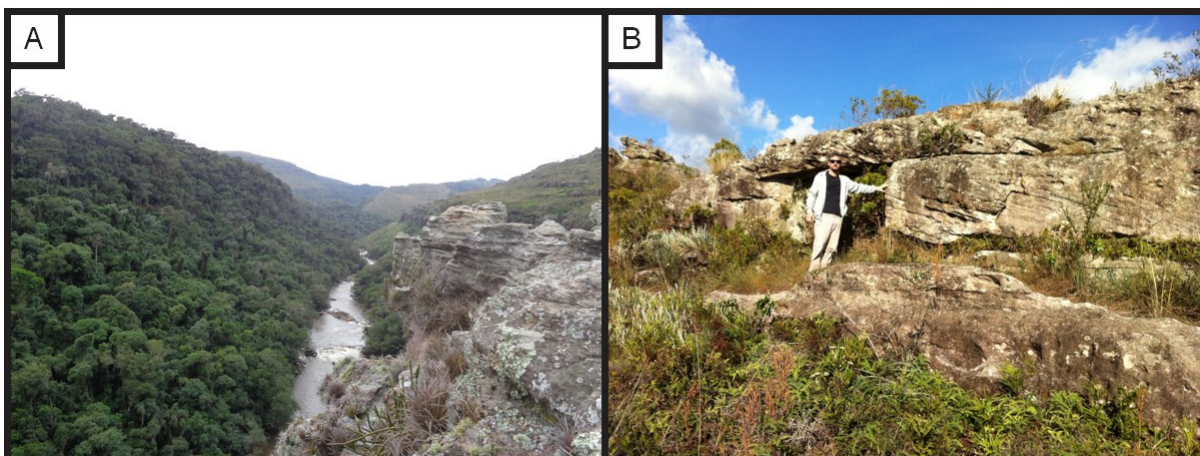


Figura 46 – Prancha arenitos Formação Furnas. A: Canyon do Rio Iapó, onde no leito do rio afloram ignimbritos do Grupo Castro e em primeiro plano são observados arenitos da Formação Furnas (foto próxima ao afloramento FB-125) B: Arenitos da Formação Furnas exibindo estratificação cruzada (Parque Estadual do Guarterlá, foto por Felipe Brito Mapa).

#### 5.5.1.3.3. Formação Ponta Grossa

A Formação Ponta Grossa, Bacia do Paraná, recobre os arenitos da Formação Furnas, que inclui rochas relativamente mais grossas. Na Formação Ponta Grossa

predominam siltitos, folhelhos e argilitos (Figura 47A). O contato com a Formação Furnas é transicional. Nas rochas deste contato foram observados fragmentos de crinoides fossilizados (Figura 47B).

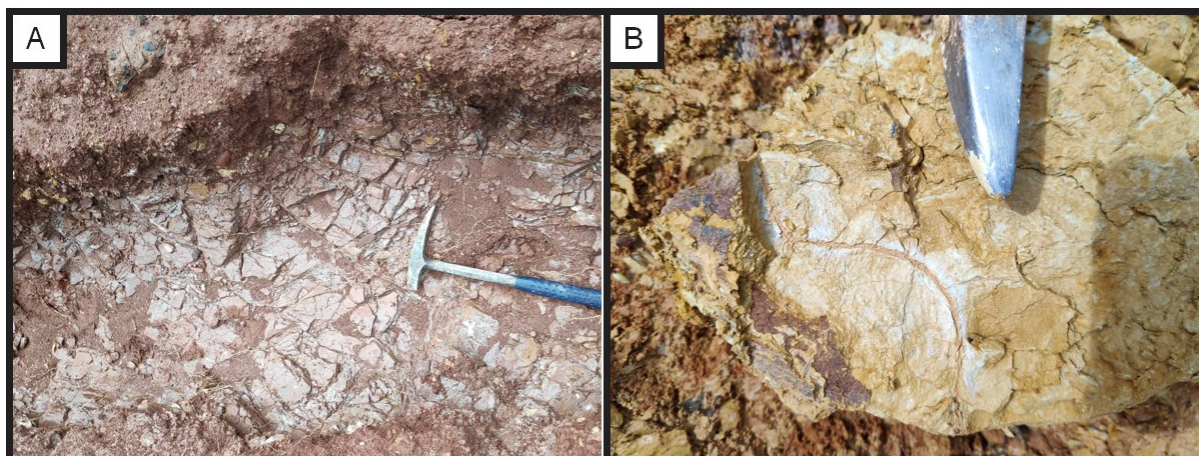


Figura 47 - Prancha de fotos – Formação Ponta Grossa. A: Folhelho cinza aflorante em canaleta (solo de alteração vermelho (Afloramento 005); B: Siltito cor creme com tentáculo de crinoide - Fácies transicional Furnas-Ponta Grossa (Afloramento 010)

#### 5.5.1.3.4. Formação Serra Geral – diques (novas unidades)

Diques máficos, com direção preferencial aproximada NE-SW, cortam o Grupo Castro, seu embasamento e as unidades sedimentares da Bacia do Paraná na área de estudo. Usualmente, são rochas afaníticas a faneríticas muito finas, de cor escura e composição gabroica. Porém, nas atividades de mapeamento foi observado que alguns destes diques apresentam diferenciação. Há diques com variação textural, com textura mais grossa que o usual (textura média ou grossa), em seu centro (Figura 48A). Foram observados também diques com textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio e piroxênio (Figura 48B). Há diques com variação composicional, com composição monzogranítica (Figura 48C) até quartzo-sienítica (Figura 48D). Os diques do enxame são associados ao vulcanismo da Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná.



Figura 48 – Prancha de fotos – Diques da Formação Serra Geral. A: Dique gabroico, textura média, composto por plagioclásio e piroxênio (afloramento 424); B: Dique porfirítico, com fenocristais de plagioclásio (minerais brancos), piroxênio e magnetita (afloramento IM-024); C: Dique fanerítico grosso de composição monzogranítica, composto por quartzo, feldspato potássico, piroxênio e plagioclásio (afloramento 470); D: Dique de quartzo-sienito róseo, com xenólitos e fenocristais de piroxênio e plagioclásio, com matriz fina de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio (afloramento 427).

#### 5.5.1.4. Coberturas Cenozoicas

Na área de estudo há coberturas mais recentes do que as unidades relacionadas à Bacia do Paraná. Durante os trabalhos de campo, foi identificada uma nova unidade, aqui denominada Formação Castrolanda, interpretada como pertencente a um ambiente deltaico-lacustrino. Também foram observados depósitos recentes quaternários fluviais e de tálus, sendo estes últimos relacionados com a escarpa atual da Formação Furnas, da Bacia do Paraná.

##### 5.5.1.4.1. Formação Castrolanda (nova unidade)

Recobrando o Grupo Castro e o embasamento, foram identificados sedimentos em cotas mais elevadas do que as planícies quaternárias atuais. Estes sedimentos foram denominados aqui como Formação Castrolanda. Os paleocanais desta unidade cortam rochas do Grupo Castro (Figura 49A) e do embasamento. No topo

de alguns destes paleocanais foram encontrados fósseis de monocotiledôneas preservados por processos de carbonização (Figura 49B).

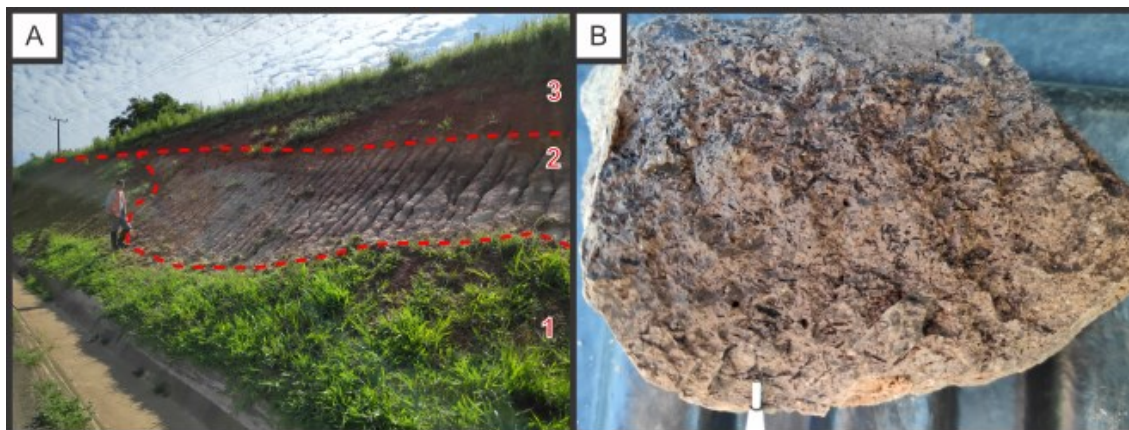


Figura 49 – Prancha de fotos – Canal Formação Castrolanda (afloramento 83). A: Paleocanal da Formação Castrolanda (2), recortando siltitos avermelhados com muscovita detrítica (1) do Grupo Castro (Formação Rio Pirai), solo vermelho no topo (3); B: Detalhe do material argiloso do topo do canal, com fragmentos de monocotiledôneas preservados por processo de carbonização.

Em sua seção tipo, um afloramento de cerca de 100 metros de exposição horizontal (Figura 50A), localizado nos arredores da cidade de Castro, foi observado sucessões de camadas sedimentares. Estas camadas apresentam cerca de 1 metro de espessura, em posição normal, com granodecrescência ascendente, com cascalho na base e arenito argiloso no topo (Figura 50B). Estas camadas sedimentares são cortadas também por canais, de composição similar. Interpreta-se que estas feições representem um sistema de delta entrelaçado, o qual os sedimentos transportados eram aportados em um sistema lacustrino. A Formação Castrolanda foi incluída em uma bacia própria, denominada como Bacia São Lourenço. Supõe-se que esta bacia seja correlata à Bacia de Curitiba e outras de idade similar.

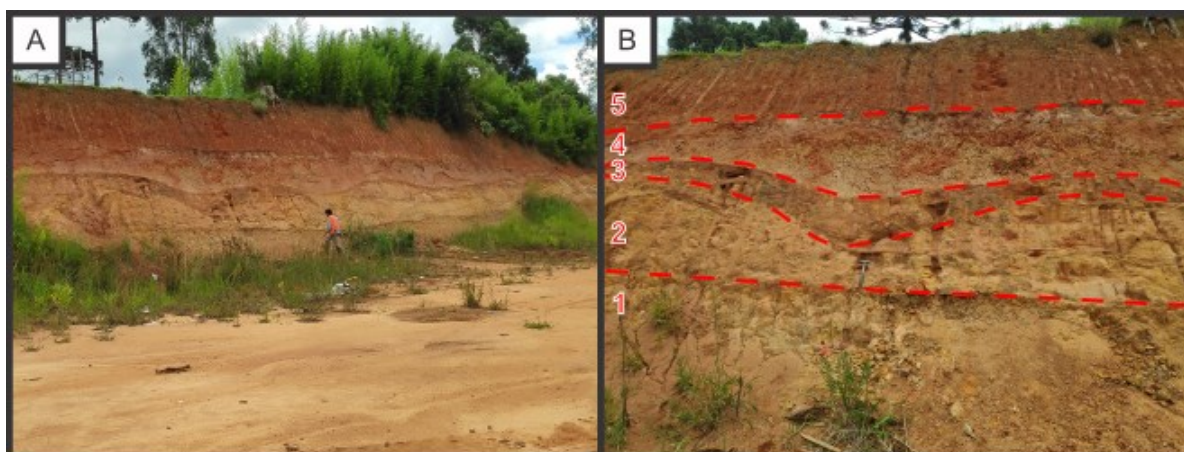


Figura 50 – Prancha de fotos – Seção tipo da Formação Castrolanda (afloramento 108). A: Grande afloramento da Formação Castrolanda (cerca de 100 metros de exposição horizontal); B: Detalhe do afloramento, no qual podem ser observadas camadas métricas de sedimento (1, 2 e 4), com granodecrescência ascendente, e paleocanais preservados (3) capeados por solo vermelho (5) - As estruturas de canais apresentam cascalho na base e arenito argiloso no topo.

#### 5.5.1.4.2. Depósitos Quaternários

Apesar de não terem sido observados afloramentos de depósitos quaternários fluviais, eles são cartografáveis por formarem planícies de inundação em cotas relativamente baixas, ao redor de rios meandранtes (Figura 51A). Estes depósitos encontram-se em cotas mais baixas do que os sedimentos reconhecidos como pertencentes à Formação Castrolanda (Figura 51B). Também foram observados depósitos de tálus na escarpa dos arenitos da Formação Furnas, porém devido à escala do mapa, estes depósitos não foram cartografados no mapa.

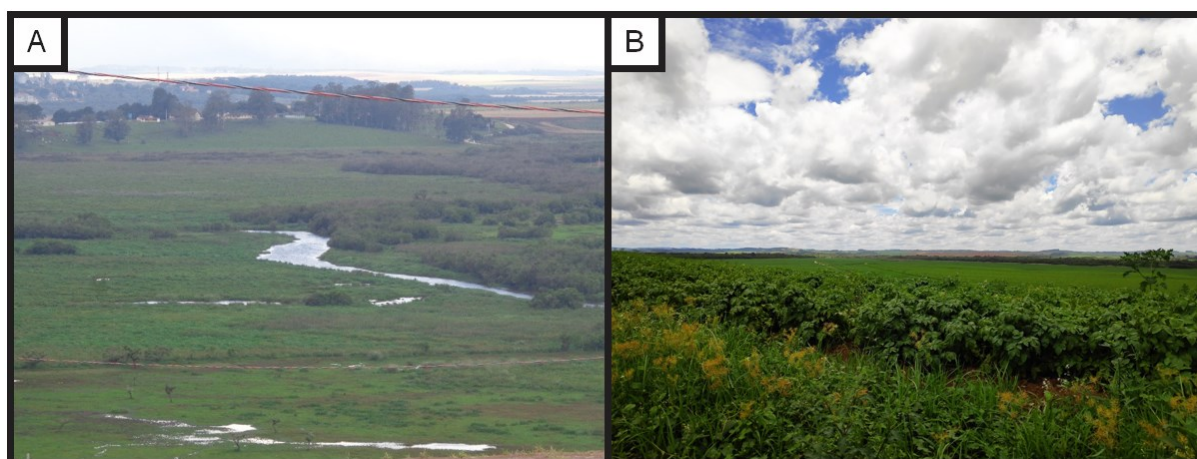


Figura 51 - Prancha de fotos – Depósitos fluviais quaternários. A: Rio Iapó em região de planície de inundação (vista leste do afloramento IM-188); B: Planície de Rio Iapó, visto de uma elevação formadas por sedimentos da Formação Castrolanda (vista para oeste do afloramento 102).

### 5.5.2. Zonas de alteração hidrotermal e preenchimento

Nos trabalhos de campo foram coletadas informações e descrições de rochas hidrotermalizadas, além de veios e vênulas. Nesta subseção estão descritas zonas de alteração hidrotermal e preenchimentos de veios e vênulas em rochas do Grupo Castro. Essas zonas de alteração hidrotermal e de preenchimento estão associadas diretamente com as principais ocorrências minerais conhecidas da Bacia de Castro.

#### 5.5.2.1. Alteração por Feldspato Potássico

A alteração com feldspato potássico hidrotermal foi observada preferencialmente em rochas de composição riolítica (Figura 52A e Figura 52B). Nas rochas hidrotermalizadas, foi observado o crescimento de cristais de adulária em cavidades (Figura 52C e Figura 52D) associada com quartzo.

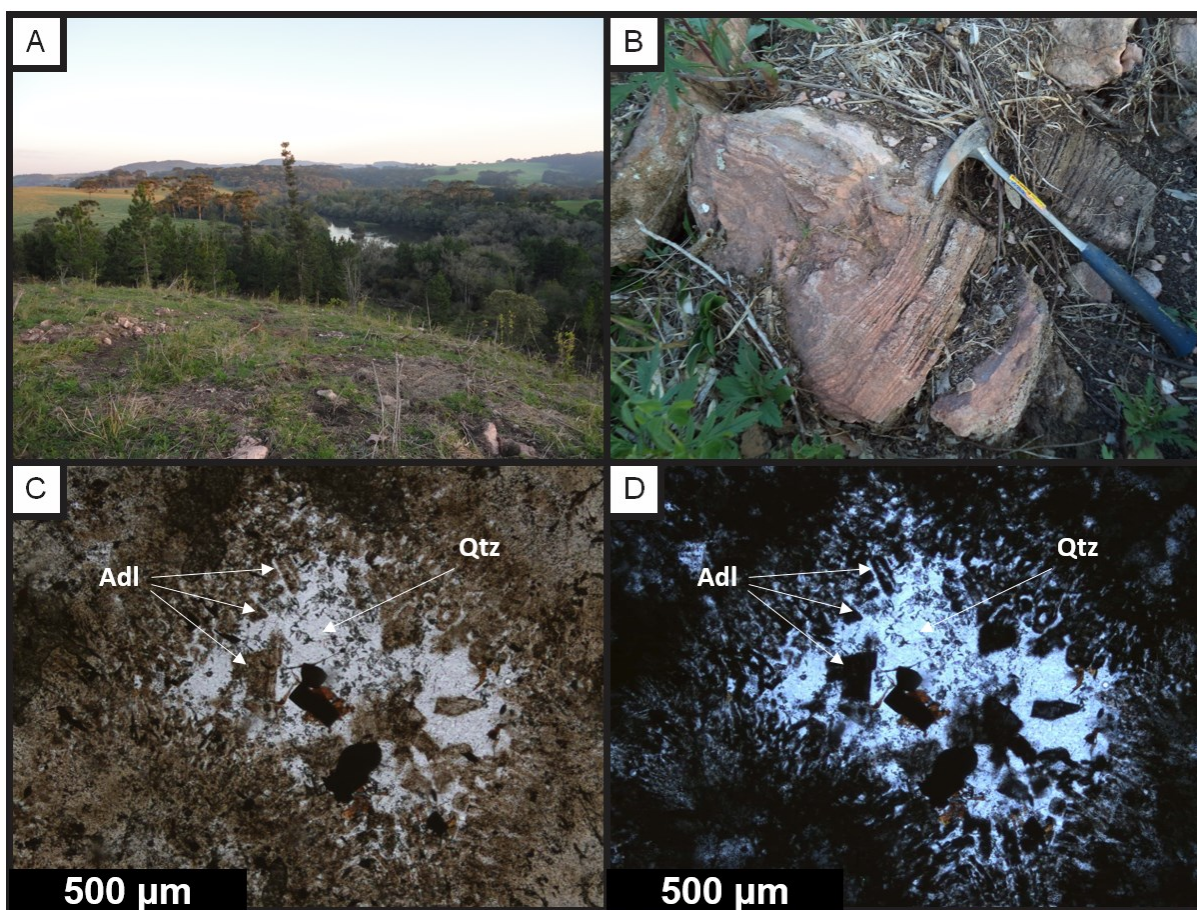


Figura 52 – Alteração Potássica – Afloramento IM-100; A: Afloramento de blocos de riolito bandado esparsos no solo, vista para sul com Rio Iapó ao fundo; B: Detalhe de blocos de riolito bandado (Foto por Bruno Boito Turra); C e D: Cavidade preenchida por adulária e quartzo, siglas: Adl = adulária, Qtz = quartzo (C - Luz transmitida e polarizadores paralelos; D - Luz transmitida e polarizadores cruzados).

A alteração por feldspato pode ser indicada por cores avermelhadas nos riolito e rochas associadas, ocorrendo geralmente ao redor de cavidades e fraturas que permitiram a permeabilidade do fluido hidrotermal (Figura 53A). Como material de preenchimento destas cavidades e fraturas foram descritos: epidoto (nas bordas), quartzo, pirita, hematita placoide (especularita), fluorita, calcita, malaquita e calcopirita (Figura 53B).

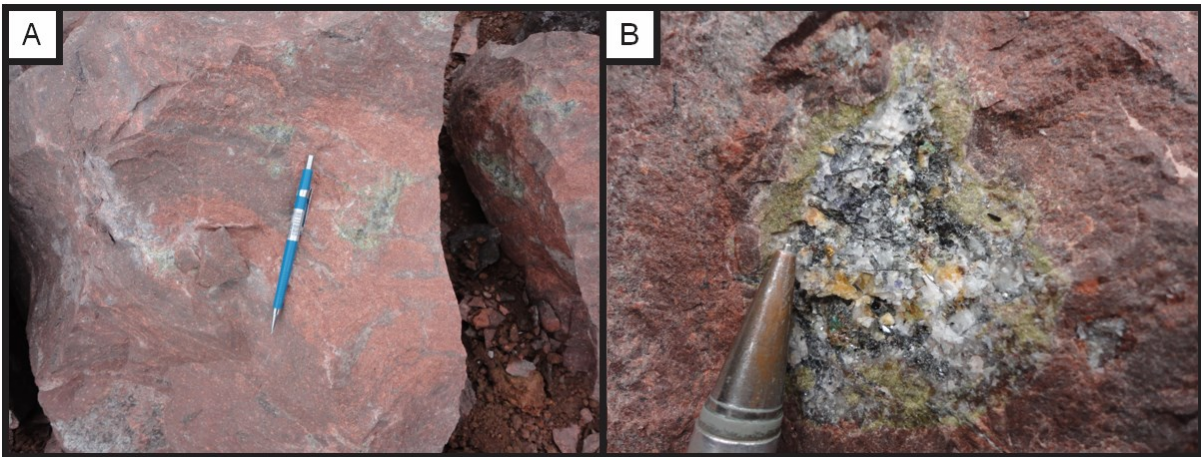


Figura 53 - Afloramento FB-007 – A; Riolito arroxeadado com alteração hidrotermal de cor vermelha, ao redor de fraturas e cavidades. B Detalhe cavidade preenchida por quartzo, hematita placoide (especularita), calcita, fluorita, calcopirita, malaquita e epidoto (nas bordas).

#### 5.5.2.2. Alteração por Clorita

Clorita foi observada como mineral de alteração hidrotermal em algumas rochas de composição riolítica, geralmente associada com sericita (Figura 54A). Distingue-se da sericita em campo por apresentar tons de verdes mais escuros do que a sericita (verde maçã). Também foi observado minerais do grupo da clorita preenchendo amígdalas e na matriz de rochas com tendência máfica, em alguns destes casos associada com epidoto (Figura 54B).

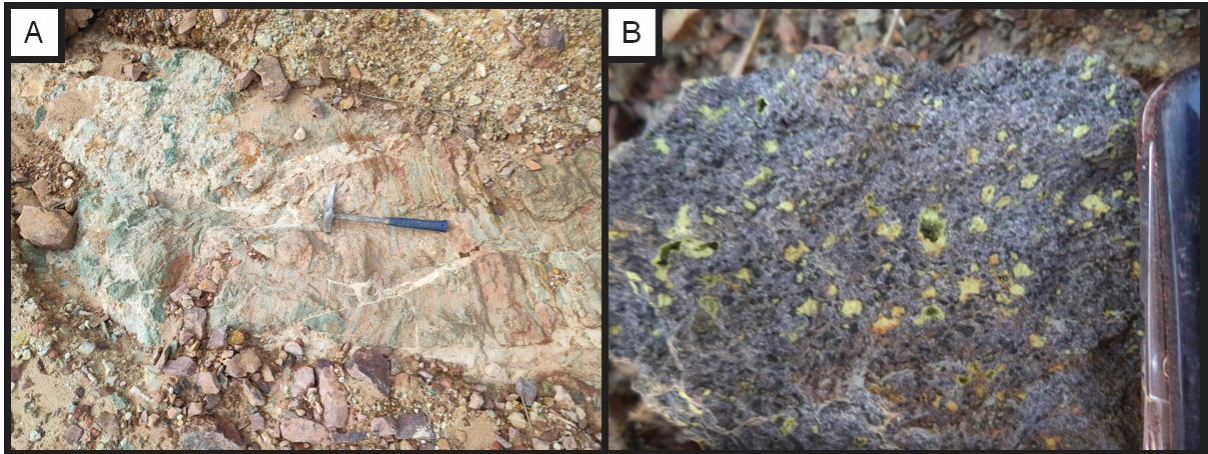


Figura 54 - Prancha com exemplos de alteração hidrotermal e preenchimento por clorita. A: Riolito bandado com fragmentos cloritizado (material verde escuro) em brecha com matriz sericítica (material verde claro), parcialmente caulinizada (material branco) - Afloramento 117; B: Vesículas parcialmente preenchidas por clorita (material verde escuro, vesículas menores) e epidoto (mineral verde claro, em amígdalas maiores) em rocha vulcânica máfica (Afloramento IM-075, foto por Bruno Boito Turra).

### 5.5.2.3. Alteração por Sericita

A alteração de rochas por sericita é observada usualmente na base de derrames de composição riolítica (Figura 55A). As rochas hidrotermalizadas apresentam uma característica cor verde maçã, de tonalidade clara (Figura 55B). Neste tipo de alteração hidrotermal, a matriz e os fenocristais de feldspato potássico são substituídos por sericita e os fenocristais de quartzo bipiramidado são preservados. Também se ressalta que grande parte das rochas da Formação Aparição estão sericitizadas, porém sem relação direta com a base de derrames riolíticos.

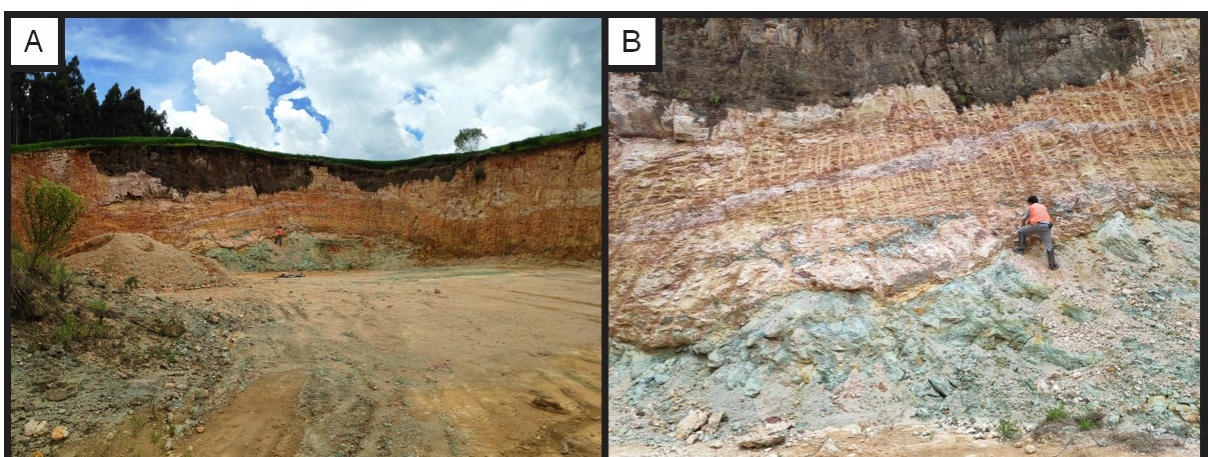


Figura 55 - Prancha de fotos de alteração sericítica em pedreira de saibro. Afloramento 138 (mesma pedreira do afloramento IM-133) - A: Pedreira de saibro com derrame riolítico hidrotermalizado em sua base, substituído por material sericítico; B: Detalhe do afloramento, no qual é possível observar a base do derrame hidrotermalizado, com cores verde claras.

Associado com as zonas de alteração hidrotermal por sericita, muitas vezes são observadas *lithophysae* (Figura 56A). A termo *lithophysa* foi cunhado por Richthofen (1860) e deriva das palavras gregas *lithos* (pedra) e *physan* (soprar), sendo *lithophysae* o plural da palavra. Comercialmente, são conhecidas também como “*thunder eggs*”. As *lithophysae* apresentam preenchimento ágata, ou seja, calcedônia com bandamento concêntrico (Figura 56B); calcedônia incolor, muitas vezes englobando sericita e fragmentos da rocha riolítica nesta silicificação (Figura 56C); e calcedônia com bandamento plano-paralelo (bandamento tipo Uruguai - Figura 56D). O bandamento “tipo Uruguai” é um indicador geopetal (Marques, 2012), e quando observado indicou que as camadas se encontravam em posição normal. No centro de algumas *lithophysae* é observado quartzo cristalino, e em alguns casos, esses cristais são recobertos por uma pátina de cor alaranjada. Foi observado que as *lithophysae* preenchidas por ágata são relativamente menores (até cerca de 10 centímetros de diâmetro), sendo que as com preenchimento por calcedônia incolor chegam a mais de 30 cm de diâmetro. Estes dois tipos de *lithophysae* não foram observados nos mesmos afloramentos.

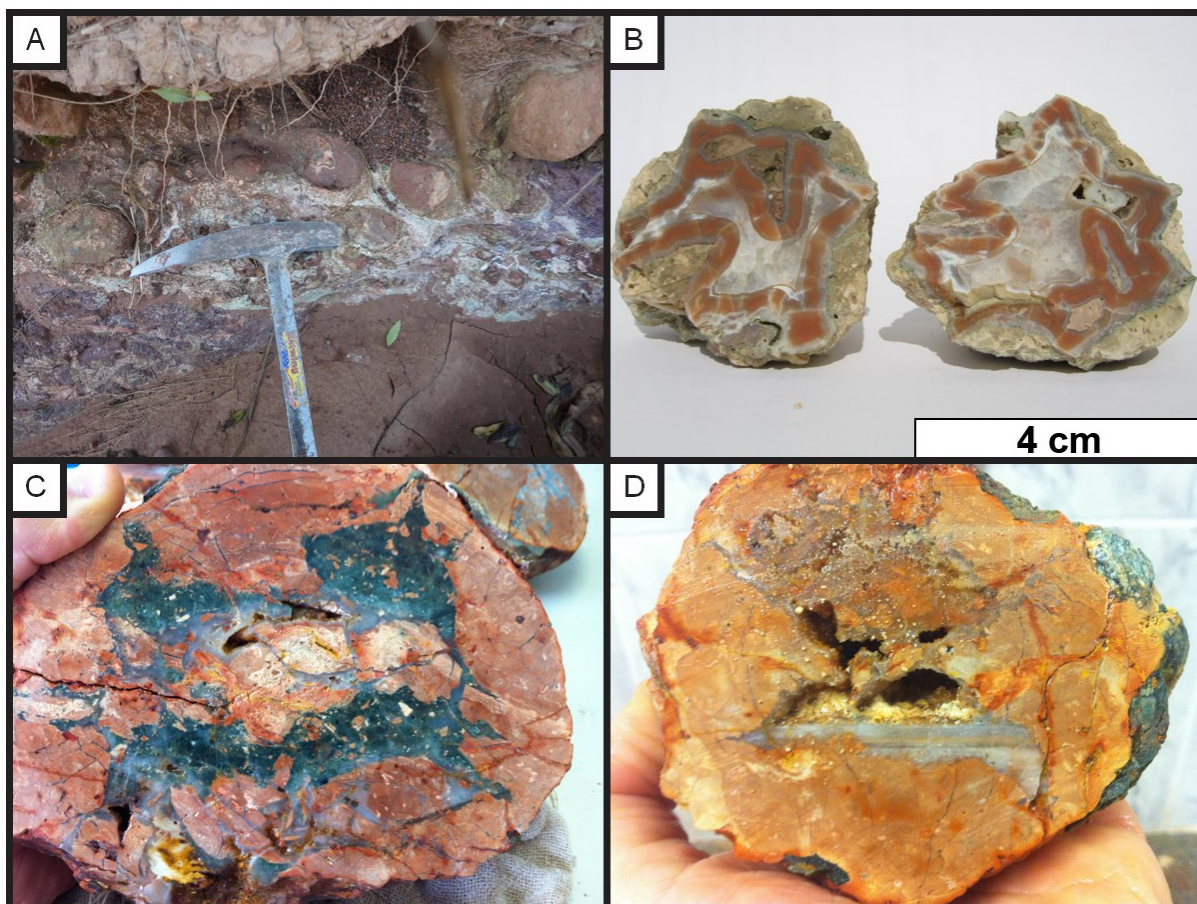


Figura 56 - Prancha de fotos – Variedades de *lithophysae*. A: *Lithophysae* (material arredondado) envoltos por rocha sericitizada (cor verde), com a sericita alterada por processos supérgenos para caulim associado (material branco) - Afloramento FB-107; B: *Lithophysa* com preenchimento por calcedônia vermelha e branca, com bandamento concêntrico (ágata) - Amostra proveniente do afloramento FB-056 (foto por Márcio José Remédio); C: *Lithophysa* com preenchimento por calcedônia incolor, com fragmentos silicificados de sericita e de riolito - amostra proveniente do afloramento IM-133 (foto por Felipe Brito Mapa); D: *Lithophysa* com bandamento tipo Uruguai na base (calcedônia com bandamento plano-paralelo) e quartzo macrocristalino no centro - amostra proveniente do afloramento IM-133 (foto por Felipe Brito Mapa).

#### 5.5.2.4. Alteração e Preenchimento por Caulinita

Caulinita é comumente observada com material de preenchimento de vênulas, muitas vezes com distribuição em padrão *stockwork* (Figura 57B). Há preenchimento por caulinita em vênulas orientadas, próximo a zonas de falhas, algumas destas associadas com quartzo e/ou hematita. Foram descritas rochas com caulinitização pervasiva (Figura 57B), sendo que este material caulinitizado foi explotado para obtenção de argila para indústria de cerâmica. Foi observado neste material caulinitizado a presença de fenocristais de quartzo bipiramidado, inferindo uma composição riolítica original para seu protólito, que foi hidrotermalizado.

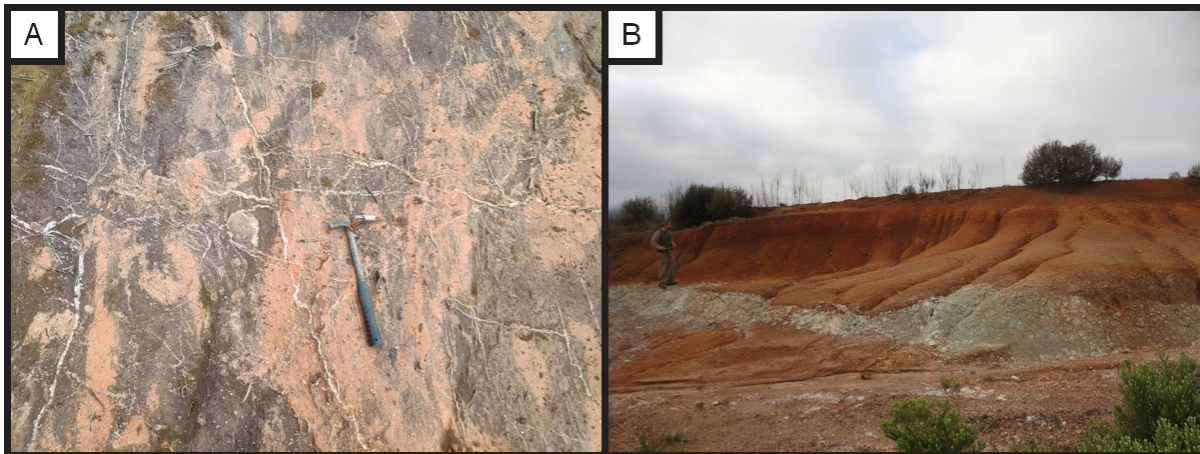


Figura 57 – Prancha de fotos com exemplos de preenchimento e alteração por caulinita. A: Estrutura em stockwork com vênulas preenchidas por caulinita em rocha riolítica (notar que ao redor das fraturas, o riolito passa de uma cor arroxeadada para uma cor rosa clara (afloramento 285); B: Rocha argilizada (cor branca, no centro da foto) acima de siltitos avermelhados e recoberta por paraconglomerado (Formação Castrolanda?), com solo vermelho no topo (afloramento IM-031).

#### 5.5.2.5. Preenchimento por Hematita

Hematita é observada como material de preenchimento em brechas de falha e fraturas da Bacia de Castro. Nestes casos, apresenta usualmente hábito maciço ou botrioidal (Figura 58A), denotando baixa cristalinidade. A hematita como material de preenchimento pode ocorrer associada com quartzo cristalino (Figura 58B) e/ou caulinita.

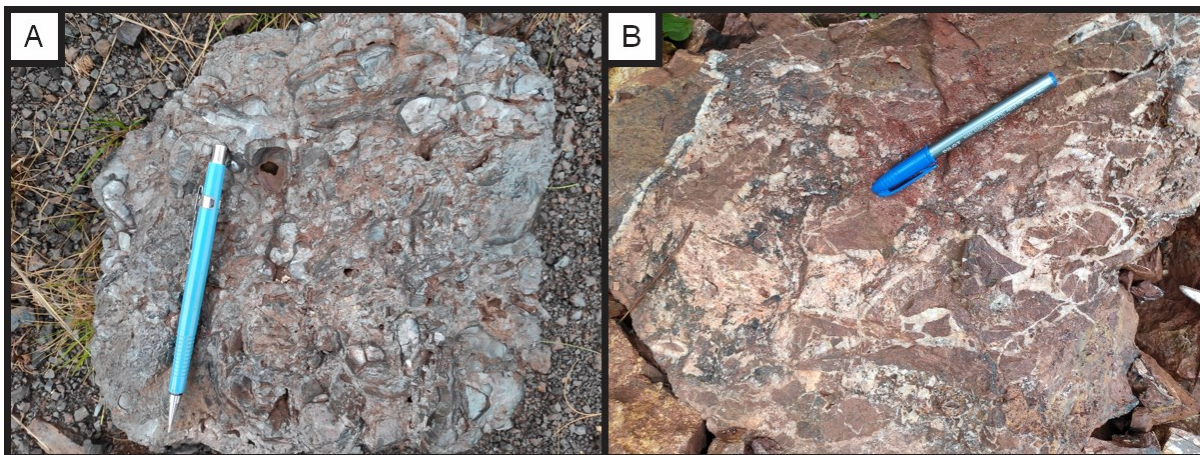


Figura 58 - Prancha de fotos. Hematita A: Hematita com hábito botrioidal (Afloramento 234); B: Brecha com preenchimento por quartzo e hematita (Afloramento 239)

#### 5.5.2.6. Preenchimento por Calcedônia e Quartzo

Veios e vênulas preenchidos por calcedônia com quartzo associados são relacionados com maiores teores de ouro encontrados na Bacia de Castro até o momento. Muitos destes veios são polifásicos, sendo observado material do próprio

veio brechado, cimentado por uma nova matriz de calcedônia. É comum observar cavidades nestes veios, sendo que ao redor das cavidades é observa-se um capeamento por quartzo fino, macrocristalino (Figura 59A). Raramente estes veios estão associados com sulfetos, exceto em uma região na qual os veios contém um conteúdo relevante de pirita (Figura 59B). Os veios com pirita afloram próximo a afloramentos de rochas máficas/intermediárias silicificadas que contém pirita disseminada. As zonas silicificadas e veios ocorrem próximo das zonas de falha ou na base de derrames de composição riolítica.

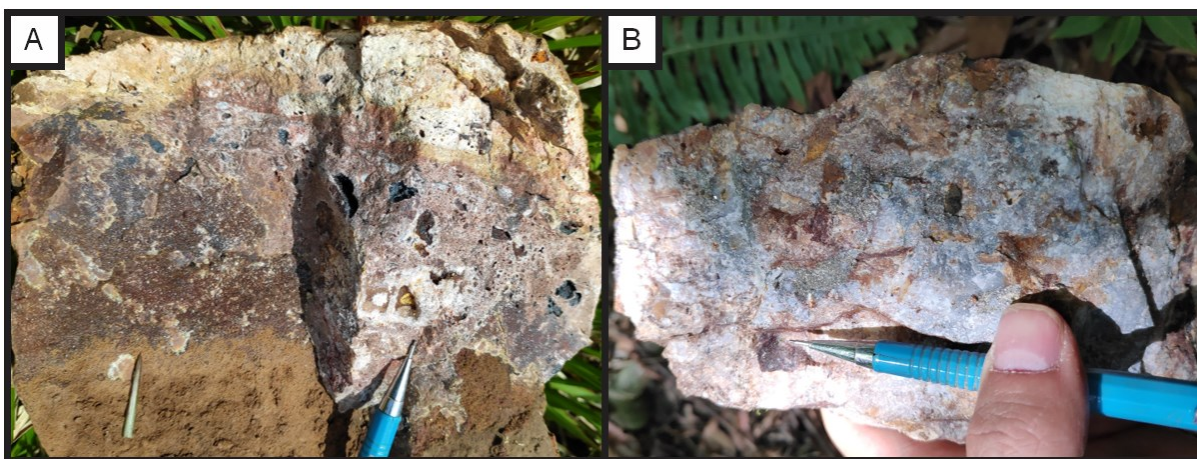


Figura 59 – Prancha de fotos com exemplos de veios descritos. A; Veio de calcedônia brechado, com cavidades preenchidas parcialmente por quartzo cristalino (afloramento 484); B Veio de calcedônia com pirita (material cinza escuro) - Afloramento 464).

#### 5.5.2.7. Preenchimento por Alunita

No cânion do Rio Iapó, no interior do Parque Estadual do Guarterlá há escavações na quais foram extraídas alunita. Nas cavas (Figura 60A), a alunita lavrada no local é um material pulverulento de cor branca (Figura 60B). Estas cavas estão localizadas ao longo de uma fratura que corta ignimbritos com pirita disseminada da Formação Tirania na base e arenitos da Formação Furnas no topo (Figura 60C).

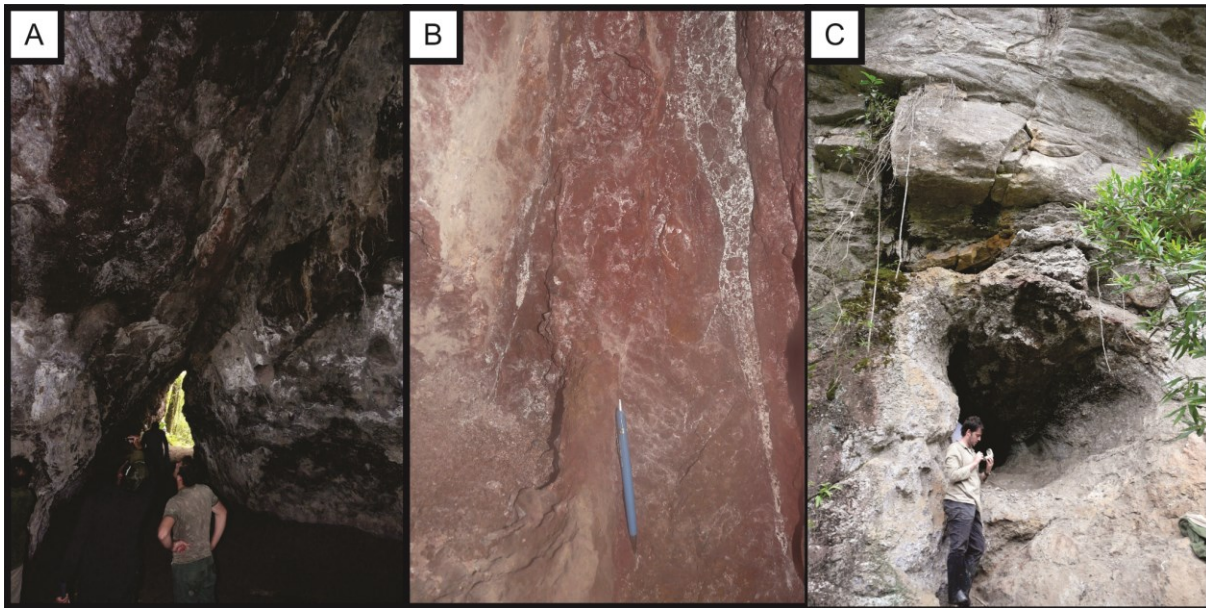


Figura 60 – Mina de alunita - Parque Estadual do Guarterlá (Fotos por Luís Carlos Melo Palmeira) - A: Fratura na cava principal (afloramento FB-124); B: Minério de alunita branco, pulverulento preenchendo zona de fratura em ignimbrito avermelhado da Formação Tirania do Grupo Castro (afloramento FB-124); C: Cava menor, acima da cava principal, no contato de arenitos da Formação Furnas com ignimbritos da Formação Tirania do Grupo Castro, em zona de fratura (afloramento FB-125).

## 5.6. Diagramas de Classificação

Para a obtenção de diagramas de classificação, foram utilizados os dados litoquímicos obtidos pelo Projeto ARIM – Vale do Ribeira. Os resultados litogeoquímicos das rochas vulcânicas máficas/intermediárias não foram aproveitados para esta finalidade, pois foi observado em lâmina alteração hidrotermal nas amostras analisadas por litogeoquímica. Os dados dos resultados geoquímicos foram plotados nos diagramas TAS (Total Alkali versus Silica) de Middlemost (1994) e  $R_1R_2$  (De la Roche et al., 1980) para rochas vulcânicas (Figura 61 e Figura 62) e plutônicas (Figura 63 e Figura 64). O objetivo de plotar estes dados nos diagramas foi de verificar da similaridade das composicional dos riolitos com os álcali-feldspato granitos. No diagrama TAS, as amostras analisadas são agrupadas no campos do riolito (Figura 61) e do granito (Figura 63), já nos diagramas  $R_1R_2$ , os dados estão predominantemente nos campos do álcali-riolito (Figura 62) e do álcali-granito (Figura 64).

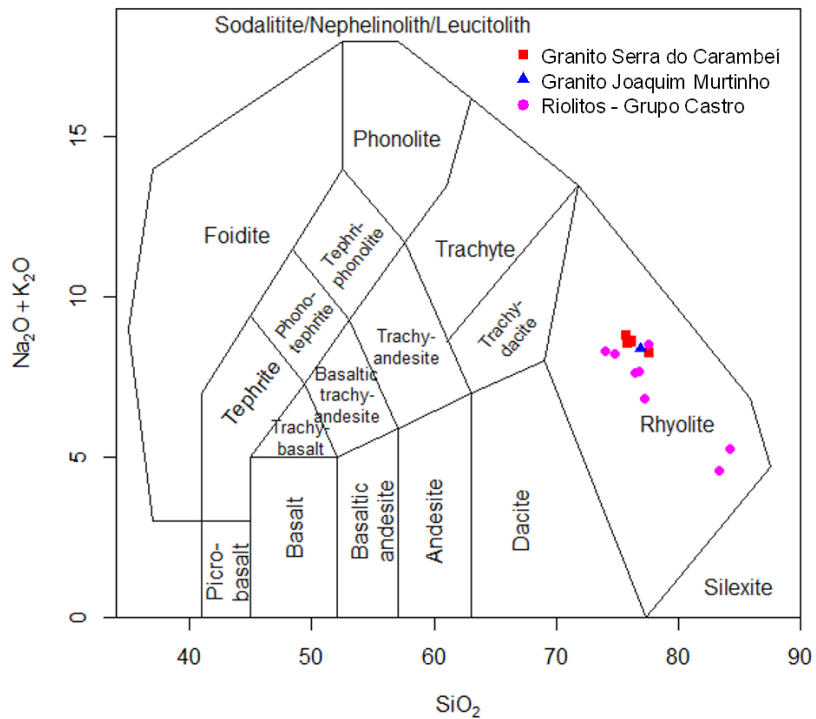


Figura 61 - Diagrama TAS (Middlemost, 1994) para rochas vulcânicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados.

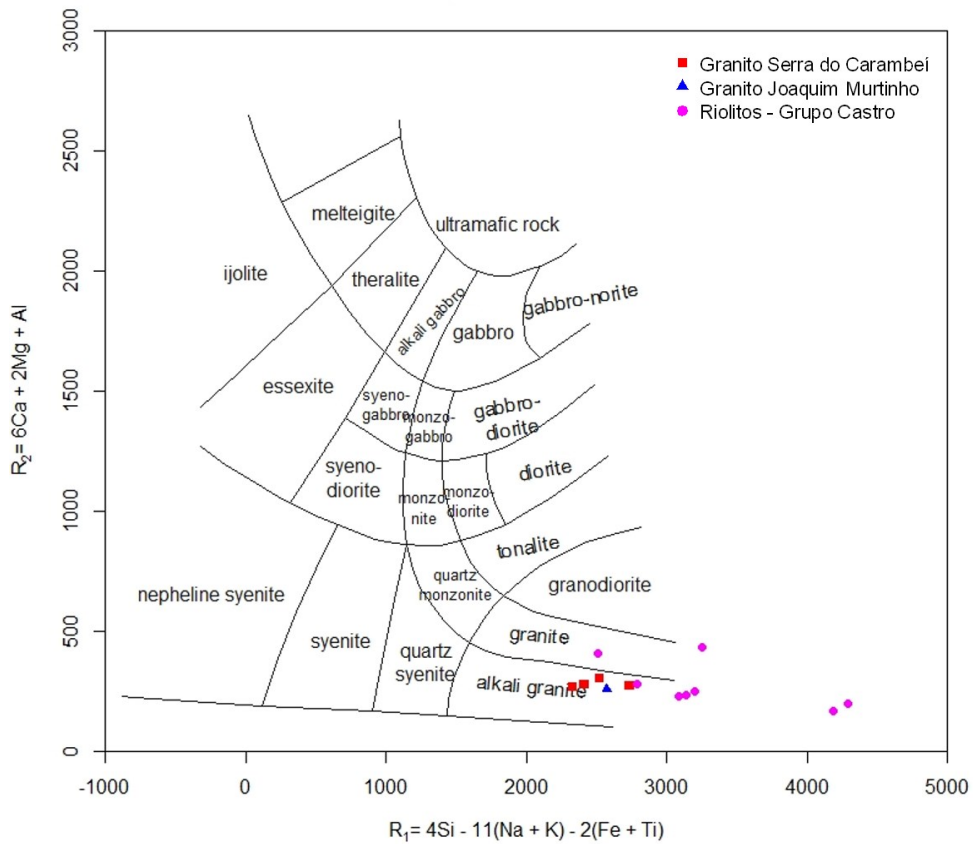


Figura 62 - Diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> (De la Roche et al., 1980) para rochas vulcânicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados.

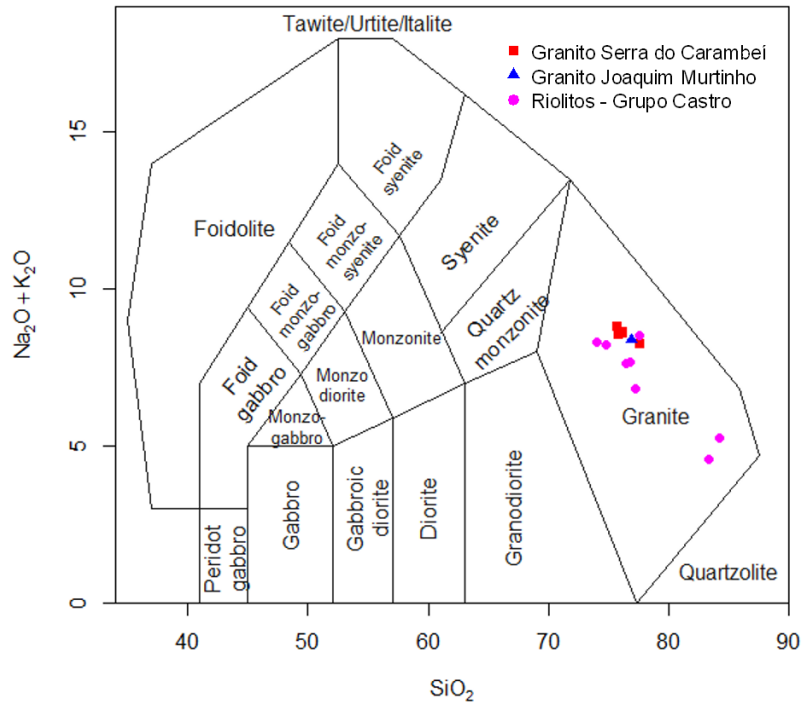


Figura 63 - Diagrama TAS (Middlemost, 1994) para rochas plutônicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados.

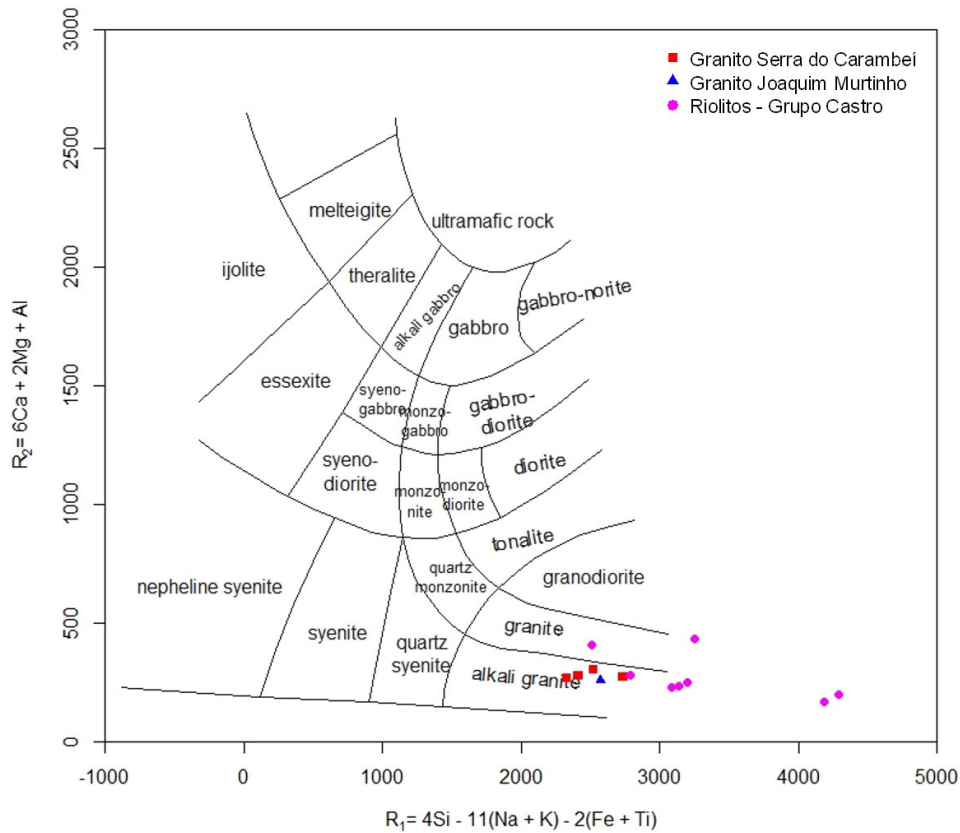


Figura 64 - Diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> (De la Roche et al., 1980) para rochas plutônicas, com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murtinho) e riolitos do Grupo Castro plotados.

Com a similaridade composicional entre os riolitos e os álcali-feldspato granitos confirmada, os dados litogeoquímicos foram plotados no diagrama de Pearce *et al.* (1984), de discriminação tectônica dos granitos. Os diagramas mostram que os álcali-feldspato granitos e os riolitos estão associados à magmatismo intraplaca (Figura 65).

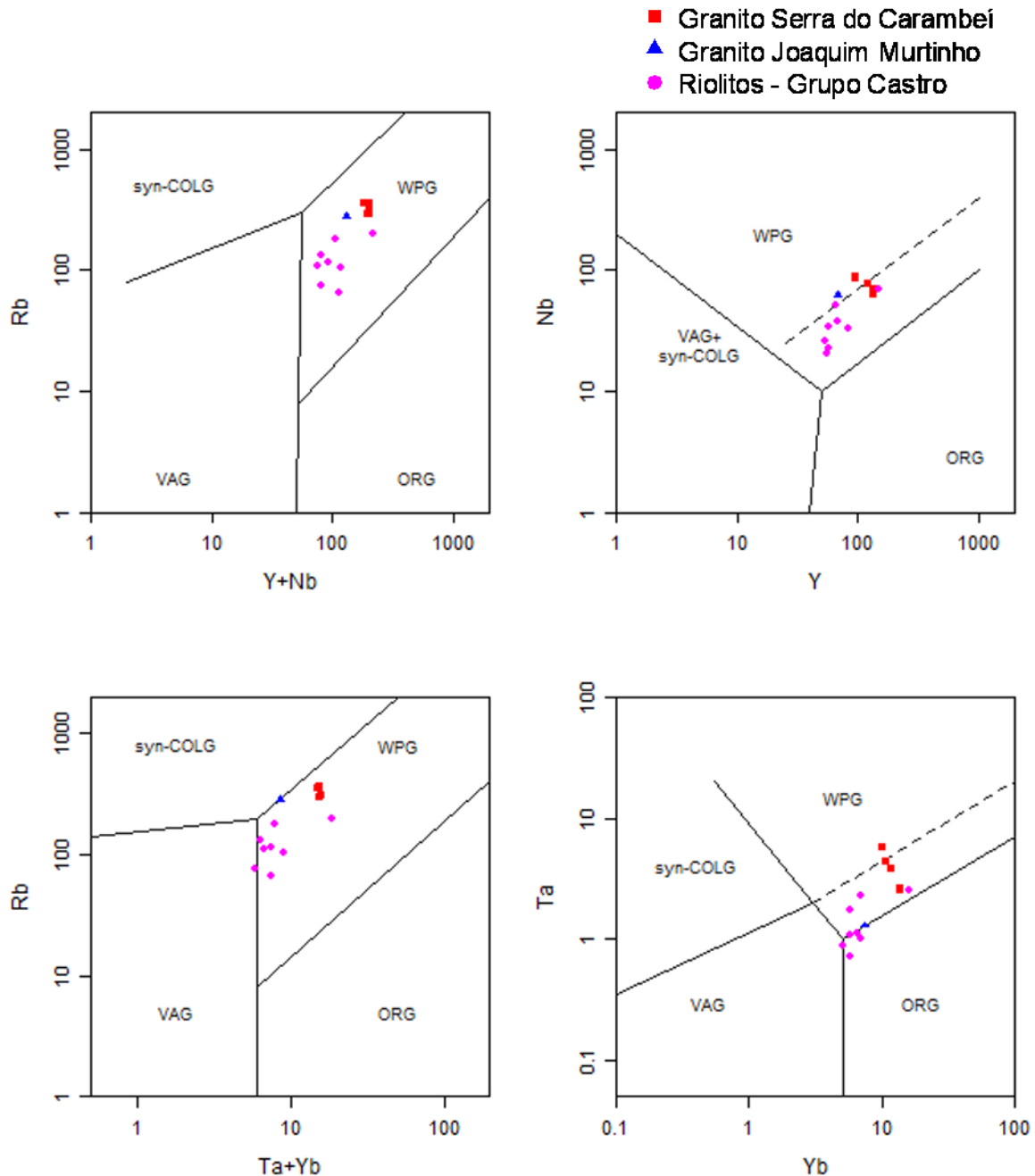


Figura 65 – Diagramas de discriminação tectônica de granitos (Pearce *et al.*, 1984), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambeí e Joaquim Murinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. Observação syn-COLG = granitos sincollisionais; VAG = granitos de arco vulcânico; ORG = granitos de cordilheira mesoceânica; WPG = granitos intraplaca.

Para confirmação da tipologia do magmatismo, os dados dos riolitos e álcali-feldspato granitos foram plotados nos diagramas de distinção de granitos tipo A (Whalen et al., 1987). Estes diagramas confirmaram o caráter tipo A deste magmatismo (Figura 66).

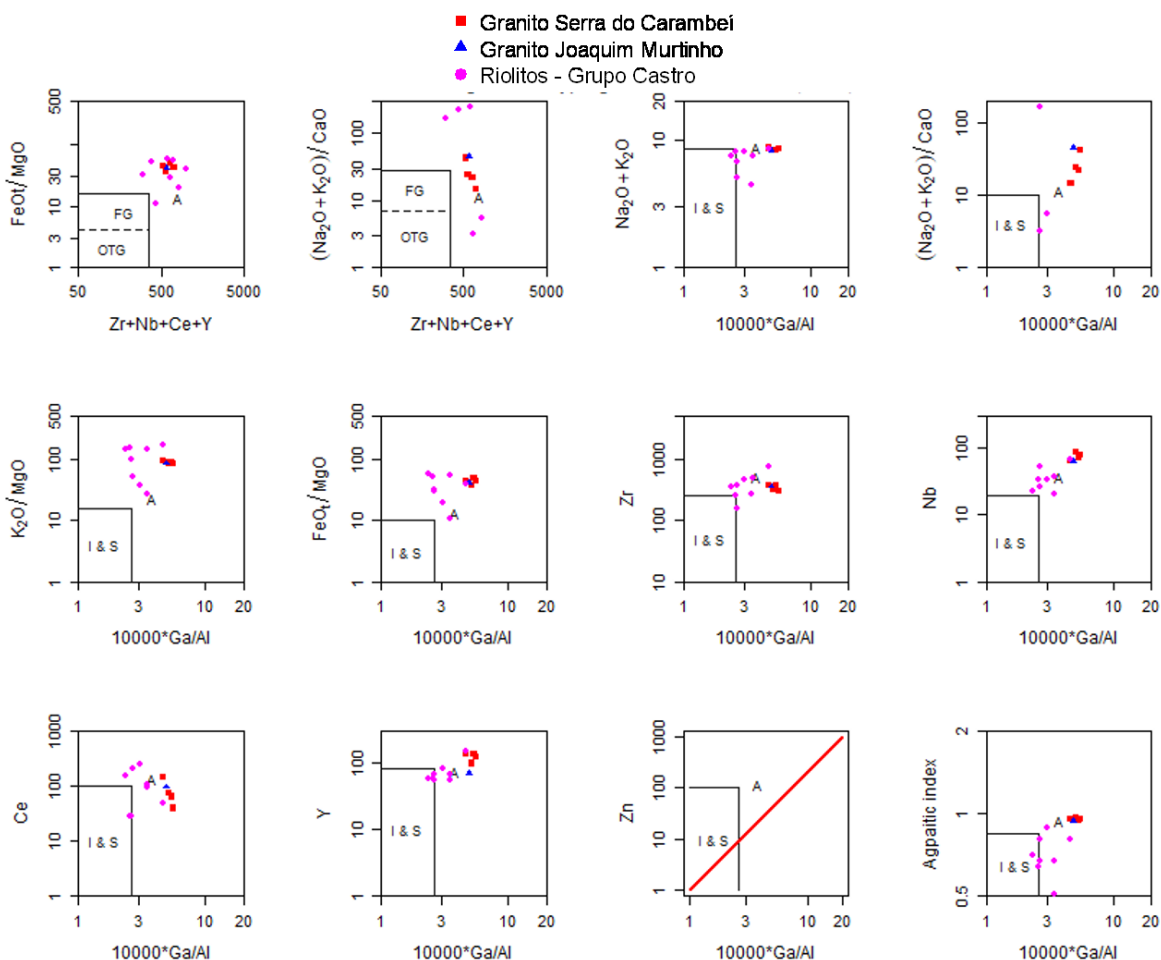


Figura 66 - Diagramas de discriminação tectônica de granitos tipo A (Whalen et al., 1987), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murinho) e riolitos do Grupo Castro plotados. Observação I= Granito tipo I; S= Granito tipo S; A= Granito tipo A; FG= Granitos félsicos fracionados; OTG = Granitos tipo M, I, S não fracionados.

Segundo Eby (1992) os granitoides tipo A podem ser subdivididos em dois grupos, esses grupos seriam: A1 - com razões elementais similares às observadas em basaltos de ilhas oceânicas e A2 - com razões elementares que podem ser observadas na crosta continental e em basaltos de arcos de ilha. Os diagramas desenvolvidos por esse mesmo autor levam em consideração o conteúdo de Nb, Y, Ce e Ga. Os dados dos álcali-feldspato granitos e dos riolitos do Grupo Castro indicam que o magmatismo relacionado a estas rochas como do subtipo A2 (Figura 67).

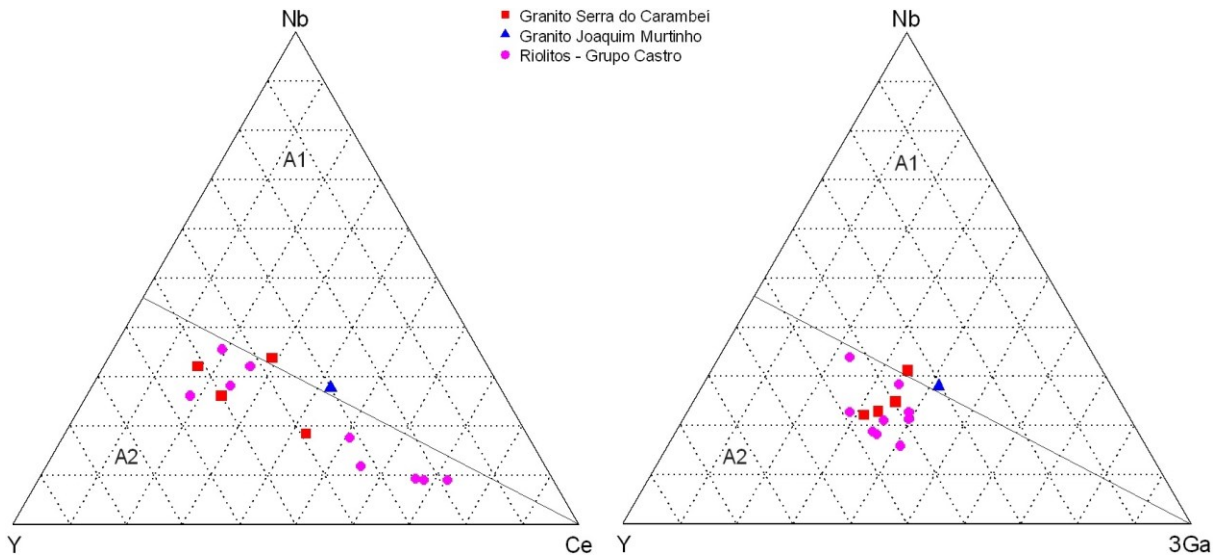


Figura 67 - Classificação dos granitos tipo A (Eby, 1992), com os dados dos álcali-feldspato granitos (Serra do Carambei e Joaquim Murтинho) e riolitos do Grupo Castro plotados

### 5.7. Inclusões Fluidas

A lâmina bipolarida cuja as inclusões fluidas foram analisadas provém de um veio de cor clara, mineralizado em ouro e composto por calcedônia com quartzo associado em cavidades. Essa amostra FB-005E é proveniente do alvo denominado “Torre” (Figura 68), localizado na propriedade rural da Sr<sup>a</sup>. Leocádia Oberek. No local está sendo implementada uma mina atualmente. O arquivo vetorial com a localização desta análise pode ser acessado em:

[https://drive.google.com/drive/folders/137v8oSzla\\_J5v7HDR7MKt2mFHoreqBMx?usp=sharing](https://drive.google.com/drive/folders/137v8oSzla_J5v7HDR7MKt2mFHoreqBMx?usp=sharing)

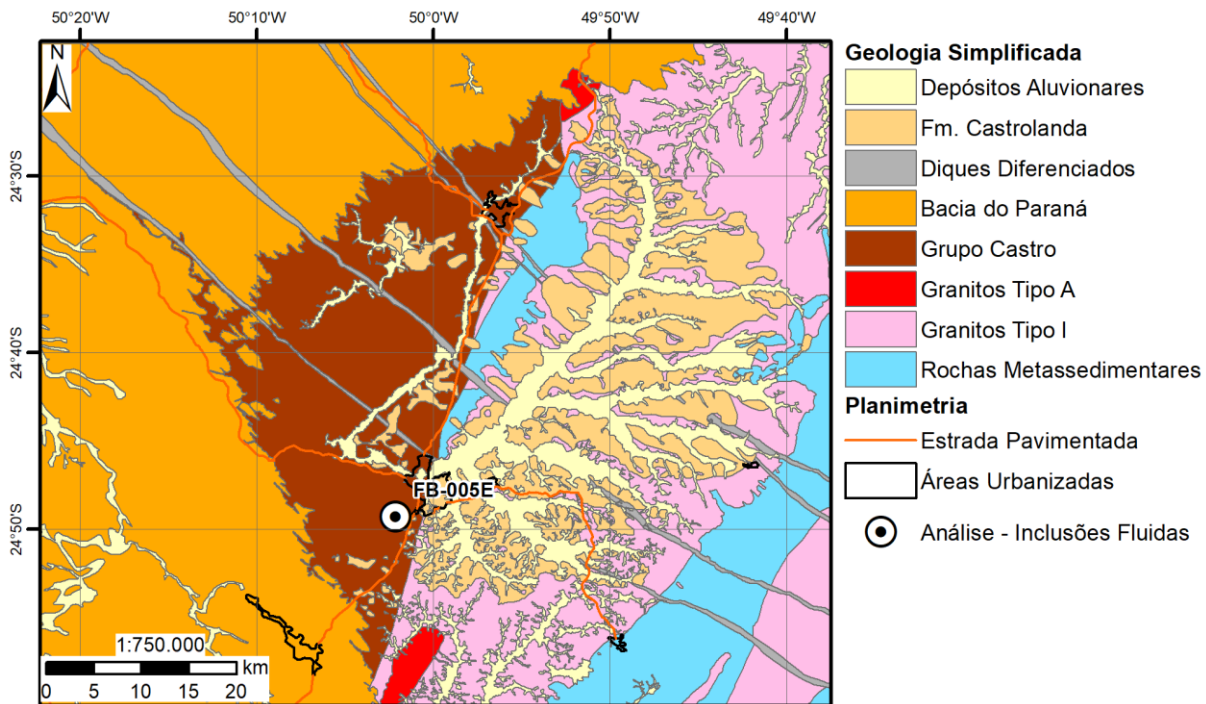


Figura 68 - Localização da amostra analisada para inclusões fluidas.

Essa análise foi realizada durante a disciplina: “GMG 5882-1/2 - Inclusões fluidas: ocorrência, análise e interpretação”, ministrada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros, no IGc-USP, para alunos de pós-graduação (Figura 69). Os dados foram obtidos pelos alunos participantes da disciplina. O campo escolhido para a análise apresentava inclusões de origem primária. Na amostra analisada, a variação volumétrica das fases líquido e vapor nas inclusões fluidas aquosas aprisionadas em quartzo é notável. Nas inclusões analisadas (Ver Tabela 9), o ponto eutético observado variou de  $-65\text{ }^{\circ}\text{C}$  até  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ , e a temperatura de fusão do gelo de  $-15,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  até  $-8,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . As temperaturas de homogeneização variaram de  $123\text{ }^{\circ}\text{C}$  até  $179\text{ }^{\circ}\text{C}$ , com salinidade equivalente de 16% até 20% calculada em termos de % NaCl equivalente. Ressalta-se que esses dados mostram pouca variação de salinidade e uma alta variação na temperatura de homogeneização (Figura 70). As salinidades foram calculadas utilizando o programa FLUIDS 1 (Bakker, 2003).



Figura 69 – Detalhe do campo analisado, relacionado com as mineralizações epitermais (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros).

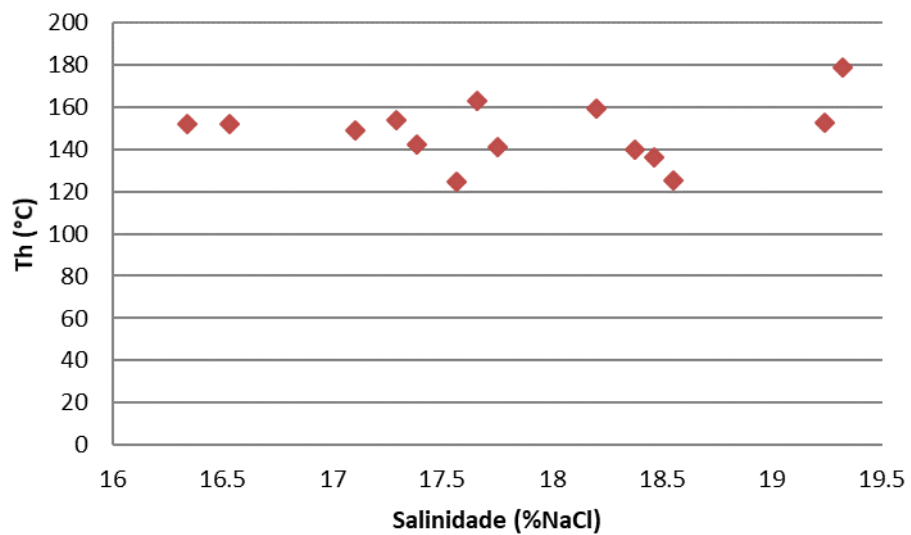


Figura 70 - Gráfico Salinidade (% NaCl equivalente) vs. Temperatura de homogeneização (°C).

Tabela 9 - Dados obtidos no campo analisado (Figura 69)

Inclusão	Te	Tfg	Th	Salinidade
1	-50.0	-15.5	153	19
2	-56.0	-13.1	148	17
3	-59.0	-12.5	152	17
4	-58.0	-12.3	151	16
5	-60.0	-13.8	140	18
6	-61.9	-13.3	154	17
7	-55.0	-14.6	135	18
8	-52.0	-13.4	142	17
9	-56.0	-8.9		13
10	-62.2	-14.5	140	18
11	-65.0	-14.3	159	18
12	-58.4	-13.7	162	18
13	-65.9	-14.7	124	19
14	-59.6	-13.6	123	18
15	-61.8	-15.6	179	19
16	-52.7	-15.8		20
17			123	

Observações: Te = Temperatura do ponto eutético; Tfg = Temperatura de fusão do gelo; Th = Temperatura de homogeneização, Salinidade calculada em porcentagem de NaCl equivalente (%NaCl).

### 5.8. Difração de Raios X

Foram realizadas sete análises de difração de raios X, com material proveniente de cinco afloramentos (Figura 71). O arquivo vetorial com a localização destas análises e os resultados originais podem ser acessados em:

<https://drive.google.com/drive/folders/1NiRwRXdcnpo9OcgQzgaNploPg7ZURatW?usp=sharing>

No LDRX – IGc USP foram analisados a argila que envolve as *lithophysae* (Figura 72 e Figura 74) e o material esverdeado silicificado encontrado ao seu redor (Figura 73 e Figura 75), de dois afloramentos distintos. Com essa técnica, foram identificados nos difratogramas picos referentes ao quartzo, caulinita e muscovita. A muscovita apresentou picos achatados, o que denota baixa cristalinidade do material.

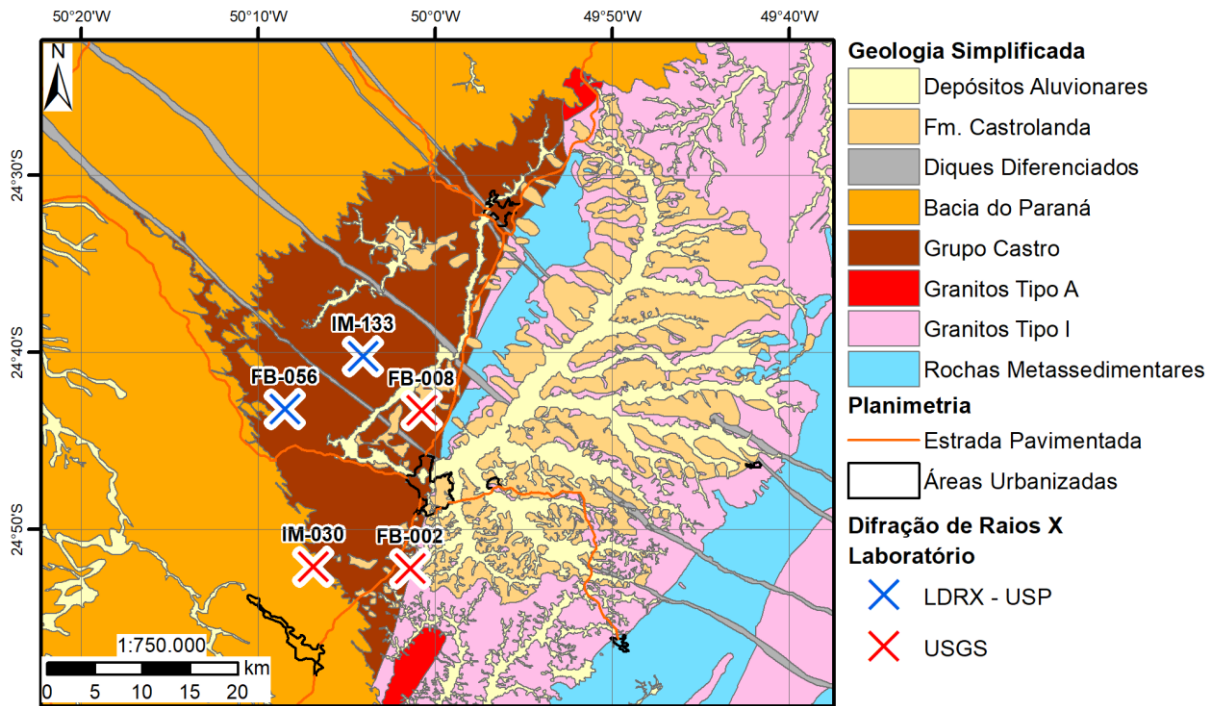


Figura 71 - Localização das amostras analisadas pelo método de difração de raios X

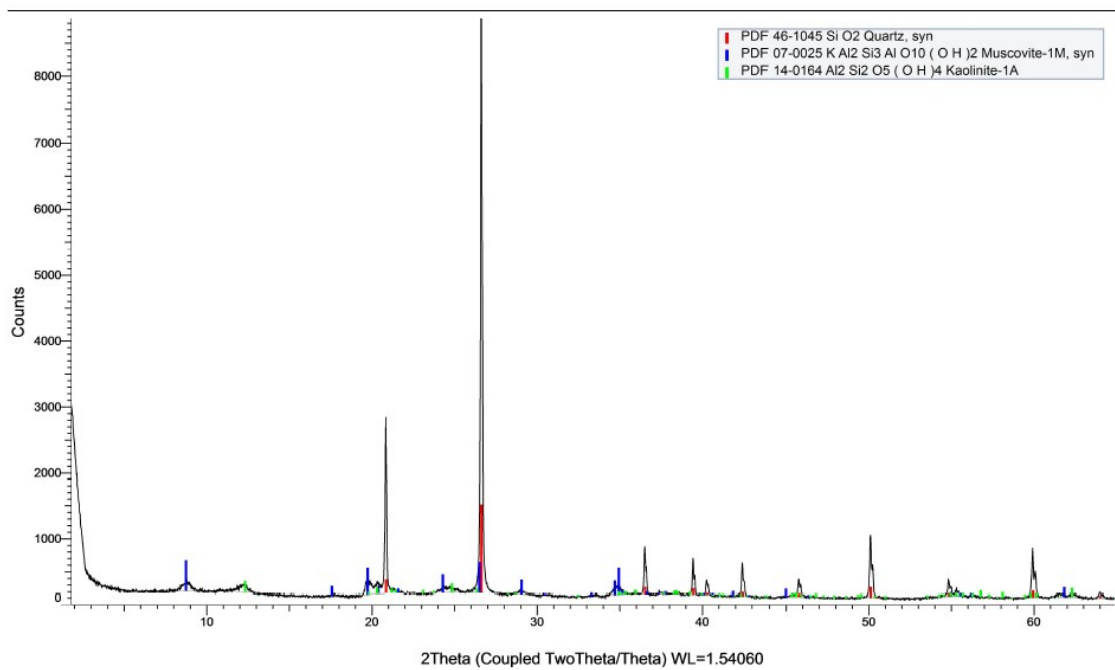


Figura 72 - Resultado da análise de difração de raios X da argila envoltória das *lithophysae* do afloramento FB-056.

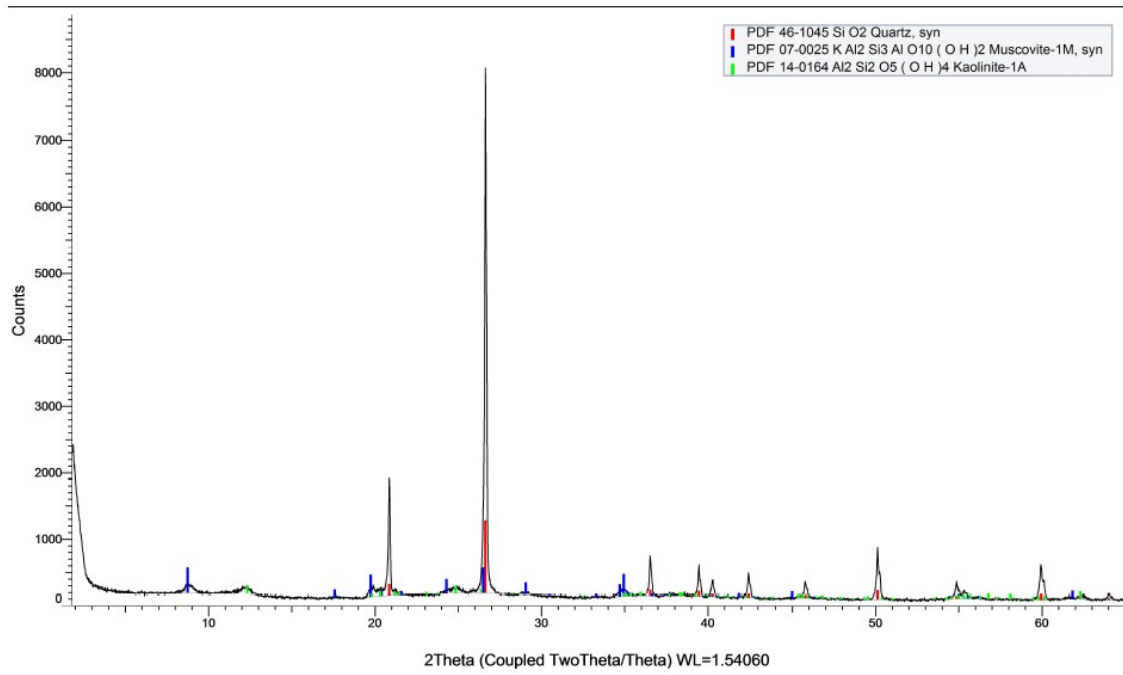


Figura 73 - Resultado da análise de difração de raios X do material silicificado das *lithophysae* do afloramento FB-056.

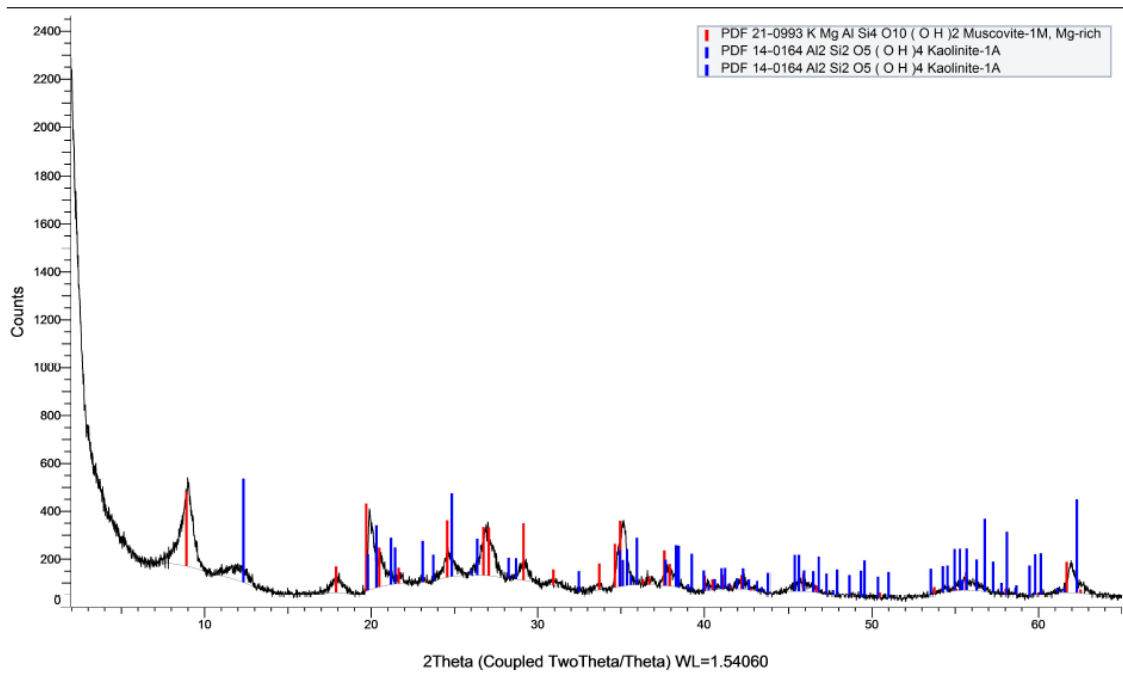


Figura 74 - Resultados da análise de difração de raios X da argila envoltória das *lithophysae* do afloramento IM-133.

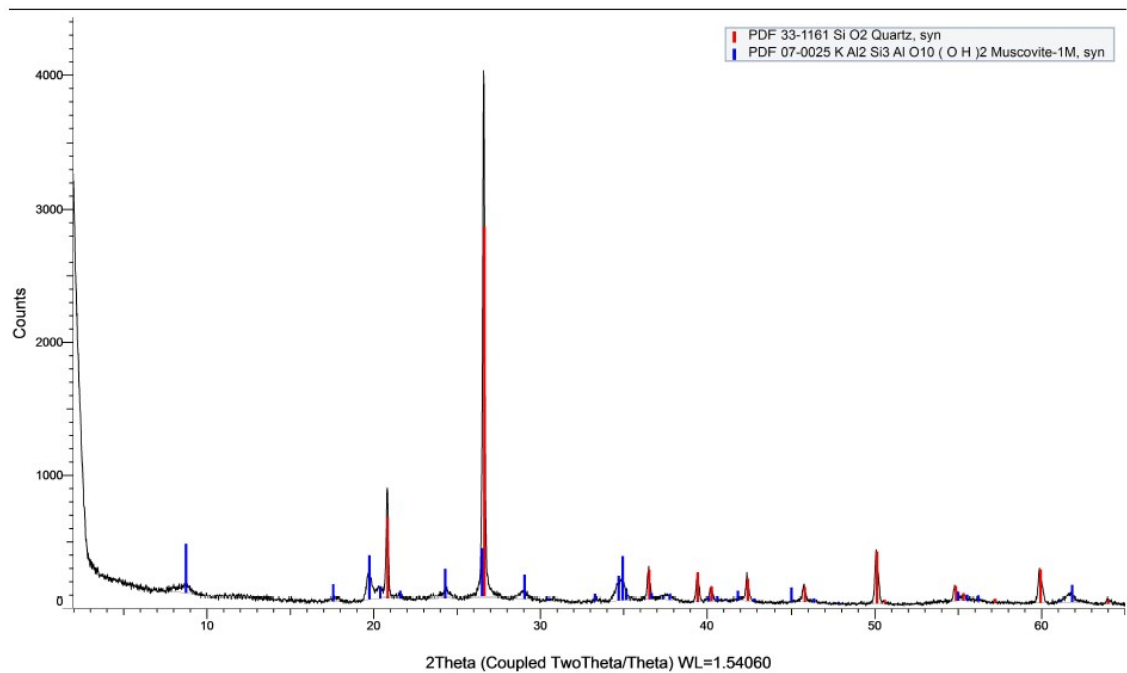


Figura 75 - Resultado da análise de difração de raios X do material silicificado das *lithophysae* do afloramento IM-133.

Nos laboratórios da USGS foram analisadas mais três amostras: duas de suposta hematita, de origem hidrotermal; e uma de mineral escuro associado a um veio de quartzo mineralizado em ouro (supostamente magnetita por apresentar leve magnetismo ao ímã de neodímio). Esta última amostra foi analisada depois dos resultados de isótopos estáveis de oxigênio, devido à geração muito maior que o esperado de gás (150% do esperado para magnetita). Nas amostras de hematita, a difração de raios X confirmou a mineralogia esperada. A diferença da definição dos picos entre as duas amostras revelou diferenças no grau de cristalinidade das amostras (Figura 76). Na amostra restante, o material escuro do veio analisado foi identificado como criptomelano (Figura 77).

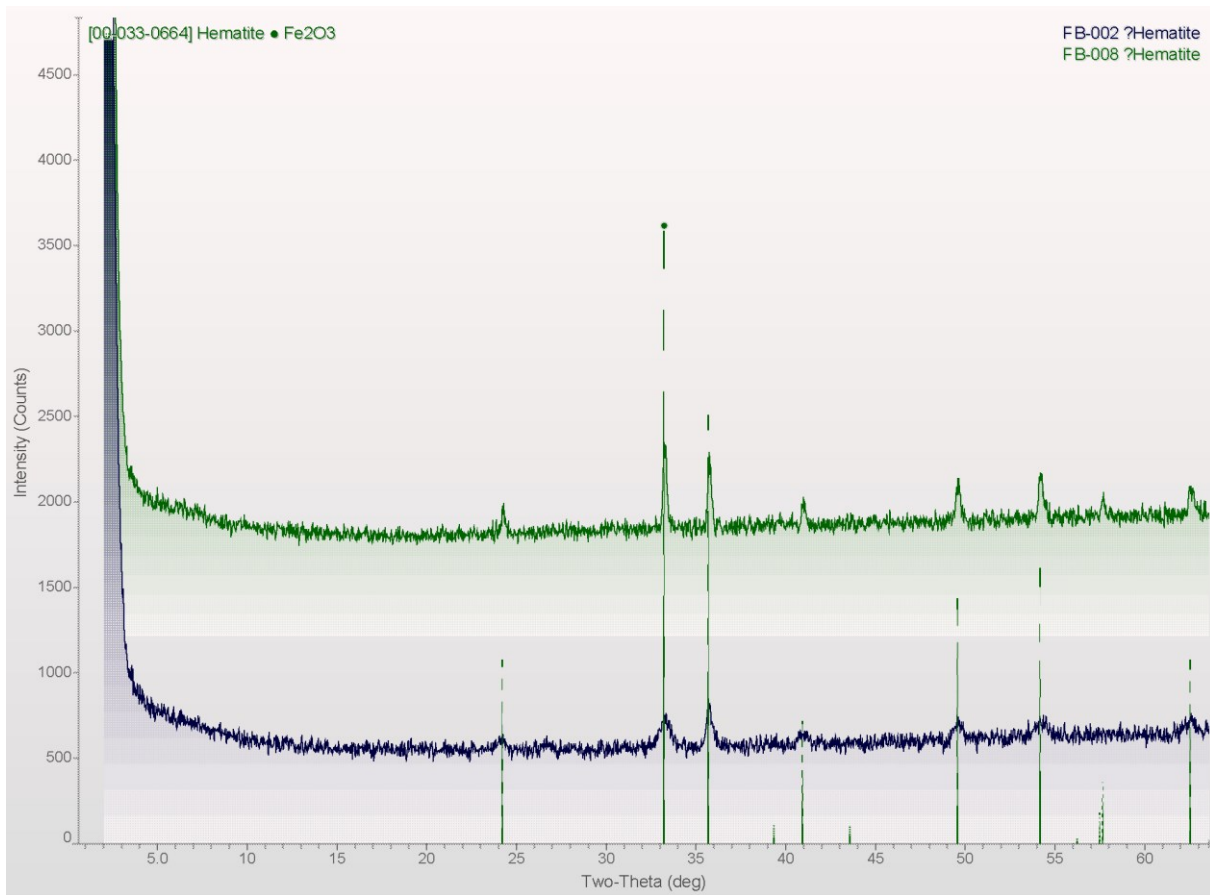


Figura 76 - Resultados das análises de difração de raios X do material hematítico hidrotermal dos afloramentos FB-002 e FB-008

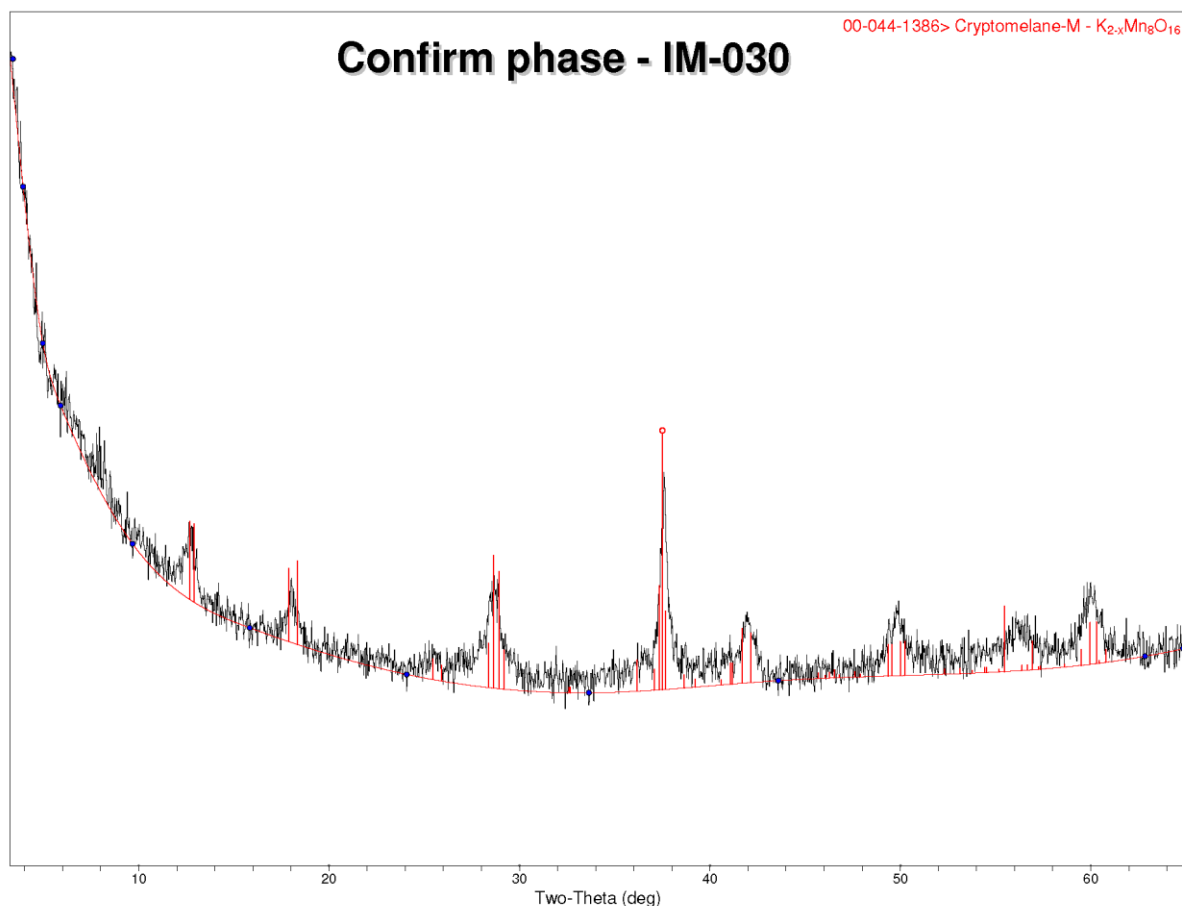


Figura 77 - Resultado da análise de difração de raios X do mineral escuro associado ao veio aurífero do afloramento IM-030.

### 5.9. Isótopos Estáveis

Do total de trinta e três análises de isótopos estáveis, quatro análises foram do padrão internacional AGS (*African Glass Sand*), para aferição da linha de extração de oxigênio. Os afloramentos de origem das outras amostras analisadas e as respectivas análises estão plotadas de maneira esquemática (Figura 78). O arquivo vetorial com a localização destas análises e os resultados tabelados podem ser acessados em:

<https://drive.google.com/drive/folders/19JD3uGys9xcAs8xcMVOZ2MZF6C9lvHbF?usp=sharing>

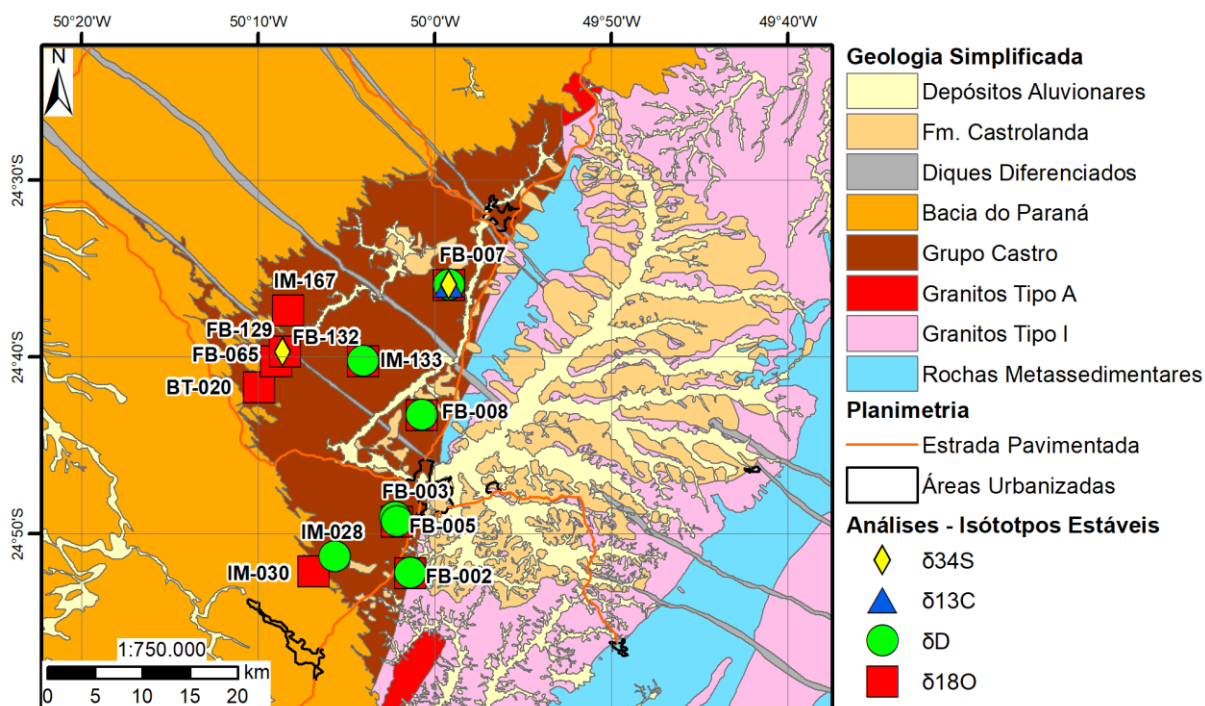


Figura 78 - Localização das amostras analisadas para isótopos estáveis e respectivas análises (oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre).

As amostras e minerais analisados foram:

**BT-020**      **Quartzo** - Veio de quartzo mineralizado em Au.

**FB-002**      **Hematita + Quartzo + Caulinita** - Encontradas em uma falha regional, na qual ocorrem hematita de origem hidrotermal associada com quartzo. Essas ocorrências apresentam um baixo volume de minério relativo e não contém ouro detectável, mas poderiam ter alguma relação com os sistemas minerais da bacia. No local de coleta destas amostras há uma pequena mina inativa de hematita, lavrada durante a segunda guerra mundial (Seoane, 1999).

**FB-003, FB-005 e FB-005A**      **Quartzo + Caulinita + Illita** - Material com origem hidrotermal, coletado de zonas silicificadas e argilizadas encontradas em um mesmo veio aurífero

**FB-007**      **Quartzo + Epidoto + Hematita + Calcita + Pirita** – Minerais encontrados em cavidades dos riolitos da Bacia de Castro, formando cristais bem formados, em uma pedreira de brita. Associado com indícios de cobre (malaquita e calcopirita).

**FB-008 Hematita + Caulinita + Quartzo** – Minerais encontrados em zonas de falhas e fraturas em um contexto geológico similar ao observado no afloramento FB-002.

**FB-065A Quartzo** - Veio de quartzo mineralizado em Au

**FB-129 Pirita** – Pirita proveniente de rocha máfica/intermediária silicificada e com sulfeto disseminado, na qual foi detectada presença de Au.

**FB-132 Quartzo** - Veio de quartzo mineralizado em Au

**IM-028 Caulinita** – Amostra de mina inativa de argila. O objetivo dessa análise foi determinar se o material era de origem supérgena ou produto de alteração hidrotermal.

**IM-030 Quartzo + “Magnetita”** – Veio de quartzo mineralizado em Au (a magnetita foi posteriormente identificada como criptomelano, pela difração de Raios X).

**IM-133 Calcedônia e Sericita** – Encontradas como material circundante e de preenchimento de *lithophysae*, as quais são anômalas em ouro.

**IM-167B Quartzo** - Veio de quartzo mineralizado em Au

Na Tabela 10, estão sintetizados os resultados das análises de isótopos estáveis de oxigênio, hidrogênio, carbono e enxofre. Também são indicados valores dos padrões analisados (AGS) e teores de Au e Ag provenientes da litogeoquímica, para efeitos comparativos.

Foram realizadas treze análises em quartzo, sendo que os resultados obtidos  $\delta^{18}\text{O}$  variaram de 11,3‰ até 24,9‰ (V-SMOW). Três análises de isótopos de oxigênio em hematita foram realizadas, com resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  que variam de -1,6‰ a 7,1‰. Nas duas análises de criptomelano, obteve-se valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de 0,6‰ e 2,8‰. Em caulinita foram realizadas quatro análises de isótopos de oxigênio resultando em valores de  $\delta^{18}\text{O}$  entre 12,8‰ a 18,9‰ e três de isótopos de hidrogênio ( $\delta\text{D} = -60‰$  a  $-76‰$  V-SMOW). Uma análise de isótopos de hidrogênio em caulinita foi inconclusiva por ter sido liberado pouco gás da amostra durante a análise. Uma amostra de sericita analisada apresentou resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  de 11,9‰ e de  $\delta\text{D}$  de -67‰. Também foi analisada uma amostra de illita, com resultados de

$\delta^{18}\text{O}$  de 14,3‰ e de  $\delta\text{D}$  -61‰ e uma de epidoto ( $\delta^{18}\text{O} = 14,2‰$ ;  $\delta\text{D} = -13‰$ ). Quatro análises em calcita foram realizadas na mesma amostra, duas de isótopos de oxigênio, com resultados de  $\delta^{18}\text{O}$  de 23,18‰ e 23,21‰; e duas de isótopos de carbono, com resultados de  $\delta^{13}\text{C}$  de -11,08‰ e -11,04‰. Duas amostras de pirita foram analisadas para isótopos de enxofre, obtendo-se resultados de  $\delta^{34}\text{S}$  de 0,66‰ e 4,46‰.

Tabela 10 - Dados de isótopos estáveis obtidos em amostras do Grupo Castro.

Amostra	Obs.	Mo.	Min.	$\delta^{18}\text{O}\%$	$\delta\text{D}\%$	$\delta^{13}\text{C}\%$	$\delta^{34}\text{S}\%$	Erro	X	Y	Au	Ag
BT-020A		Au	qtz	24,9					-50,165690	-24,695380	45	0,38
FB-002		Fe	hem	-1,6					-50,023138	-24,870368	<5	<0,02
FB-002		Fe	kln	16,8	-60				-50,023138	-24,870368	<5	<0,02
FB-002		Fe	qtz	16,5					-50,023138	-24,870368	<5	<0,02
FB-003		Au	kln	12,8	?				-50,037588	-24,818356	609	0,68
FB-005		Au	ill	14,3	-61				-50,035847	-24,822106	14	0,29
FB-005		Au	qtz	15,1					-50,035847	-24,822106	14	0,29
FB-005A		Au	qtz	14,2					-50,035847	-24,822106	<5	<0,02
FB-129		Au	py				4,46	$\pm 0.2$	-50,143650	-24,662010	18	<0,02
FB-007	Dup.	Cu	cal	23,18		-11,08			-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007	Dup.	Cu	cal	23,21		-11,04			-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007		Cu	epi	14,2	-13				-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007		Cu	hem	7,1					-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007		Cu	py				0,66	$\pm 0.2$	-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007	Dup.	Cu	qtz	16,1					-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-007	Dup.	Cu	qtz	16,8					-49,986358	-24,598548	<5	<0,02
FB-008		Fe	hem	3,6					-50,012214	-24,721790	<5	<0,02
FB-008		Fe	kln	18,9	-76				-50,012214	-24,721790	<5	<0,02
FB-008		Fe	qtz	11,3					-50,012214	-24,721790	<5	<0,02
FB-065A	Dup.	Au	qtz	11,8					-50,150129	-24,670883	54	1,83
FB-065A	Dup.	Au	qtz	11,5					-50,150129	-24,670883	54	1,83
FB-132		Au	qtz	13,2					-50,141310	-24,661770	16	0,64
IM-028		arg	kln	14,9	-71				-50,094315	-24,855307	<5	<0,02
IM-030	Dup.	Au	cpt	2,8					-50,114293	-24,868934	1030	6,02
IM-030	Dup.	Au	cpt	0,6					-50,114293	-24,868934	1030	6,02
IM-030		Au	qtz	14,7					-50,114293	-24,868934	1030	6,02
IM-133		Au	qtz	19,1					-50,067937	-24,670602	17	1,32
IM-133		Au	ser	11,9	-67				-50,067937	-24,670602	17	1,32
IM-167B		Au	qtz	13,8					-50,138700	-24,622840	33	<0,02
AGS				9,4								
AGS				9								
AGS				9,7								
AGS				9,7								
<b>Padrão</b>				<b>VSMOW</b>	<b>VSMOW</b>	<b>VPDB</b>	<b>VCDT</b>		<b>WGS84</b>	<b>WGS84</b>	<b>ppb</b>	<b>ppm</b>
<b>Lab.</b>				<b>USGS</b>	<b>USGS</b>	<b>USGS</b>	<b>UnB</b>	<b>UnB</b>			<b>CPRM</b>	<b>CPRM</b>

Observações: Obs. = Observação; Mo. = Mineralização relacionada; Min. Mineral; AGS = *African Glass Sand* (quartzo padrão); V-SMOW = *Vienna Standard Mean Ocean Water*; VPDB = *Vienna Pee Dee Belemnite*; VCDT = *Vienna Canyon Diablo Troilite*; WGS84 = *World Geodetic System*, versão 1984; Lab. = Laboratório; CPRM = Análises litogeoquímicas realizadas por Geosol a serviço da CPRM. As abreviações de nomes de minerais seguem o padrão sugerida pela *Mineralogical Association of Canada* (The Canadian Mineralogist, 2019).

## 5.10. Geocronologia

Os dados geocronológicos foram obtidos pelo Projeto ARIM – Vale do Ribeira e foram publicados no relatório deste projeto (Mapa et al., 2019). Neste relatório foi publicada uma tabela com os resultados e as curvas concórdias referentes a estas análises (exceto da amostra FB-120, que se mostrou inconclusiva). Optou-se por apresentar estes dados aqui também como resultado, pois não foram publicadas imagens MEV com pontos de análise nos cristais de zircão e as tabelas de dados. As reinterpretações de alguns destes dados também serão úteis no capítulo referente às discussões. As amostras analisadas estão plotadas de maneira esquemática na Figura 79. O arquivo vetorial com a localização destas análises e as tabelas com os resultados analíticos podem ser acessados em:

<https://drive.google.com/drive/folders/1MBUVYtmtaXETKfVTMWdUqAuYTzoHGd5F?usp=sharing>

O mapa interativo, contendo a localização das análises de inclusões fluidas, difração de raios X, isótopos estáveis e de geocronologia pode ser acessado em:

<https://www.google.com/maps/d/edit?mid=1vKyW7CiSUYCRvivyGzR6UJaD14Fw2Gdo&usp=sharing>

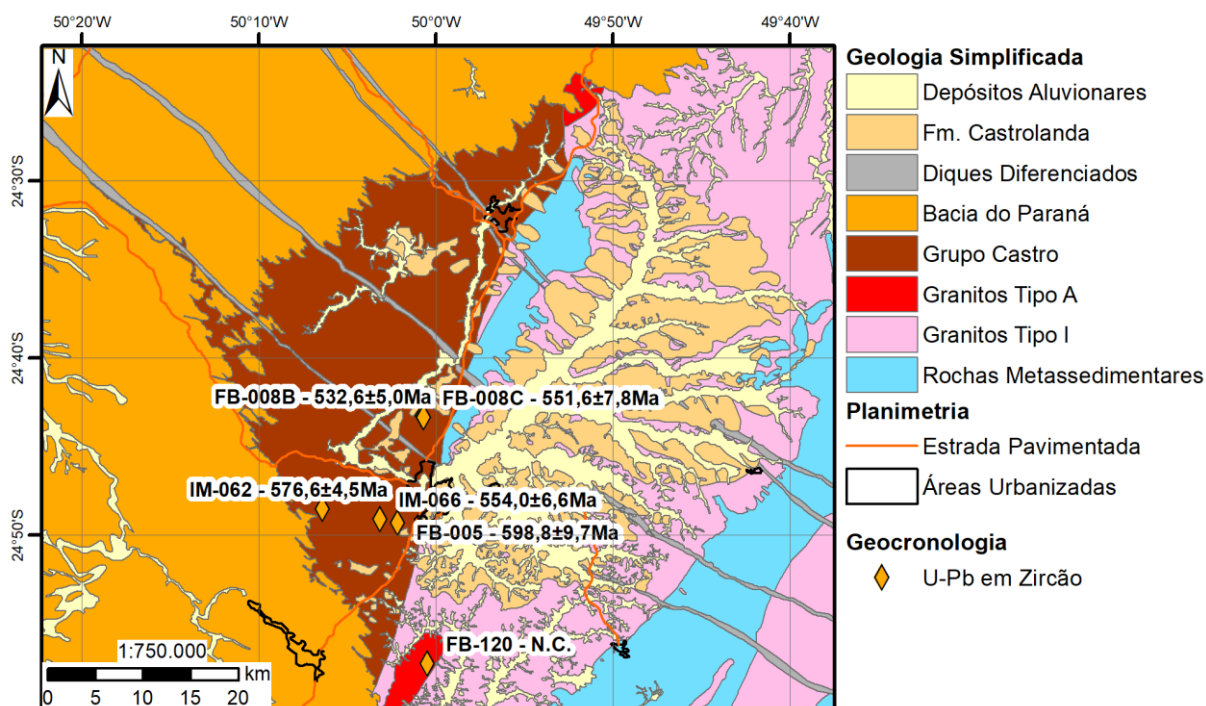


Figura 79 - Localização das amostras analisadas para datação isotópica U-Pb em zircão por LA-ICP-MS.

As amostras analisadas por geocronologia foram:

**FB-005** Veio de quartzo aurífero, buscando cristais de zircão de origem hidrotermal (apesar da baixa probabilidade por se tratar de um veio aparentemente de baixa temperatura).

**FB-008B** Amostra de rocha vulcânica ácida, bandada e composição riolítica do topo de afloramento.

**FB-008C** Amostra da base do afloramento de rocha vulcânica máfica a intermediária, cortada por vênulas de hematita e caulinita hidrotermal.

**FB-120** Amostra de cor clara do Granito Serra do Carambeí (usualmente vermelho). Analisou-se essa amostra por imaginar de se tratar uma porção menos alterada. Na petrografia subsequente, foi observado que a amostra apresentava alteração por albita.

**IM-062** Brecha vulcânica de composição riolítica.

**IM-066** Rocha vulcânica máfica a intermediária.

As curvas concórdias das amostras analisadas, mosaico com os *spots* das análises nos cristais e excerto de tabelas são dados provenientes direto do laboratório, sem edição significativa. As tabelas completas podem ser acessadas no repositório de dados.

Na amostra FB-005, nota-se nas imagens de catodoluminescência que os cristais de zircão analisados são arredondados (Figura 80). Alguns dos cristais analisados possuem zoneamento oscilatório e borda de sobrecrescimento. Estes cristais foram extraídos de um veio de quartzo, o qual aflora no contato de siltitos e riolitos do Grupo Castro. Foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  destes cristais que variaram entre 329 Ma até 2703 Ma (Tabela 11). Um conjunto de dados definiu uma idade concórdia de  $598,8 \pm 9,7$  Ma (Figura 81 e Figura 82).

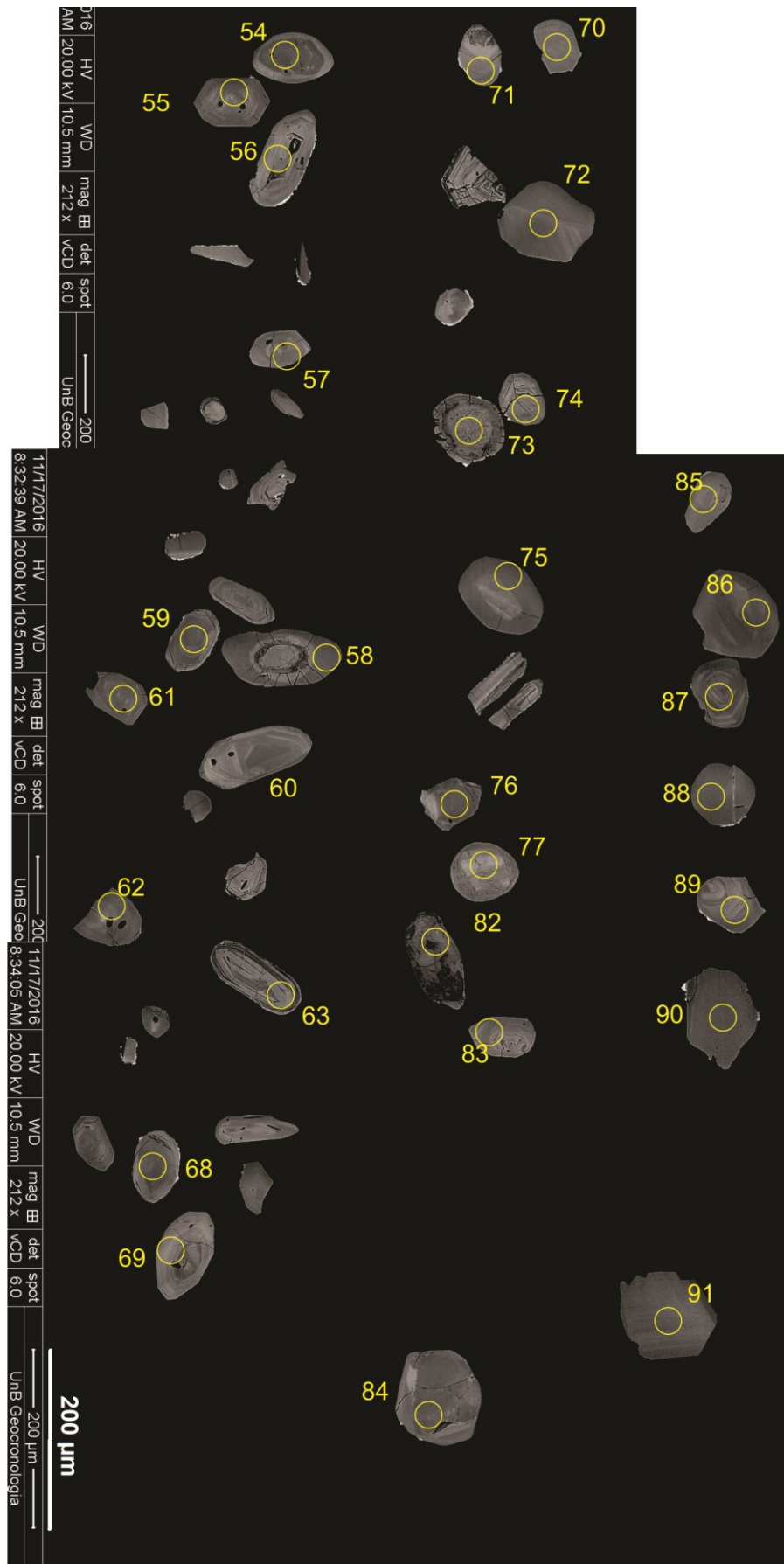


Figura 80 - Análises realizadas na amostra FB-005.

Tabela 11 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-005

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
54	843	27	786	11	767	12
55	705	29	652	11	637	10
56	952	53	576	16	485	12
57	822	35	610	12	554	11
58	2080	34	1286	22	865	19
59	2310	18	1965	16	1653	22
60	626	41	631	13	632	12
<b>61</b>	<b>577</b>	<b>54</b>	<b>584</b>	<b>14</b>	<b>586</b>	<b>11</b>
<b>62</b>	<b>619</b>	<b>39</b>	<b>616</b>	<b>13</b>	<b>615</b>	<b>12</b>
63	3009	19	1660	18	809	14
68	2207	18	2072	16	1939	25
69	814	24	813	11	813	11
70	1301	21	1311	14	1317	19
71	1939	18	1811	15	1702	21
<b>72</b>	<b>596</b>	<b>37</b>	<b>595</b>	<b>12</b>	<b>595</b>	<b>11</b>
73	2361	34	750	29	329	16
74	1392	21	653	9	460	7
75	2703	19	2703	20	2703	38
<b>76</b>	<b>620</b>	<b>46</b>	<b>593</b>	<b>14</b>	<b>586</b>	<b>12</b>
77	2474	17	2061	16	1673	21
82	2060	18	770	9	404	5
83	994	56	654	18	560	13
84	2035	21	2030	17	2025	26
85	1946	20	1855	18	1774	27
86	2318	20	2318	20	2318	37
87	1185	25	850	12	728	12
88	1925	37	1935	28	1944	41
<b>89</b>	<b>605</b>	<b>60</b>	<b>612</b>	<b>16</b>	<b>614</b>	<b>13</b>
90	2576	23	2347	22	2094	35
91	2017	19	2013	17	2009	28

Observações: em **verde**, dados não utilizados nos cálculos de idade (Figura 81); em **azul**, dados utilizados na *concordia age* (Figura 82).

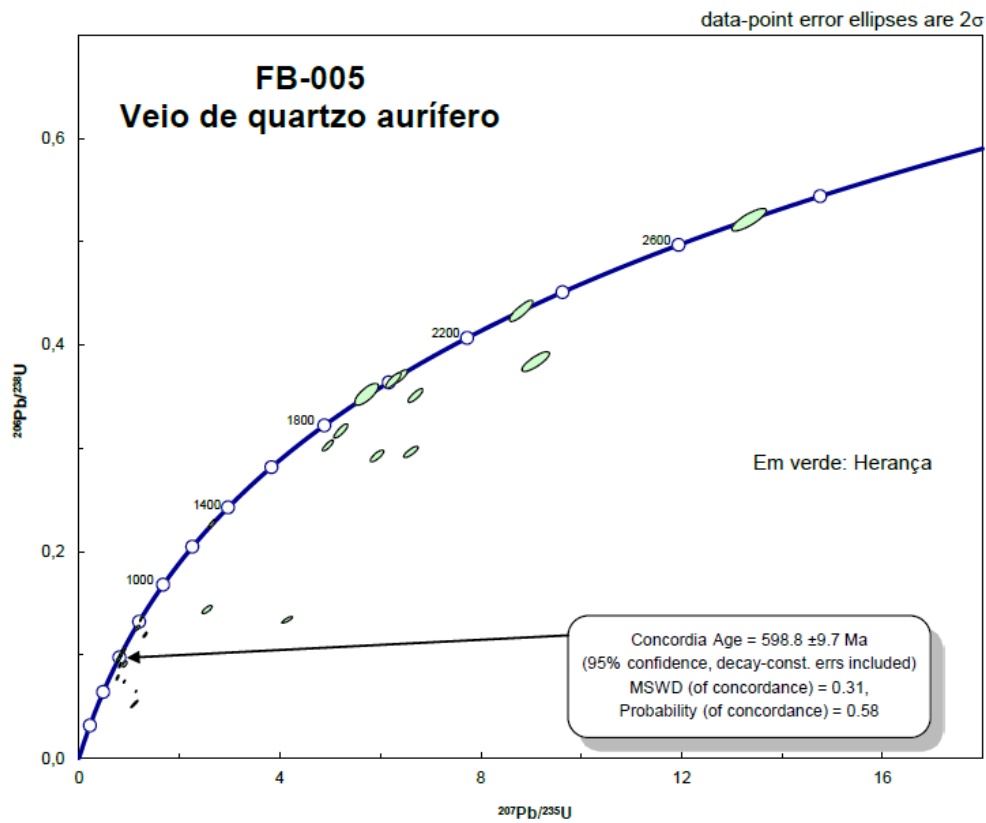


Figura 81 – Curva concórdia da amostra FB-005.

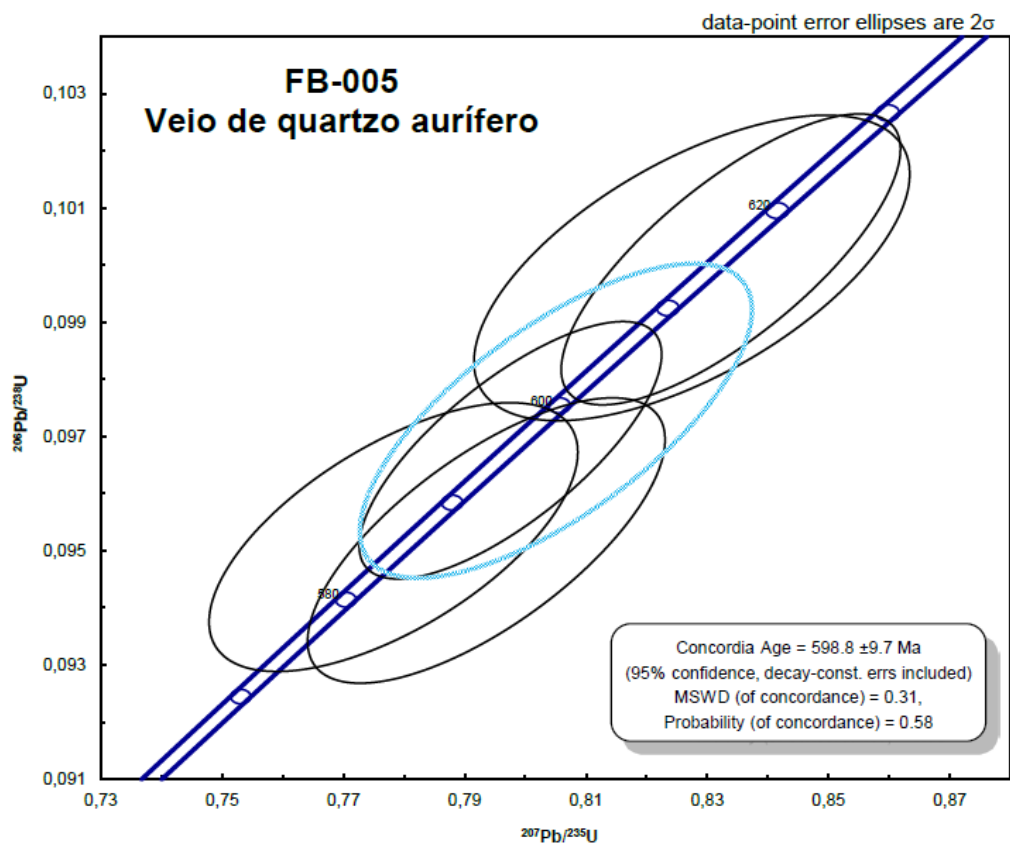


Figura 82 - Curva concórdia da amostra FB-005, com dados considerados representativos calculados.

Na amostra FB-008B nota-se nas imagens de catodoluminescência que os cristais de zircão analisados são prismáticos, alongados e não apresentam um padrão de zoneamento oscilatório evidente (Figura 83). No entanto, apresentam inclusões, fraturas e cavidades, por vezes arredondadas. Estes cristais foram separados de riolito bandado do Grupo Castro, aflorante acima de rochas máficas/andesíticas. Foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  destes cristais que variaram entre 521 Ma até 563 Ma, exceto um grão de zircão, que apresentou idade de 1626 Ma, considerado pelo laboratório como um xenocristal, possivelmente herdado do embasamento (Tabela 12). A partir destes dados, foi calculada uma idade concórdia de  $532,6 \pm 5,0$  Ma (Figura 84).



Figura 83 - Análises realizadas na amostra FB-008B.

Tabela 12 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-008B

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
1	858	61	602	17	536	11
2	540	84	545	19	546	11
3	660	61	567	19	544	17
4	523	66	528	18	530	16
5	609	64	555	19	542	18
6	697	75	561	26	528	25
7	600	71	546	22	532	21
8	562	84	537	25	531	23
9	601	78	541	25	527	23
10	576	41	536	10	527	5
12	610	32	538	9	521	7
13	511	39	528	10	532	7
14	603	32	556	10	545	8
15	595	37	538	12	524	12
16	658	49	553	13	528	9
17	612	50	540	12	523	8
18	878	21	614	8	545	7
19	542	24	528	7	524	6
20	599	49	547	11	534	6
21	907	49	618	13	542	7
22	578	27	545	10	537	9
23	565	44	541	11	535	7
24	618	42	551	12	534	9
25	1986	123	944	44	563	7
26	4695	97	3384	104	1626	121

Observações: em **preto**, dados não utilizados nos cálculos de idade; em **azul**, dados utilizados na *concordia age* (Figura 84); em **verde**, dados considerados pelo laboratório como possível contaminação crustal; em **vermelho**, dado descartado pelo laboratório devido aos erros analíticos elevados.

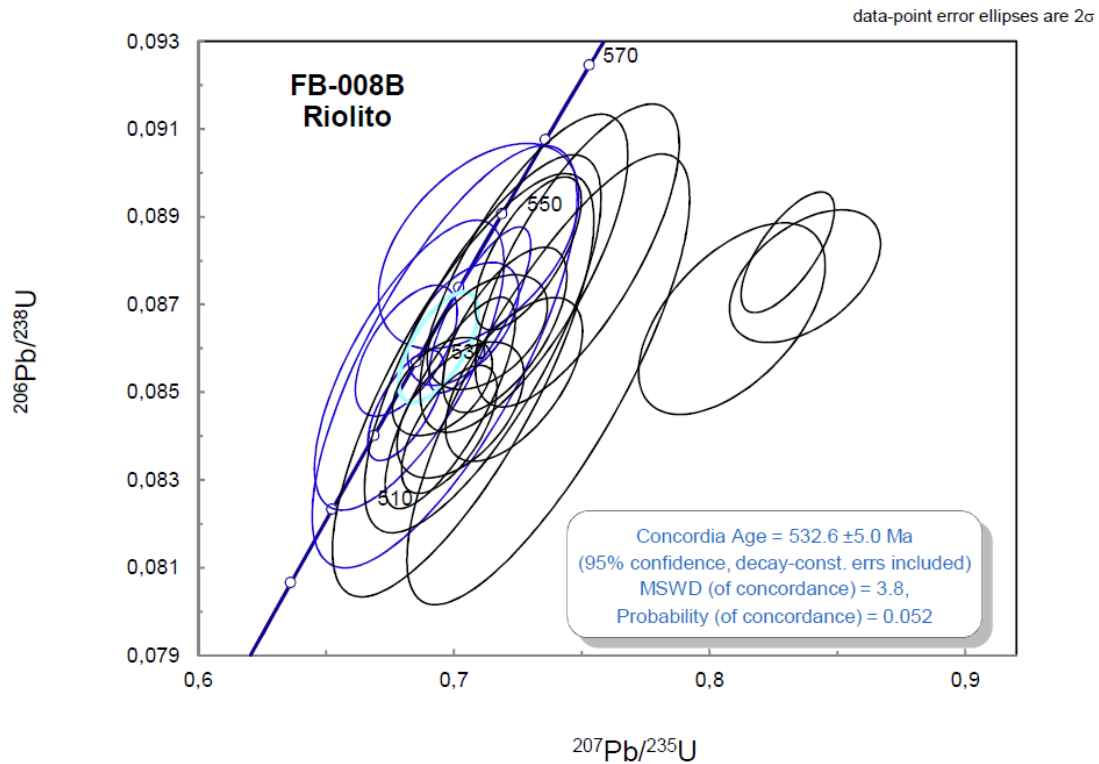


Figura 84 - Curva concórdia da amostra FB-008B.

Na amostra FB-008C, referente ao andesito/basalto afanítico vesicular aflorante na base dos riolitos da amostra FB-008B, nota-se nas imagens de catodoluminescência que os cristais de zircão analisados são arredondados, sem zoneamento oscilatório evidente (Figura 85). Alguns cristais, no entanto, apresentam bordas um pouco mais luminescentes que os núcleos ou zoneamento em setor pouco desenvolvido. Foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  entre 512 Ma até 556 Ma (Tabela 13). Foi obtida uma idade de intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia de  $551,6 \pm 7,8$  Ma (Figura 86).

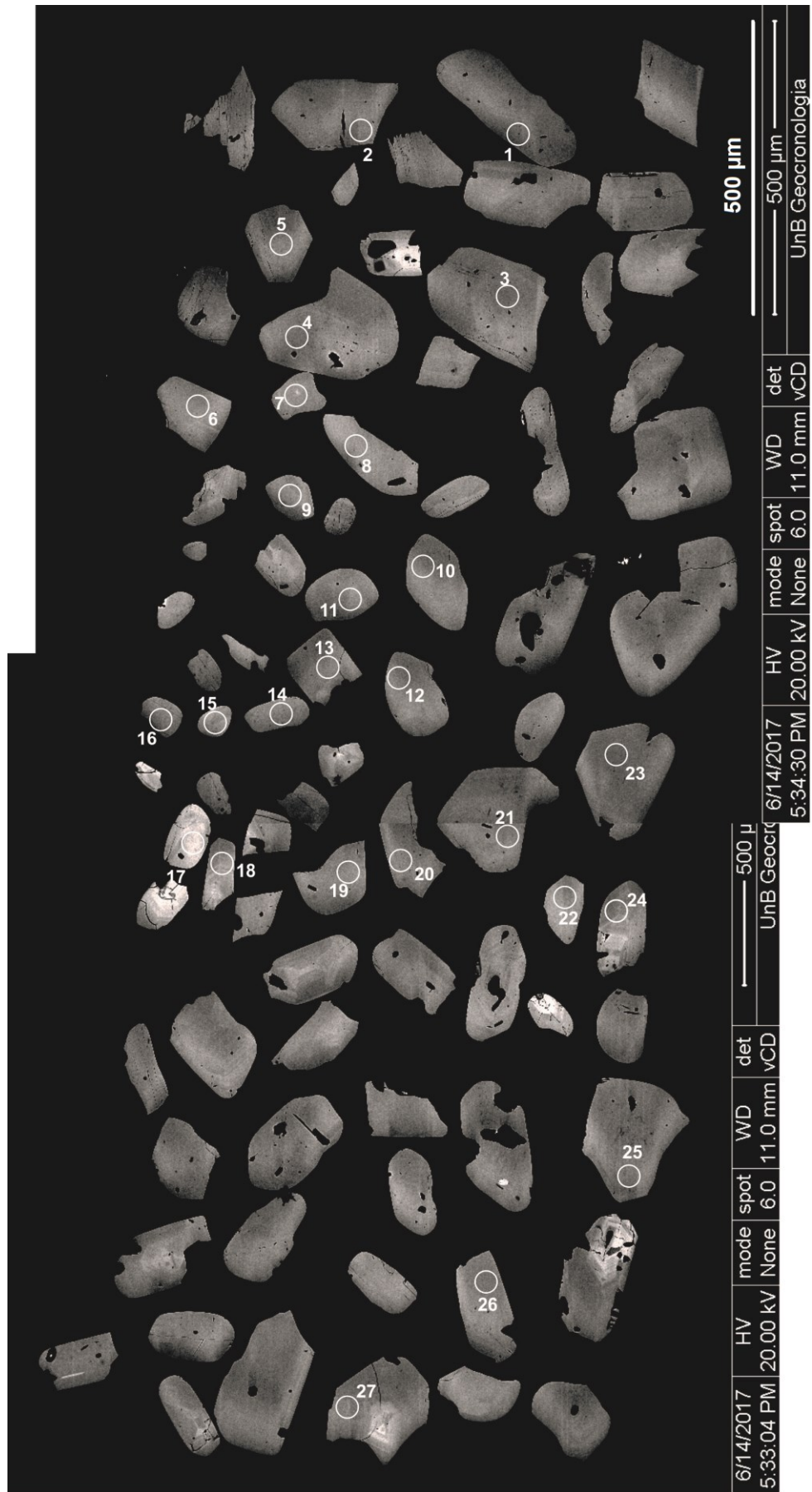


Figura 85 - Análises realizadas na amostra FB-008-C.

Tabela 13 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-008C

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
1	613	35	539	10	522	8
2	598	28	538	8	524	6
3	547	27	535	8	532	7
4	562	37	532	9	525	5
5	571	34	540	9	533	7
6	630	39	557	11	539	8
7	1813	83	874	28	551	7
8	589	47	526	11	512	7
9	579	32	537	9	527	7
10	612	52	531	12	513	8
11	568	38	531	10	523	7
12	607	37	539	10	523	8
13	613	64	556	16	542	11
14	482	81	525	19	535	13
15	601	54	547	13	534	8
17	543	18	554	7	556	7
18	571	42	538	11	530	7
19	604	56	531	13	514	9
20	594	60	535	15	521	10
21	613	42	539	11	521	9
22	619	42	552	12	535	9
23	566	26	539	10	532	9
24	586	36	546	10	537	8
25	469	105	516	21	526	10
26	574	52	542	12	535	8
27	571	49	541	14	534	12

Observações: em **preto**, dados utilizados na *concordia age* (Figura 86); em **verde**, dados considerados pelo laboratório como possível contaminação crustal.

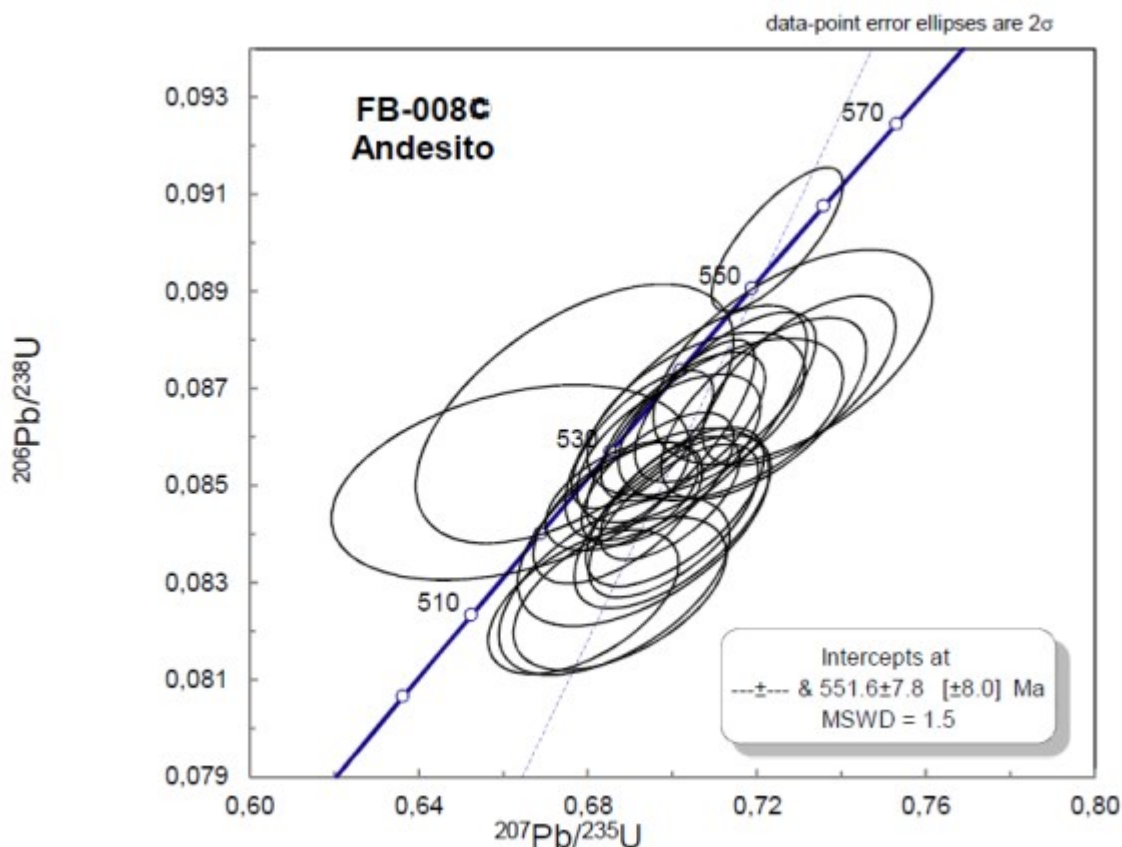


Figura 86 – Idade de intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia da amostra FB-008C.

Na amostra FB-120 nota-se nas imagens de catodoluminescência que os cristais de zircão analisados apresentam ainda zoneamento oscilatório, apesar de estarem intensamente fraturados, indicando intensos processos de metamictização (Figura 87). Estes cristais foram separados de granito equigranular albitizado da unidade denominada “Granito Serra do Carambeí” (ver Figura 35B, Figura 35C e Figura 35D). Foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  destes cristais que variaram entre 154 Ma até 1157 Ma (Tabela 14). A partir destes dados, não foi possível obter uma idade de cristalização para a rocha (Figura 88).

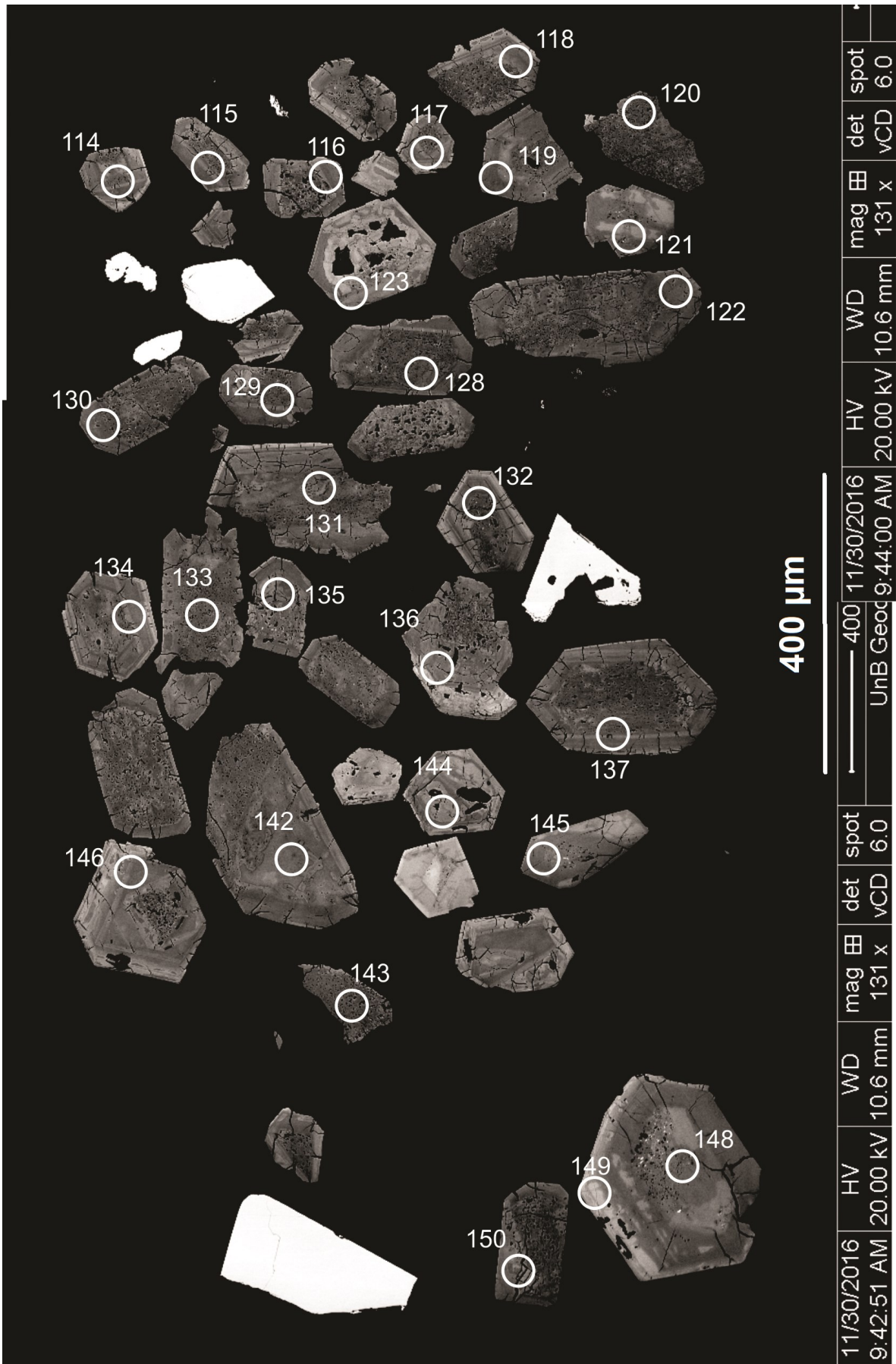


Figura 87 - Análises realizadas na amostra FB-120.

Tabela 14 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra FB-120

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
114	3056	68	1080	114	374	57
115	2842	53	586	102	178	38
116	3006	50	1028	78	356	39
117	2920	57	939	91	327	44
118	2872	66	927	101	330	50
119	2665	17	784	12	294	6
120	2947	60	616	133	178	47
121	660	34	661	14	661	14
122	2962	54	895	94	297	43
123	707	24	412	8	361	7
128	2932	17	547	9	154	3
129	2908	58	680	116	208	45
130	2259	25	983	17	514	11
131	2209	52	510	49	216	25
132	2699	65	638	104	217	44
133	2785	65	700	110	233	46
134	2598	56	680	74	251	35
135	1643	40	739	20	478	14
136	2726	18	908	13	350	7
137	2835	18	804	13	275	5
142	1952	21	552	11	276	6
143	641	26	625	11	621	12
144	2382	19	883	13	409	8
145	1006	30	847	14	788	15
146	2523	57	760	64	305	33
148	577	24	454	8	430	8
149	683	24	1004	15	1157	22
150	2339	56	1046	44	540	29

Observações: em **preto**, dados utilizados na *concordia age* (Figura 88); em **vermelho**, dados descartados pelo laboratório devido ao elevado conteúdo de chumbo comum e erros analíticos também elevados.

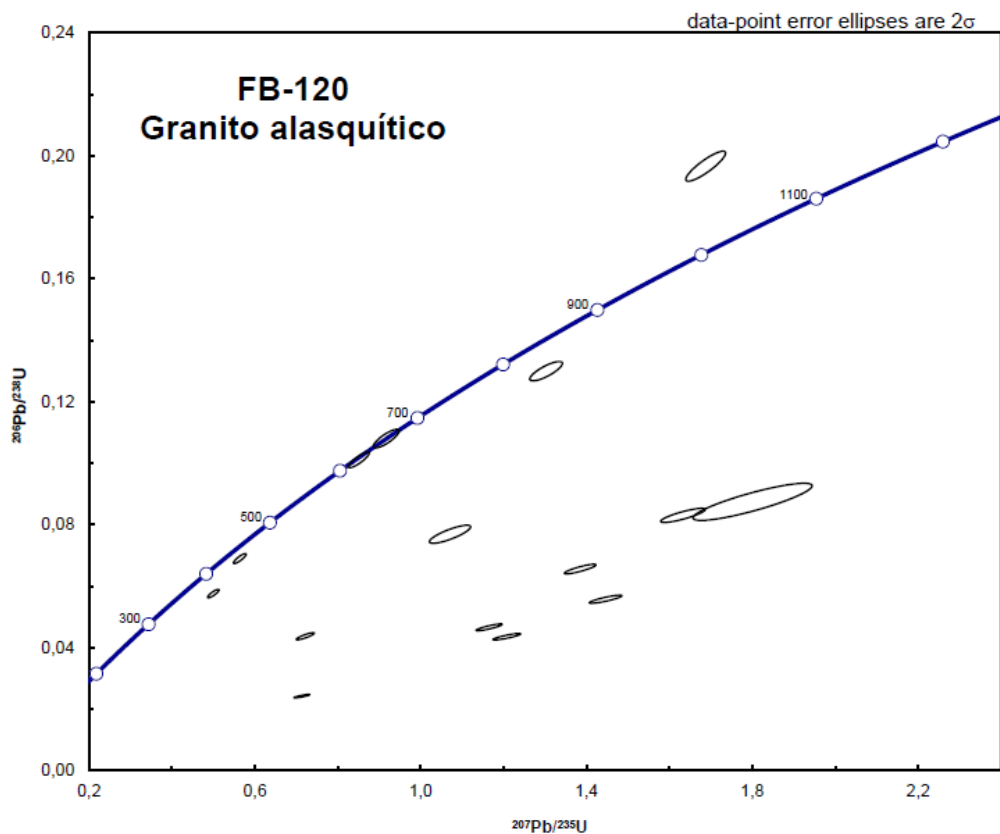


Figura 88 – Curva concórdia da amostra FB-120.

A amostra IM-062 representa uma brecha riolítica (ver Figura 127, no subcapítulo 6.10). Nas imagens de catodoluminescência, os cristais de zircão são prismáticos e apresentam zoneamento oscilatório, sendo que alguns dos cristais estão fragmentados (Figura 89). Idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  entre 363 Ma e 1301 Ma foram obtidas (Tabela 15). A partir destes dados, foi calculada uma idade concórdia de  $576,6 \pm 4,5$  Ma (Figura 90 e Figura 91) e uma idade pelo intercepto superior da reta discórdia com a curva concórdia de  $584,9 \pm 7,5$  Ma (Figura 92).

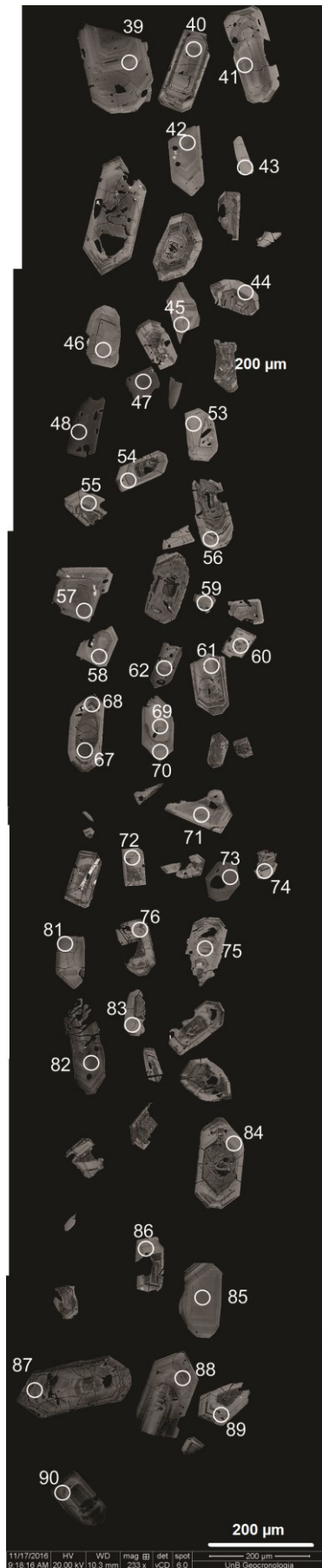


Figura 89 - Análises realizadas na amostra IM-062.

Tabela 15 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra IM-062

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
41	627	38	580	12	569	12
42	2234	67	803	54	389	32
43	605	66	576	19	569	16
44	585	96	587	25	587	19
45	644	36	567	12	547	11
46	596	58	592	18	591	16
47	617	31	575	11	564	11
48	584	33	569	11	565	11
49	2263	56	1073	36	587	23
50	1123	88	785	32	672	24
55	616	29	578	11	569	11
56	855	81	861	31	863	30
57	656	36	563	12	540	12
58	2284	54	855	43	414	27
59	602	39	572	13	564	13
60	591	33	590	12	590	12
61	1618	24	782	13	522	10
62	2502	29	858	17	367	9
63	1306	48	727	19	554	15
64	580	82	566	22	562	17
69	2270	27	1717	25	1301	30
70	2186	23	830	13	419	8
71	919	29	576	11	493	10
72	1009	25	607	10	505	9
73	648	35	558	12	536	12
74	613	64	577	20	568	18
75	574	75	590	21	594	18
76	2660	18	908	14	363	7
77	1226	36	651	15	497	11
78	1983	60	791	37	437	24
83	581	55	567	17	563	16
84	1114	73	594	25	467	19
85	585	35	572	12	568	12
86	626	48	556	14	539	12
87	596	33	579	11	574	12
88	634	32	561	11	543	11
89	1628	53	787	24	524	17
90	945	27	660	12	579	11
91	837	39	611	14	551	12
92	1122	32	646	13	518	10

Observações: em **lilás**, dados considerados pelo laboratório como possível contaminação crustal ou herança (Figura 90); em **preto**, dados utilizados nos cálculos de idade (Figura 92); em **azul**, dados utilizados na *concordia age* final, com os dados mais representativos (Figura 91); em **vermelho**, dado descartado pelo laboratório devido ao elevado conteúdo de chumbo comum.

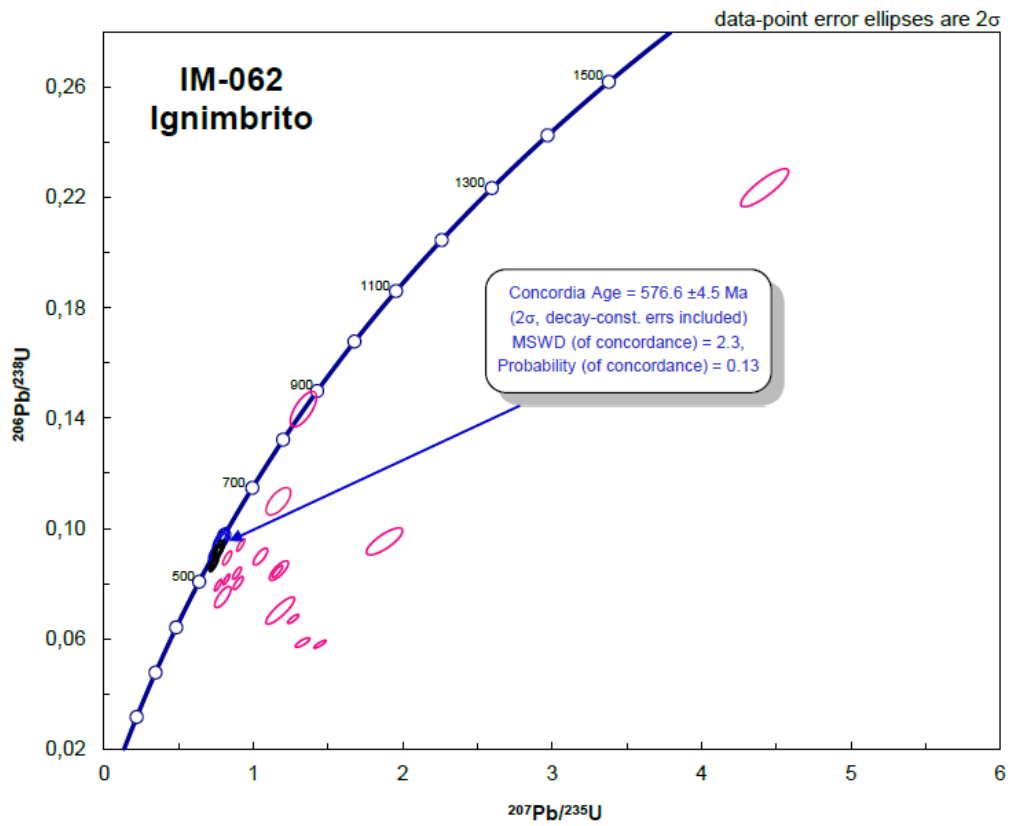


Figura 90 - Curva concórdia da amostra IM-062, com os cristais de zircão considerados como contaminação crustal em lilás.

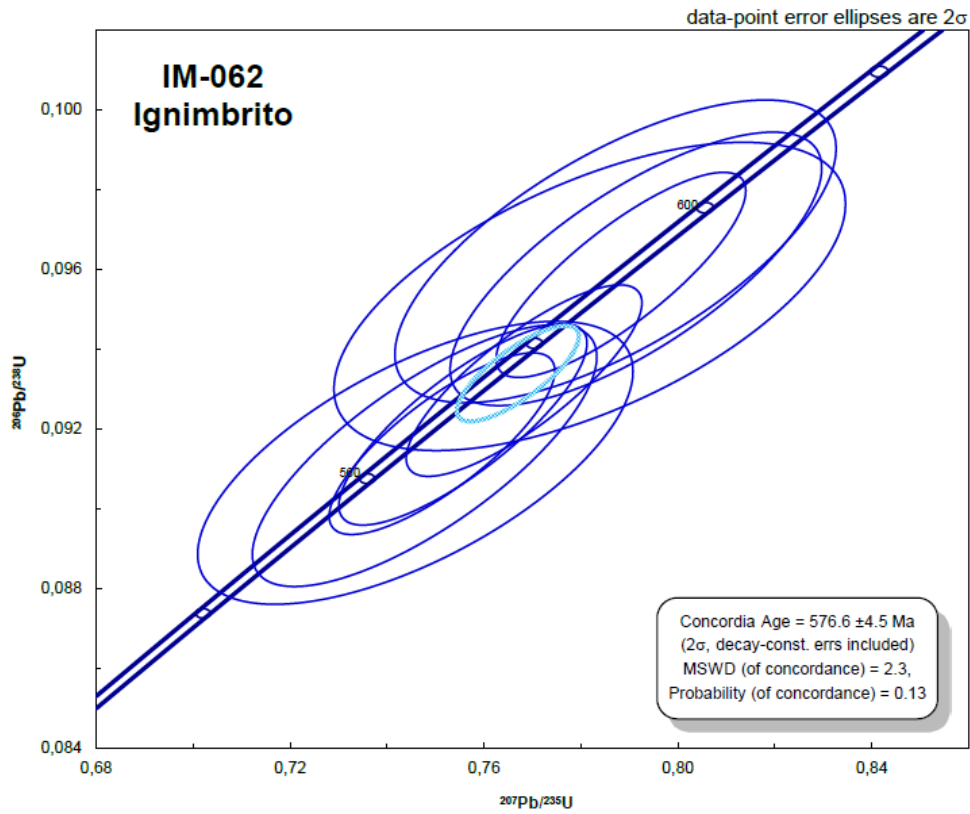


Figura 91 - Curva concórdia da amostra IM-062, calculada com dados julgados pelo laboratório mais representativos.

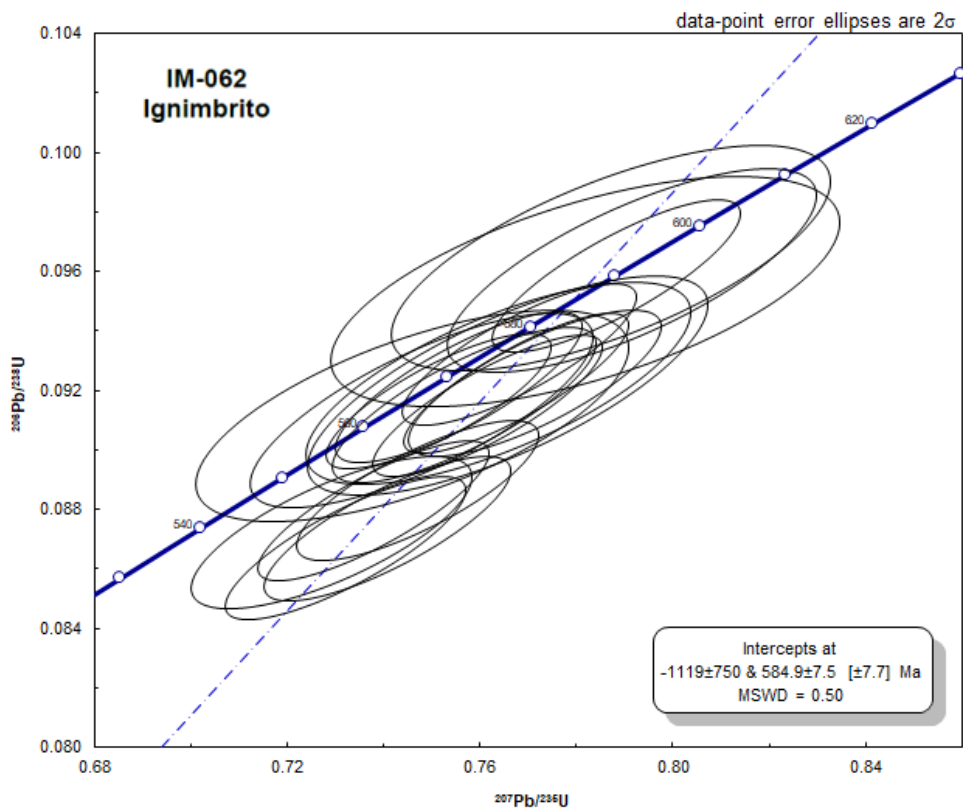


Figura 92 - Curva concórdia da amostra IM-062 com os cristais de zircão considerados pelo laboratório como não herdados.

Na amostra IM-066 nota-se nas imagens de catodoluminescência que os cristais de zircão analisados estão fragmentados, mas preservando no geral hábito prismático, alguns com zoneamento oscilatório (Figura 93). Os cristais de zircão foram extraídos de uma rocha andesíticas/basáltica. Nestes cristais, foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  que variaram entre 487 Ma e 3257 Ma (Tabela 16). Um pequeno conjunto de grãos concordantes (n = 4) definiu uma idade concórdia de  $554,0 \pm 6,6$  Ma (Figura 94 e Figura 95).



Figura 93 - Análises realizadas na amostra IM-066.

Tabela 16 – Excerto da tabela proveniente do laboratório, com idades obtidas nos cristais de zircão da amostra IM-066

Spot	Idades (Corrigidas para $^{204}\text{Pb}$ )					
	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$2\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$2\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$2\sigma$
6	1834	52	1356	34	1074	35
7	1518	21	1101	13	903	13
8	2112	36	1630	25	1283	26
9	1500	22	1070	14	872	14
10	530	80	547	20	552	15
11	3246	21	3250	26	3257	57
12	497	94	544	23	555	17
13	2523	20	2487	20	2442	35
14	609	53	561	15	549	13
15	499	41	489	11	487	9
16	656	236	534	59	505	40
17	641	81	585	22	571	17
22	668	54	585	16	564	13
23	707	55	584	16	553	12
24	562	73	549	19	546	14
25	679	45	529	13	495	11
26	2007	21	1491	16	1156	17

Observações: em **lilás**, dados considerados pelo laboratório como possível contaminação crustal ou herança (Figura 94); em **verde**, dados não utilizados nos cálculos de idade; em **azul**, dados utilizados na *concordia age* final, com os dados mais representativos (Figura 95); em **vermelho**, dado descartado pelo laboratório devido ao elevado conteúdo de chumbo comum.

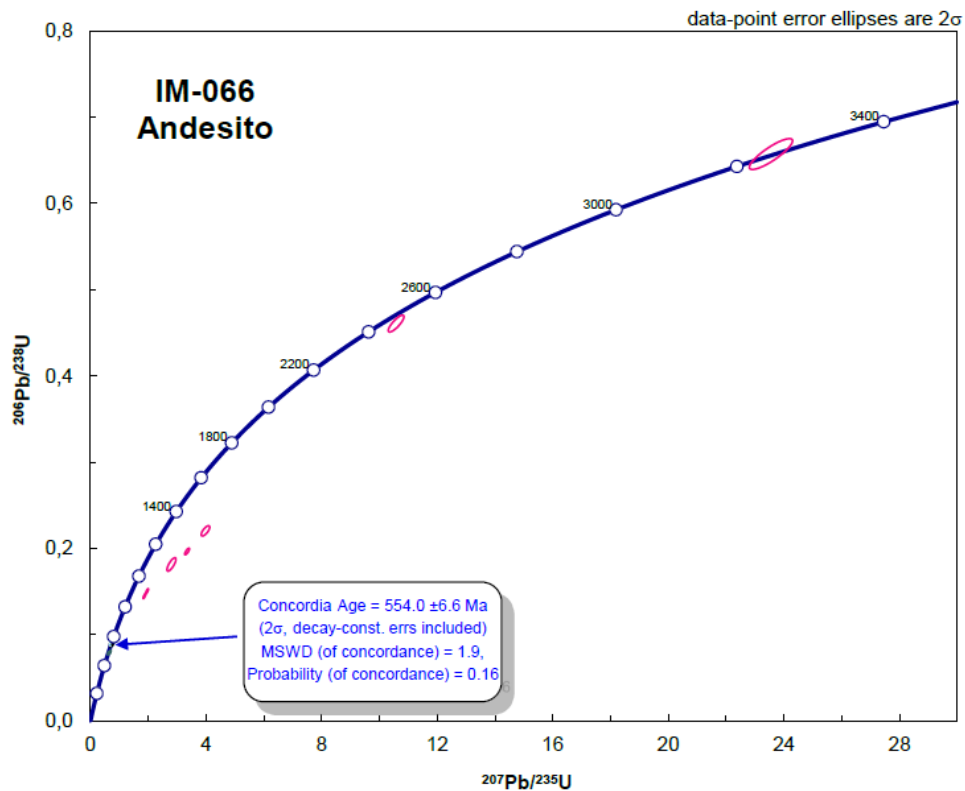


Figura 94 - Curva concórdia da amostra IM-066, incluindo os cristais de zircão considerados como herdados, pelo laboratório.

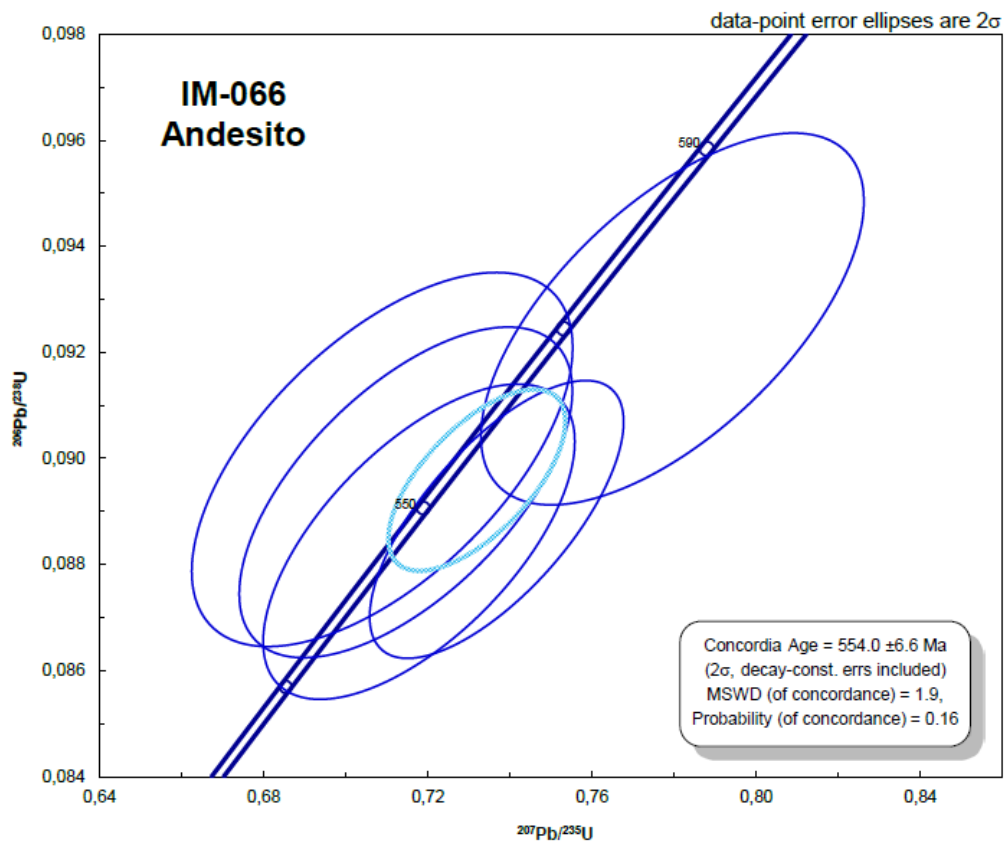


Figura 95 - Curva concórdia da amostra IM-066, calculada com dados considerados representativos.

Na Tabela 17, estão condensados os resultados das análises U-Pb em zircão realizadas pela CPRM pelo método LA-ICP-MS (Tabela 17).

Tabela 17 - Idades U-Pb em zircão analisados por LA-ICP-MS, obtidas no projeto ARIM Vale do Ribeira (Mapa et al., 2019)

Amostra	Latitude	Longitude	Litotipo	Idade	Erro	MSWD
<b>FB-005</b>	-24,822106	-50,035846	Veio de quartzo	598,8	±9,7	0,3
<b>FB-008B</b>	-24,721790	-50,012442	Riolito	532,6	±5,0	3,8
<b>FB-008C</b>	-24,721790	-50,011224	Andesito	551,6	±7,8	1,5
<b>FB-120</b>	-24,954492	-50,007980	Granito	N.C.	N.C.	N.C.
<b>IM-062</b>	-24,808784	-50,106347	Brecha riolítica	576,6	±4,5	2,3
<b>IM-066</b>	-24,818873	-50,052534	Andesito	554,0	±6,6	1,9

Observação: MSWD = *mean square weighted deviation*; coordenadas no datum WGS1984.

Também foram compilados dados da literatura de geocronologia em rochas do Grupo Castro (Tabela 18). Estes dados correspondem a metodologia Rb-Sr em rocha total, com idades de 425 ±15 Ma, 488 ±7,7, 490 ±13 Ma e 543 ±30 Ma (Cordani, 1974; Moro, 1993; Reis Neto et al., 1994); paleomagnetismo (paleopolo), com uma idade de 600 Ma (D'Agrella-Filho & Pacca, 1988), U-Pb em zircão por metodologia SHRIMP com idade de 543 ±12 Ma (Cordani et al., 1999) e metodologia LA-ICP-MS com idade de 549,6 ±4,4 Ma (Almeida et al., 2010); idades de traços de fissão em apatita de 136 ±36 Ma e de zircão de 376 ±173 Ma e de 717 ±81 Ma (Godoy, 2010).

Tabela 18 - Dados de geocronologia provenientes da literatura, referentes ao Grupo Castro.

Ano	Método	Metodologia	Mineral	Idade	Erro	Rocha	Referência
1974	Rb-Sr	Rocha Total		<b>425</b>	±15	Quartzo pórfiro	(Cordani, 1974)
1988		Paleomagnetismo (Paleopolo)		<b>600</b>		Vulcânicas Ácidas	(D'Agrella-Filho & Pacca, 1988)
1993	Rb-Sr	Rocha Total		<b>488</b>	±7,7	Vulcânicas	(Moro, 1993)
1994	Rb-Sr	Rocha Total		<b>490</b>	±13	Vulcânicas	(Reis Neto et al., 1994)
1994	Rb-Sr	Rocha Total		<b>543</b>	±30	Vulcânicas	(Reis Neto et al., 1994)
1999	U-Pb	SHRIMP	Zircão	<b>543</b>	±12	Riolitos	(Cordani et al., 1999)
2010	U-Pb	LA-ICP-MS	Zircão	<b>549,6</b>	±4,4	Riolitos	(Almeida et al., 2010)
2010		Traços de Fissão	Apatita	<b>136</b>	±36	Brechas Piroclásticas	(Godoy, 2010)
2010		Traços de Fissão	Zircão	<b>156</b>	±13	Brechas Piroclásticas	(Godoy, 2010)
2010		Traços de Fissão	Zircão	<b>376</b>	±173	Arenitos	(Godoy, 2010)
2010		Traços de Fissão	Zircão	<b>717</b>	±81	Arenitos	(Godoy, 2010)



## 6. DISCUSSÕES

Nas discussões, os primeiros subcapítulos abordam os resultados relacionados à dados regionais: geofísica, sensoriamento remoto, modelos digitais de elevação e mapas gerados por *machine learning*. Após esses temas, são discutidos o contexto tectônico, estratigrafia, geologia estrutural e zonas de alteração hidrotermal. Os dados analíticos, de inclusões fluidas, difração de Raios X, isótopos estáveis e geocronologia são abordados nos subcapítulos seguintes. Uma síntese da evolução geológica e metalogenética é abordada nos subcapítulos finais deste capítulo.

### 6.1. Interpretação de Dados Geofísicos e de Sensoriamento Remoto

As interpretações de dados geofísicos e de sensoriamento remoto foram divididas em três subtópicos. Registra-se anomalias geofísicas detectadas no embasamento, não visitadas. São feitas observações sobre o enxame de diques do Arco de Ponta Grossa e sua estruturação. Também são descritas assinaturas notáveis de algumas unidades na área de estudo.

#### 6.1.1. Anomalias geofísicas não checadas em campo

Anomalias geofísicas similares às do *Stock* Gentil foram observadas em imagens provenientes dos dados aerogeofísicos, na região do Complexo Cunhaporanga. Assim como no *stock* granodiorítico Gentil, estas outras anomalias produzem elevações no relevo e tem uma resposta similar nos dados gamaespectrométricos e magnetométricos. Na gamaespectrometria, constatam-se que o *stock* e a anomalia são relativamente mais radioativos que os granitos do Complexo Cunhaporanga, devido principalmente a um elevado conteúdo relativo de Urânio e Tório. O *stock* e a suposta intrusão correlata também se apresentam como baixos magnéticos em relação ao granito encaixante, e são relativamente mais magnéticas em seu centro. Esta feição também poderia representar a destruição de magnetita do granito encaixante (Complexo Cunhaporanga) por processos hidrotermais relacionados com as intrusões tardias. Essas anomalias também estão associadas com estruturas de direção EW, ressaltadas nos dados de magnetometria como baixos magnéticos lineares. Interpreta-se que nestas estruturas ocorra a destruição de magnetita dos granitos do Complexo Cunhaporanga, em decorrência

dos processos hidrotermais. No exemplo mostrado nos mapas abaixo (Figura 96), a estrutura indicada aparenta ser uma falha transcorrente destal. A proximidade com a estrutura EW também pode ser interpretada como uma facilitadora para a intrusão do magma granodiorítico, por ser uma zona de fraqueza estrutural. Há outras feições similares a esta anomalia e ao *Stock Gentil* no Complexo Cunhaporanga, que poderiam ser investigadas no futuro.

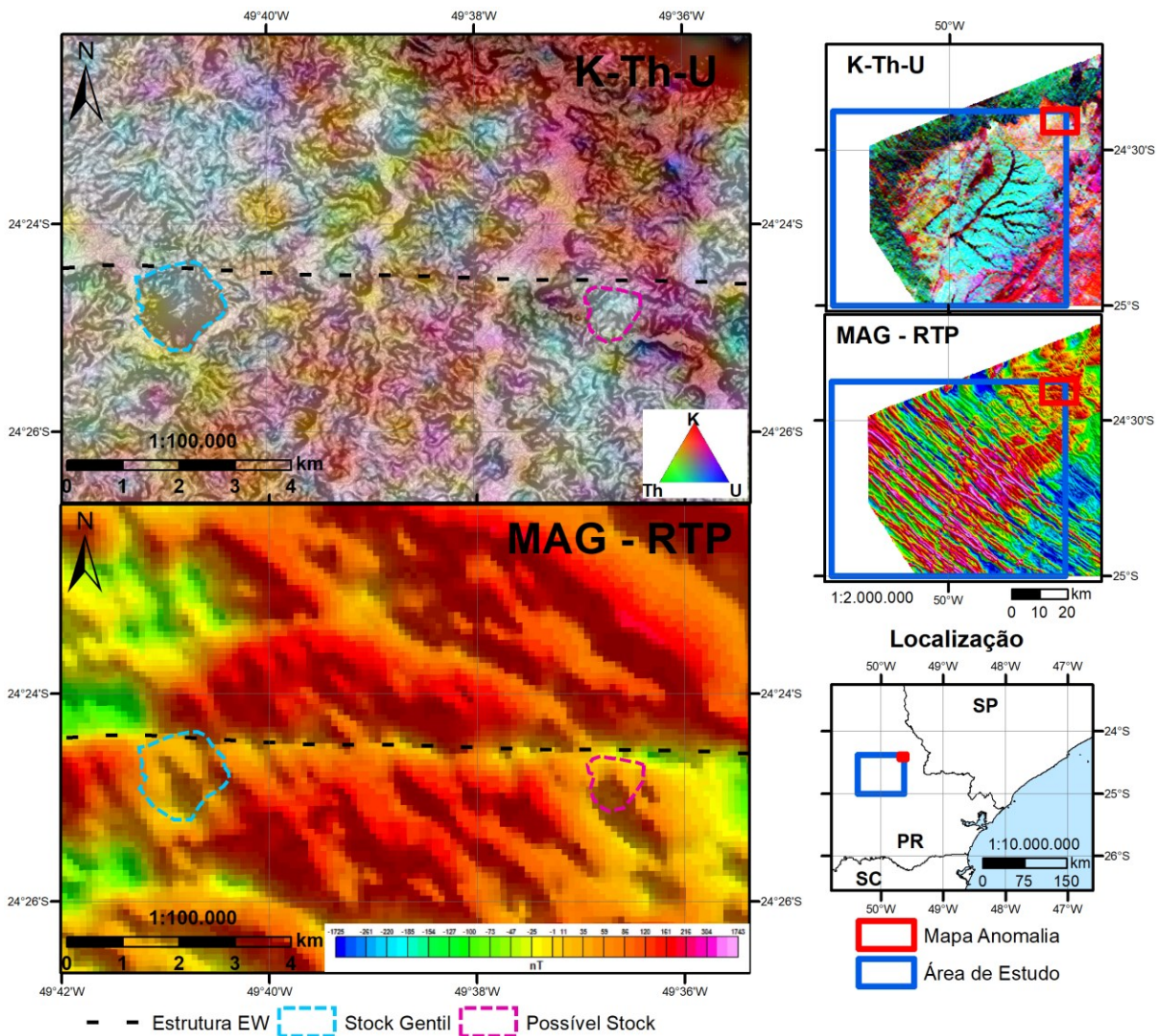


Figura 96 – Mapas da composição ternária (K-Th-U) sobreposta a declividade e da magnetometria reduzida ao polo (MAG-RTP) sombreada na direção de 45°. Nos mapas são indicados o stock granítico Gentil e um possível stock correlato.

Uma anomalia de urânio foi identificada no extremo leste da área de interesse utilizando os dados de gamaespectrometria aerotransportada (Figura 97). Esta anomalia apresenta os maiores valores absolutos de urânio equivalente estimados na área de interesse (máximo próximo de 15 ppm). Estes valores são ligeiramente superiores aos valores máximos medidos na região do granito Serra do Carambeí

(máximo próximo de 14 ppm), que foi prospectado para urânio no passado (Pinho Filho & Milmann Martins, 1972; Pinto-Coelho, 1986). Algo peculiar desta anomalia é que ela não apresenta valores elevados de tório, algo discrepante de outras anomalias da área e dos resultados de correlação dos elementos radioativos (ver Tabela 5). Este pode ser um fator pelo qual esta anomalia não foi identificada anteriormente, pois considerando a radioatividade total, há na região áreas com contagens totais mais expressivas.

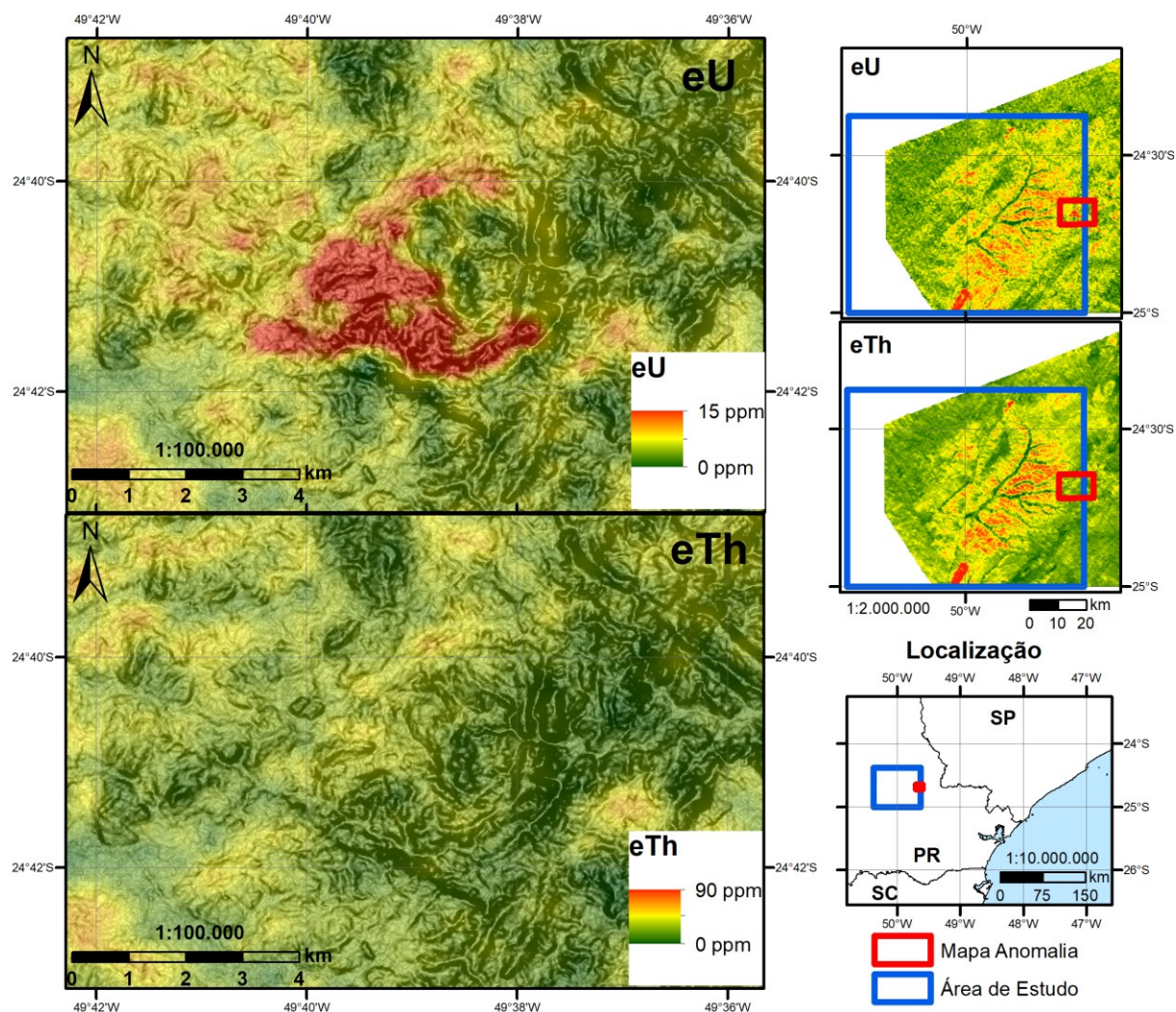


Figura 97 – Mapas comparativos de teores de urânio (eU) e tório (eTh), sobrepostos a declividade do terreno, na região da anomalia uranífera identificada.

A anomalia se encontra próxima ao contato dos granitos do Complexo Cunhaporanga e a sedimentos da Faixa Itaiacoca. Supõe-se que devido aos altos teores de urânio e baixos de tório, possa se tratar de algum tipo de *front* de redução de fluidos relacionados aos granitos em contato com metassedimentos carbonosos

do Grupo Itaiacoca (como os grafita xistos descritos na entrada do distrito de Abapã - ver Figura 30C e Figura 30D).

### 6.1.2. Diques Arco de Ponta Grossa

Nos dados de magnetometria foi observado um contraste entre os diques relacionados ao Arco de Ponta Grossa. Estes diques apresentam anomalias magnéticas intensas, e são ressaltados na Amplitude do Sinal Analítico (ASA - Figura 18B). Porém, no campo magnético reduzido ao polo, apenas parte destes diques apresentam anomalias magnética positivas (Figura 18C). Os diques restantes apresentam uma intensa anomalia magnética de valores negativos. Considerando a redução ao polo como satisfatória, deduz-se que estas anomalias negativas são relacionadas ao magnetismo remanescente dos diques associadas ao paleocampo magnético de polaridade invertida. Dos diques considerados diferenciados, apenas o dique porfírico (ver Figura 48B) apresenta anomalia magnética negativa. Os diques foram interpretados manualmente na área coberta pelo Levantamento Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina (Figura 98), como polilinhas. Na área de estudo das 815 polilinhas que representam diques, 490 apresentam anomalias positivas. Na área recoberta pelo levantamento Paraná-Santa Catarina, de um total de 3191 polilinhas que representam diques interpretados, 2214 apresentam anomalias positivas.

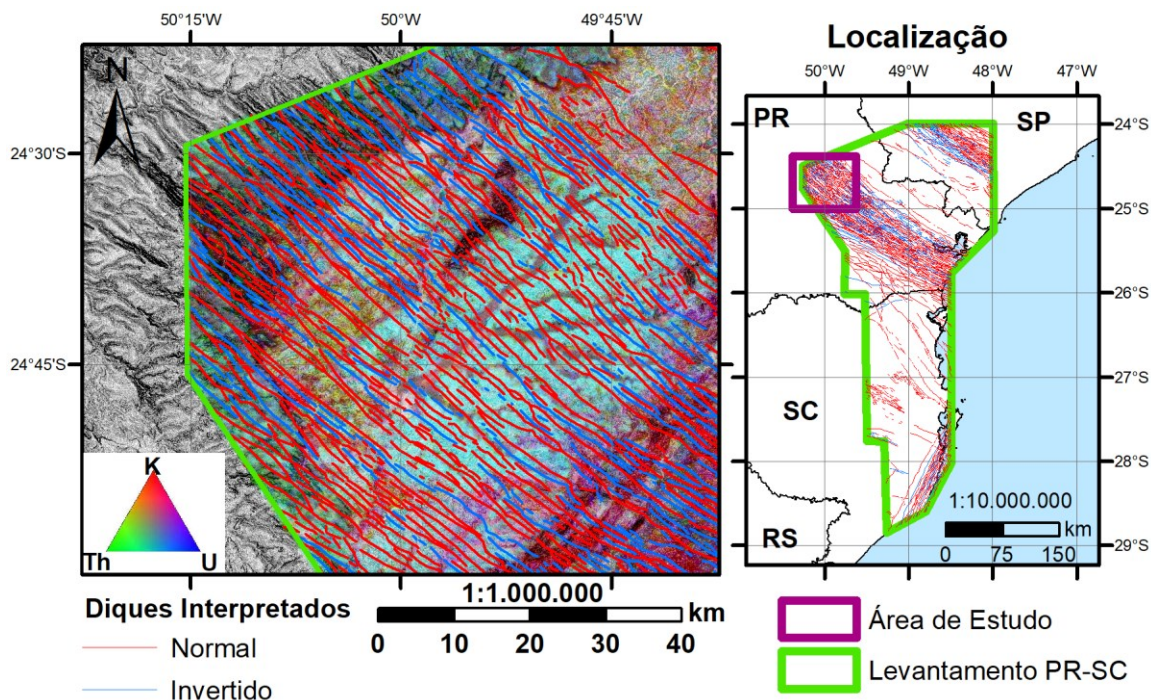


Figura 98 - Diques interpretados na área de estudo e no Levantamento Paraná-Santa Catarina (no mapa de localização), com anomalias magnéticas positivas (normal) e negativas (invertido).

Nos diques, foi observada uma descontinuidade na direção NE-SW, sendo que na região sul da descontinuidade ela é correlacionável à falha que justapõe o Grupo Castro com rochas do embasamento. Ao norte da Bacia, esta estrutura mostra uma visível conexão no relevo com a Falha de Jaguariaíva (Figura 99). A falha de Jaguariaíva é conhecida por deslocar rochas devonianas da Bacia do Paraná. Petri (1948), em uma seção geológica detalhada que intercepta a Zona de Falha de Jaguariaíva, mostra três falhas paralelas, com 1 m, 110 m e 80 m de deslocamento estimado. Neste último plano de falha, há uma intrusão de um dique de diabásio que foi detalhada por Petri & Fulfaro (1966). Este dique também é associado ao evento magmático cretáceo da Formação Serra Geral.

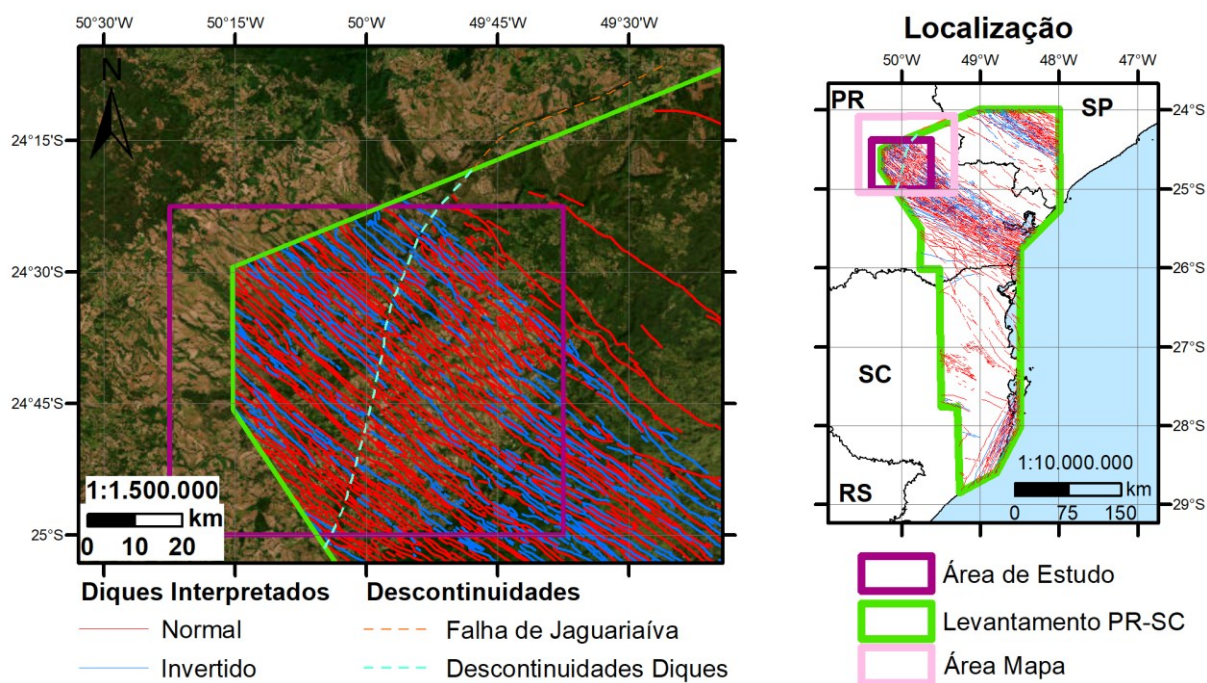


Figura 99 – Descontinuidade com direção NE-SW nos diques e sua continuidade com a Zona de Falha de Jaguariaíva.

Para tentar entender a distribuição dos diques nas três dimensões (Figura 100A), foi realizada uma deconvolução de Euler (Figura 100B) dos dados magnetométricos na área de estudo. Os parâmetros utilizados na deconvolução foram: índice estrutural = 1; máxima porcentagem de tolerância em profundidade = 15%; tamanho da janela = 10; distância máxima para aceitar 250; altura de voo = 100. O resultado da deconvolução foi filtrado para descartar os resultados com valores negativos. Para a interpretação da posição dos diques no espaço, apenas os diques com magnetismo normal foram utilizados. Com base nos resultados, interpretou-se que os diques ao norte do arco têm a tendência de mergulhar para a

direção sudoeste, enquanto os diques ao sul do arco tendem a mergulhar para nordeste. Por sua vez, os diques do centro do arco aparentam ter a tendência de serem verticais (Figura 100C). O deslocamento dos diques observados nos dados de magnetometria pode ser explicado por uma falha normal e a inclinação dos diques dá o efeito do deslocamento horizontal aparente, visto em planta. Esta posição dos diques demonstra que no momento de sua intrusão, aproveitaram estruturas resultantes do arqueamento do Arco de Ponta Grossa.

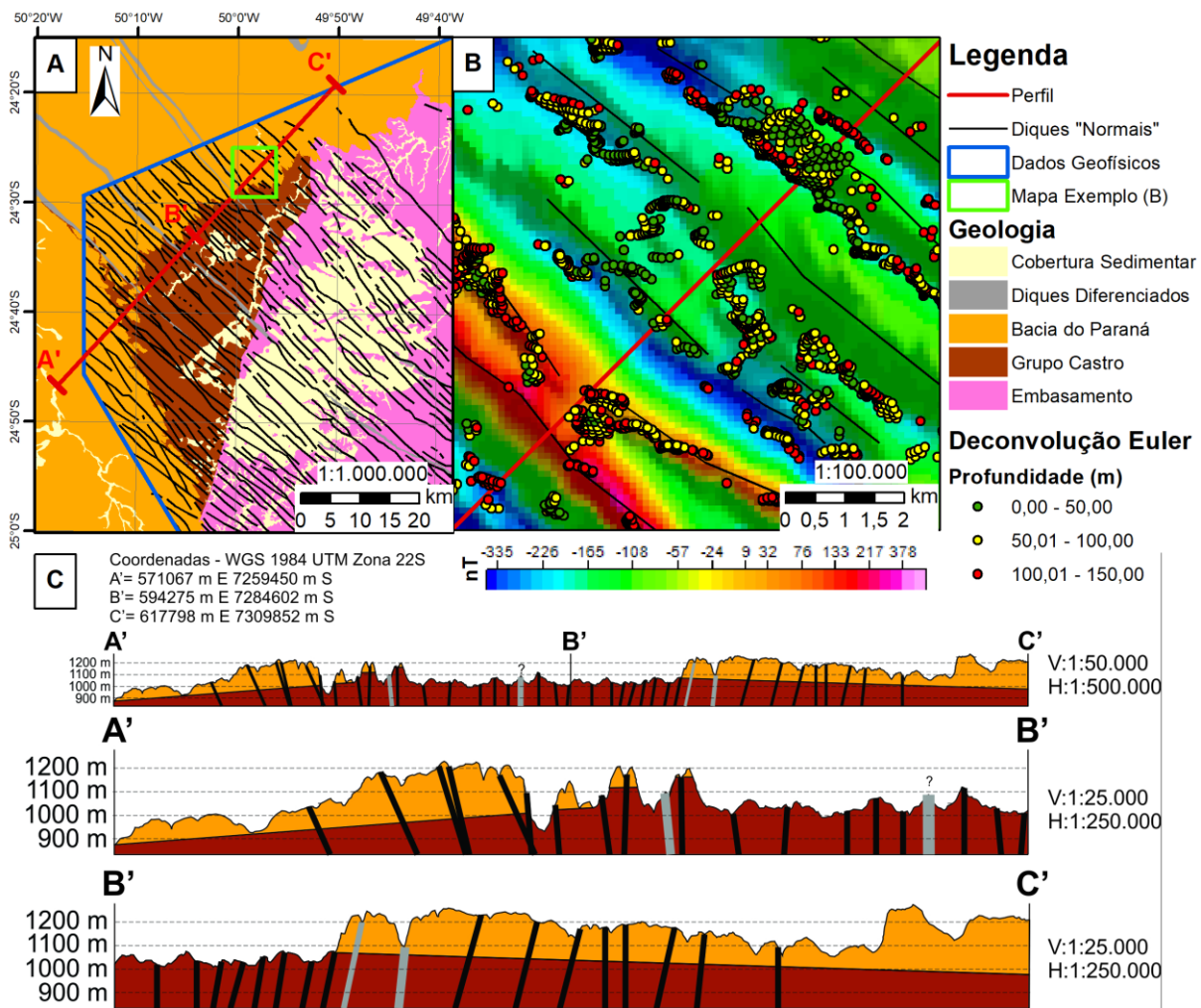


Figura 100 – Diques com susceptibilidade magnética aparente normal, interpretados a partir da magnetometria; B Detalhe de uma região com as soluções da deconvolução de Euler plotadas; C: Perfil interpretado no eixo do Arco de Ponta Grossa, mostrando a inclinação dos diques.

### 6.1.3. Assinaturas Notáveis Observadas nos Dados de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Apesar de terem sido descritos poucos afloramentos de sedimentos de planícies aluviais quaternárias, eles são facilmente identificáveis por serem regiões extremamente planas (ver Figura 22B). Na gamaespectrometria, essas planícies

apresentam baixa radioatividade (ver Figura 15A), o que pode ser resultados dos sedimentos arenosos e atenuação da emissão de radiação pela presença de água.

As regiões nas quais foi cartografada a Formação Castrolanda também são relativamente planas, porém menos que as planícies aluvionares atuais (ver Figura 22B). Esta formação também se situa em cotas mais altas do que a planície aluvionar e dos granitos do Complexo Cunhaporanga (ver Figura 22A). É observado nos dados de sensoriamento remoto que são regiões com plantações (ver Figura 21A, Figura 21B, Figura 21C e Figura 21D), o que pode ser um reflexo da fertilidade do solo e facilidade para mecanização da agricultura. Na gamaespectrometria ela é muito bem marcada pelo alto conteúdo de tório e urânio (ver Figura 15C e Figura 15D) e valores extremamente baixos de potássio (ver Figura 15B). Esta resposta da gamaespectrometria havia sido observada anteriormente por Ferreira *et al.* (2005) nos dados de levantamentos prévios, com menor resolução. Os autores interpretaram que esta resposta da gamaespectrometria se daria pelo intemperismo acentuado dos granitos do Complexo Cunhaporanga, o que é coerente com o elevado intemperismo da região em decorrência da alta precipitação pluviométrica – média de 1589 mm por ano (Climate-Data.org, 2022). As razões entre tório ou urânio com o potássio ressaltam muito bem a unidade. Interpreta-se o alto conteúdo de urânio na unidade devido à presença de matéria orgânica associada aos fósseis carbonizados. O alto conteúdo de tório pode indicar fontes ricas em minerais pesados resistatos e o baixo de potássio pode indicar uma maturidade relativamente elevada dos sedimentos.

Os arenitos da Formação Furnas apresentam baixos valores de NDVI (ver Figura 21C e Figura 21D), possivelmente por formarem solos arenosos pobres. São pobres em elementos radiogênicos e, no geral, formam planícies, exceto em suas escarpas. Na base das escarpas são encontrados os depósitos de tálus. Em direção às unidades de topo da Bacia do Paraná, o arenito aparenta conter conteúdos ligeiramente mais elevados de Th e U (ver Figura 15C e Figura 15D), o que pode ser reflexo da transição para a Formação Ponta Grossa.

Os tufos do Grupo Castro (Formação Aparição) apresentam um elevado conteúdo de K, e na aerogeofísica são facilmente separados de outras rochas siltsas (Formação Rio Pirai) nos mapas geofísicos por essa característica (ver

Figura 15B, Figura 16A, Figura 16B, Figura 16C, Figura 16E, Figura 17A e Figura 17B). Em mapas anteriores aos levantamentos aerogeofísicos de melhor resolução, essas unidades eram agrupadas em um mesmo conjunto de rochas (Lopes et al., 1966; Trein et al., 1966; Moro, 1993; Moro et al., 1994). Os tufos também apresentam uma baixa susceptibilidade magnética aparente, observado nos dados filtrados, para eliminar o efeito dos diques (ver Figura 18E e Figura 18F). O alto conteúdo relativo de potássio é coerente com tufos de origem riolítica e com alteração sericítica, que torna parte dessas rochas esverdeadas.

Os riolitos (Formação Tirania) e depósitos epiclásticos associados (Formação Piraí-Mirim) se destacam no relevo do Grupo Castro, formando serras alongadas. Essas rochas apresentam conteúdos moderados de potássio, urânio e tório (ver Figura 15B, Figura 15C e Figura 15D), além de uma susceptibilidade magnética aparente também moderada (ver Figura 18E e Figura 18F). Entre os riolitos da Formação Tirania, o Membro Ressaca apresenta um menor conteúdo relativo de potássio que o membro Bulcão (ver Figura 15B). Esta variação pode ser explicada pela tendência mais traquítica das rochas atribuídas ao Membro Ressaca.

Os siltitos e arenitos da Formação Rio Piraí apresentam uma resposta da gamaespectrometria muito similar aos dos sedimentos mais recentes da Formação Castrolanda. A diferença é que seu conteúdo de urânio é relativamente mais baixo do que da Formação Castrolanda (ver Figura 15D), a qual apresenta fósseis carbonosos. Essa unidade também aflora em regiões aplainadas, pois não sustenta o relevo.

As rochas da Formação Tronco apresentam uma radioatividade moderada a baixa (ver Figura 15A) não muito distintiva dos riolitos. É possível que isso se dê por normalmente apresentarem hidrotermalismo e preenchimento de vesículas. A susceptibilidade magnética dessas rochas aparenta ser a maior do Grupo Castro (ver Figura 18E e Figura 18F), mas é difícil delimitá-las com este fator, devido ao efeito do enxame de diques.

A Formação Espalha Brasa é restrita ao norte da bacia e apresenta um bom contraste na gamaespectrometria em relação ao Granito Joaquim Murinho, pois é muito menos radioativa que o granito (ver Figura 15A). Em relação aos siltitos e arenitos da Formação Rio Piraí, apresenta conteúdos relativos mais elevados de

potássio e menores de tório (ver Figura 15B e Figura 15D). Este efeito pode ser devido ao pouco transporte e baixa maturidade dos conglomerados. A Formação Espalha Brasa também se destaca no relevo, por apresentar uma maior declividade do que os siltitos e arenitos do Grupo Castro (ver Figura 22B e Figura 23).

No embasamento nota-se um grande contraste entre os granitos do embasamento. Os álcali-feldspato granitos (Granito Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho) apresentam um elevado enriquecimento em urânio e tório (ver Figura 15C e Figura 15D), apesar de apresentarem menor conteúdo de potássio relativamente aos granitos do Complexo Cunhaporanga (ver Figura 15B). O Granito Três Córregos, por sua vez, apresenta um conteúdo relativo de potássio na área de estudo, muito superior aos álcali-feldspato granitos e ao próprio Complexo Cunhaporanga (ver Figura 15B). Entre os granitos, o Complexo Cunhaporanga apresenta uma elevada susceptibilidade magnética aparente (ver Figura 18C, Figura 18E e Figura 18F). O Granito Três Córregos aparenta ter uma susceptibilidade magnética moderada a elevada (ver Figura 18C, Figura 18E e Figura 18F), e mais elevada na sua região nordeste (fora do enxame de diques e da área de estudo). Em contraste aos outros granitos, os álcali-feldspato granitos apresentam uma baixa susceptibilidade magnética aparente (ver Figura 18E e Figura 18F). O contraste da susceptibilidade magnética dos granitos pode ser correlacionado aos granitos das séries de ilmenita e magnetita (Ishihara, 1977). Interpreta-se que os álcali-feldspato granitos seriam da série de ilmenita, portanto reduzidos, enquanto os outros seriam representantes da série com magnetita, portanto oxidados.

As principais unidades do Grupo Itaiacoca apresentam um bom contraste na aerogeofísica entre si. Os metarenitos (incluindo aqui o Quartzito Serra das Pedras) se destacam no relevo (ver Figura 22A), em regiões com elevada declividade (ver Figura 22B) e apresentam uma baixa radioatividade relativa (ver Figura 15A). Os filitos apresentam um conteúdo relativo muito elevado de potássio (ver Figura 15B) e baixa dos outros elementos radioativos (ver Figura 15C e Figura 15D), característica que os fazem destacar em mapas de razões do potássio com outros elementos (ver Figura 16A, Figura 16B, Figura 16C, Figura 16E). Esta unidade também se destaca no relevo (ver Figura 22A e Figura 22B), porém não da mesma forma que os metarenitos. A unidade de metacarbonatos se destaca das outras unidades metassedimentares por aflorar em regiões mais arrasadas (ver Figura 22A e Figura

22B) e apresentar um conteúdo relativamente maior de urânio e tório em sua composição (ver Figura 15C e Figura 15D). Carbonatos puros tem baixa radioatividade (especialmente dolomitos), mas quando contém matéria orgânica podem apresentar valores relativamente altos de urânio (Dentith & Mudge, 2014). Nas rochas metacarbonáticas do Grupo Itaiacoca, são conhecidos de longa data estruturas estromatolíticas (Almeida, 1957), então é esperado que contenham uma quantidade considerável de matéria orgânica.

Há uma correlação dos sismos com os dados gravimétricos, principalmente os lineamentos NE-SW (ver Figura 19A e Figura 19B) Esses lineamentos podem marcar subdomínios da Bacia de Castro encobertos pela Bacia do Paraná, ou mesmo seu contato oeste não aflorante. Na área de estudo, a região do Arco de Ponta Grossa é ressaltada por uma anomalia regional positiva, e negativa ao seu redor. Em relação aos domínios litológicos, os granitos apresentam anomalias relativamente negativas enquanto as áreas onde afloram rochas do Grupo Castro e os metassedimentos da Faixa Itaiacoca apresentam anomalias gravimétricas positivas na região de estudo.

## **6.2. Mapas Gerados por *Machine Learning***

Nos mapas gerados por *Machine Learning* é facilmente observável que áreas do “Arenito Furnas” (Formação Furnas – Bacia do Paraná) estão classificadas como “Metarenito”. O resultado poderia ser melhorado com mais pontos classificados como “Arenito Furnas”. Apesar de serem unidades com respostas similares nos dados de aerogeofísica e de sensoriamento remoto (devido à sua composição similar) esse erro provém de um desequilíbrio nos afloramentos descritos. Há apenas 96 afloramentos (de um total de 3950) classificados como “Arenito Furnas” e 172 de 3950 classificados como metarenito. A área de exposição do “Arenito Furnas” é na realidade maior que do “Metarenito” na área de estudo. Também houve uma superestimativa na área de ocorrência de “vulcânicas ácidas” e “granito”. Esse efeito é possivelmente decorrente por essas rochas aflorarem relativamente melhor, então foram descritos mais afloramentos destas rochas.

Em comparação aos resultados obtidos com os mapas gerados por *machine learning*, é possível que a Formação Castrolanda esteja subestimada no mapa geológico. Por ser uma unidade recentemente definida, alguns afloramentos podem

ter sido confundidos com siltitos do Grupo Castro, além de existirem naturalmente poucos afloramentos da unidade. O mapa geológico não foi alterado, mas pode indicar áreas para serem investigadas no futuro, quando houver necessidade de detalhamento da unidade.

Apesar da acurácia numericamente maior dos mapas gerados por mapas prévios, essa acurácia deve ser reflexo da distribuição mais homogênea de pontos randômicos nas unidades. Os mapas gerados por pontos prévios têm a vantagem de refletirem diretamente afloramentos descritos. A utilização de dados pontuais de afloramentos descritos em conjunto com pontos interpretados por sensoriamento remoto nas unidades com menos afloramentos descritos tem potencial para gerar mapas mais próximos à realidade.

Para fatores prospectivos, a técnica mostrou uma surpreendente eficácia, mesmo com feições de interesse muito pequenas, que são veios de poucos metros de espessura, em comparação com a resolução espacial dos dados utilizados. No “Mapa Metalogenético da Bacia de Castro” (disponível no Apêndice XI) nota-se a associação e continuidade de áreas mineralizadas, além de *pixels* formando *trends* lineares, com associação a lineamentos do relevo. Estas últimas feições podem ser veios não cartografados. Como exemplo, podemos citar áreas ressaltadas em um *trend* NNE-SSW na borda da Bacia de Castro. A técnica de mapas gerados por *machine learning* ressaltou neste *trend* áreas como “veio de quartzo”, em, alinhado com minas e depósitos de hematita conhecidos (Figura 101, mapa A), nas quais a hematita hidrotermal está associada a veios de quartzo. Outro exemplo seria um lineamento NE-SW no relevo, no qual quatro *pixels* foram ressaltados sobre este lineamento. O lineamento é próximo (ca. 500 metros de distância) e paralelo a um veio aurífero conhecido, na região da Fazenda São Daniel (Figura 101, mapa B). No teste com o mapa gerado a partir de pontos de campo e com pontos de “aluvião” inferidos, de um total de 580067 *pixels* calculados na área, apenas 643 destes *pixels* foram classificados como “veios”, o que representa 0,1% da área ressaltada. Este grande fator de redução de área pode aumentar a eficiência de trabalhos de exploração mineral.

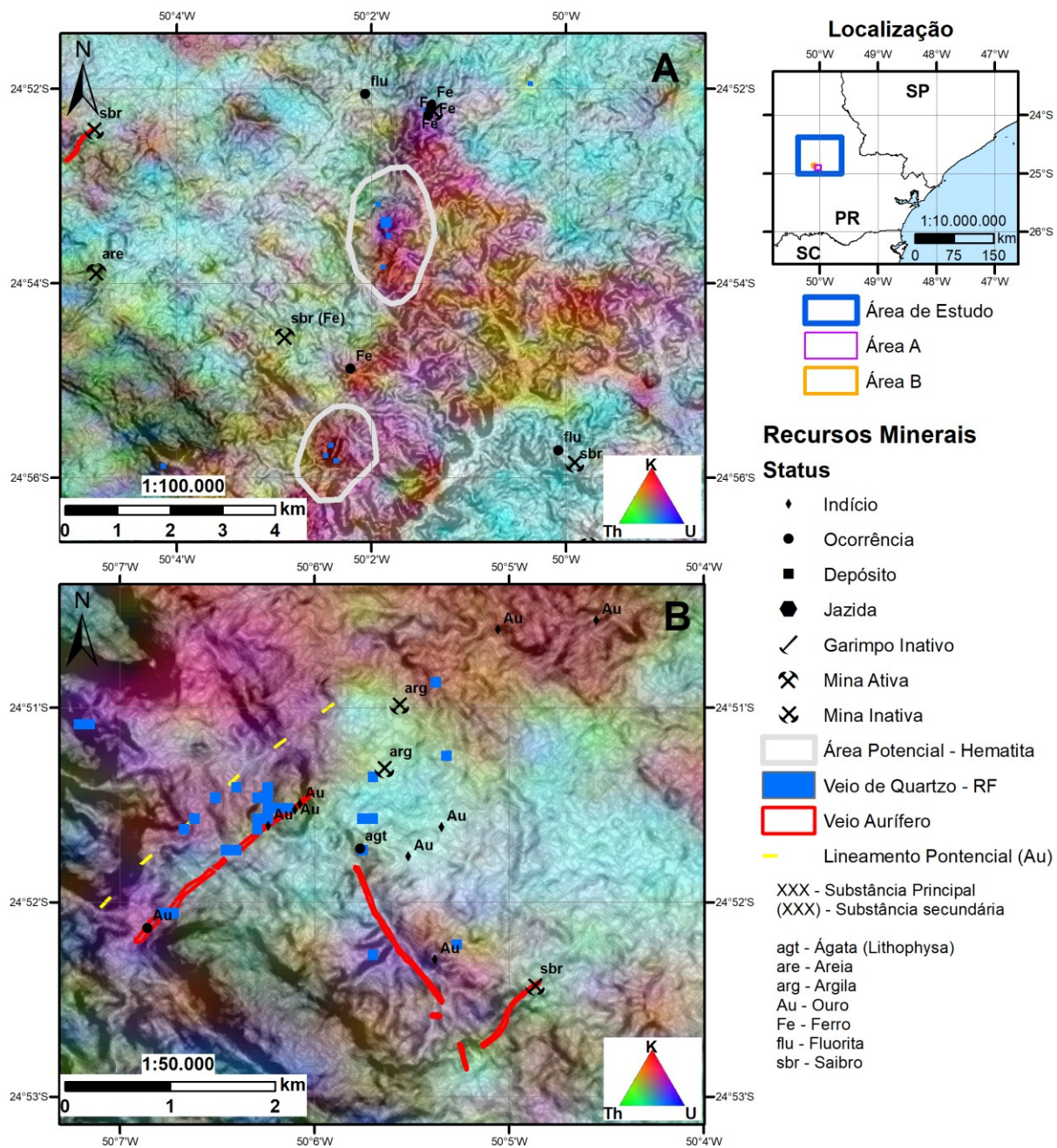


Figura 101 – Feições de interesse ressaltadas com a técnica de mapas gerados por *machine learning*, sobrepostos à mapa de declividade e ternário K-Th-U com transparência. A: *Trend* NNE-SSW, com minas e ocorrências de hematita conhecidas (indicadas como “Fe” no mapa), no qual foram ressaltados *pixels* classificados como veios de quartzo. B: Lineamento NE-SW no relevo (em amarelo), paralelo a um veio de quartzo conhecido, ressaltado por quatro *pixels* alinhados.

### 6.3. Contexto Tectônico

Os granitos Joaquim Murtinho e Serra do Carambeí são reconhecidos na literatura como sendo pertencentes ao tipo A2 (Guimarães, 2000). Porém, a associação desses granitos com as rochas ácidas da Bacia de Castro traz avanços no modelo de ambiente tectônico desta bacia. Os granitos tipo A1 são relacionados a *hotspots*, plumas ou ambientes de rifte continental, em ambiente anorogênico. O

subtipo A2 indica que os magmas foram gerados a partir de fusão de crosta, podendo ser relacionados com ciclos de zonas de subducção, colisão continental e ambientes pós-colisionais (Eby, 1992).

A Bacia de Castro está temporalmente posicionada no final da Orogênese Brasileira (Hasui, 2010). O fim desta orogênese pode ser relacionado a processos de desprendimento da placa oceânica (*slab breakoff*), no qual as forças de tração desta placa (*slab pull*) cessariam (Huw Davies & von Blanckenburg, 1995). A ascensão da astenosfera, decorrente da quebra da placa oceânica, resultaria em processos de *underplating* (Magni et al., 2017), gerando os magmas com tendência mais máfica e os magmas félsicos pela fusão da crosta continental (magmas tipo A2). Nesta interpretação tectônica, a Bacia de Castro seria classificada como um rifte ativo relacionado à subducção, segundo a classificação de Merle (2011), ou seja, com ascensão de material mantélico. Este modelo de transição tectônica é reconhecido em regiões do Tibete e é marcado por intenso magmatismo intraplaca, bimodal, sendo o magmatismo félsico do tipo A2 (Chen et al., 2014; Zhu et al., 2015; Tang et al., 2020). Modelos similares de riftes associados a subducção também são adotados para a região oeste da Placa Norte Americana, mas por retração da placa oceânica (*rollback*). Após eventos de subducção de baixo ângulo, responsáveis por metassomatizar a litosfera subcontinental, a retração da placa seria responsável pela formação da Província *Basin and Range* e seu magmatismo correlato (Lee, 2005). Neste contexto, os riftes formados são classificados como passivos, segundo a classificação de Merle (2011). Segundo o mesmo autor, os riftes ativos seriam marcados por intenso vulcanismo, o que é mais coerente com o observado na Bacia de Castro. Há segundo este modelo uma classe de rifte ativos associados a subducção derivados do acúmulo e espessamento de um *slab* estagnado. Um exemplo desse ambiente seria o campo vulcânico de Wudalianchi, localizado na China.

Adotando o modelo da ascensão da astenosfera para a formação da Bacia de Castro e correlatas, estas bacias poderiam ser consideradas riftes precursores das bacias do Paraná e do Parnaíba. A anomalia térmica gerada pela ascensão da astenosfera seria a responsável posteriormente pela instalação destas bacias intracratônicas. Em conjunto, o magmatismo bimodal da Bacia de Castro e bacias correlatas deve ter representado um expressivo volume (incluindo as não aflorantes

recobertas pelas bacias intracratônicas). O magmatismo destas bacias pode ser considerado em seu conjunto como uma SLIP (*Silicic Large Igneous Province*). Essa classificação seria embasada pelo grande volume de magma total, curto espaço de tempo e por ser um magmatismo intraplaca (Ernst, 2014).

#### 6.4. Estratigrafia

Algumas mudanças em relação a estratigrafia (ver Tabela 1) adotada por Mapa *et al.* (2019) são propostas aqui. As mudanças são o reposicionamento da Formação Aparição para o topo, relacionando-a com o magmatismo ácido e a subdivisão da formação Tirania em dois membros, denominados Ressaca e Bulcão (Tabela 19). Também se propõe a retirada da denominação “Formação São Daniel” para as argilas plásticas encontradas na região de Castro, pois foi reconhecido aqui que se tratam do produto de alteração hidrotermal. Na área de definição desta unidade, as argilas são recobertas por sedimentos cenozoicos, quaternários ou relacionados à “Formação Castrolanda”. O nome Formação Castrolanda também é sugerido para os sedimentos da recém definida “Bacia São Lourenço”. Infere-se que esta bacia é correlata as bacias do “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (Riccomini, 1990). Este rifte é composto pelas bacias de Curitiba, São Paulo, Taubaté e outras menores.

Tabela 19 - Proposta esquemática deste trabalho do empilhamento estratigráfico do Grupo Castro.

Grupo Castro				
Este Trabalho				
Topo	Fm. Aparição	Mb. Bulcão Mb. Ressaca	Fm. Piraí-Mirim	Fm. Rio Piraí
↑		Fm. Espalha Brasa		
↑				
Base		Fm. Tronco		
Dist.		Proximal	→	Distal

Sedimentar	Vulcânica
Epiclásticas	Tufos
Sedimentar	Ácidas - Fm. Tirania
Conglomerado	Básicas a intermediárias

Legenda

Observação: Fm. = Formação; Mb. = Membro.

A mudança na posição da Formação Aparição se justifica pela análise petrográfica da “rocha vulcânica escura” intercalada nos tufos da unidade (afloramento BT-025). Cogitou-se que esta rocha seria uma rocha vulcânica

intermediária, relacionada com a Formação Tronco (Mapa et al., 2019). Ao microscópio, porém, é possível identificar que a rocha se trata de um tufo de cristais extremamente soldado (ver Figura 43A, Figura 43B, Figura 43C e Figura 43D), com fenocristais de quartzo bipiramidado e feldspato potássico sericitizado. A composição dos fenocristais denota a característica ácida deste tufo, portanto relacionado com a Formação Tirania.

O elevado grau de soldagem do tufo de cristais, a perturbação das camadas e a alteração hidrotermal destes tufos (principalmente silicificação e sericitização) são indicativos de fácies intracaldeira. A Formação Aparição, em sua seção tipo (próximo ao Ribeirão Aparição), apresenta estas características e deve representar um lago intracaldeira, com deposição de tufos e sedimentos preferencialmente vulcanoclásticos retrabalhados (Figura 102). Esta suposta caldeira é localizada cerca de 6 km a noroeste da estrutura circular da Fazenda São Daniel, reconhecida por Serrano (2013).

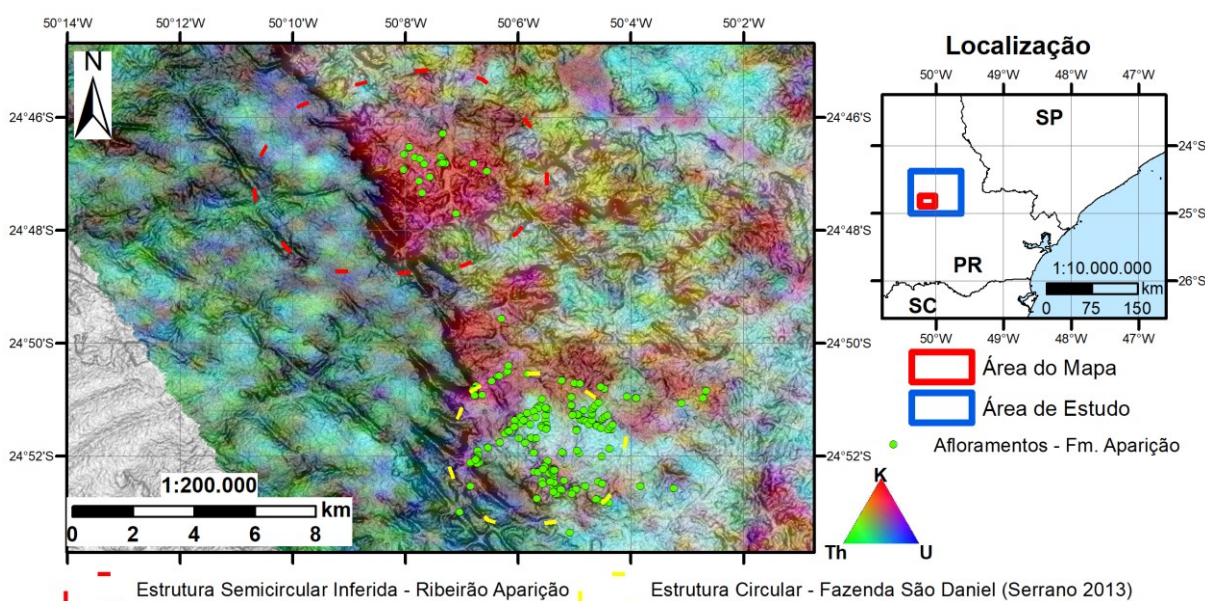


Figura 102 – Mapa de afloramentos descritos da Formação Aparição e estruturas circulares da Fazenda São Daniel (Serrano, 2013) e inferida na região do Ribeirão Aparição. As estruturas e afloramentos estão sobre composição ternária (K, Th, eU) com transparência e mapa de declividade. Devido à anomalia relativa em potássio das rochas da Formação Aparição, as regiões com rochas desta unidade tendem ser destacadas com cor vermelha na composição ternária.

A divisão da Formação Tirania em membros é proposta visando um melhor entendimento da distribuição das rochas ácidas na Bacia de Castro. Esta subdivisão se baseia em parte nos “pórfiros” descritos por Leinz (1936). O Membro Ressaca corresponderia aos primeiros derrames riolíticos, equivalentes ao “quartzo pórfiro,

cor tijolo claro” (Tipo A). O quartzo pórfiro cor chocolate (Tipo B) e quartzo pórfiro brechoso (Tipo C) seriam relacionados ao vulcanismo mais tardio, representado pelo Membro Bulcão.

## **6.5. Estruturas**

A identificação e contextualização das estruturas é fundamental para o entendimento da evolução da Bacia de Castro. As estruturas são importantes canalizadores de fluidos, sendo fundamentais na gênese de muitos depósitos minerais. Um exemplo disso é que algumas das estruturas da Bacia de Castro ainda canalizam fluidos, como a Falha de Jaguariaíva. Nesta estrutura, ao sul da cidade de Castro, são descritas fontes termais atuais com temperatura média de 29,5 °C (Bigarella & Salamuni, 1958). As fontes hipotermiais atuais da cidade de Castro hoje são de água não juvenil, e são aquecidas pelo grau geotérmico. Mesmo não se tratando de fluidos mineralizadores, estas fontes indicam a capacidade dessas grandes estruturas de canalizarem fluidos. A vazão das fontes de água quente foi estimada pelos mesmos autores em 6 mil litros por hora, mas segundo os detentores dos direitos de lavra dessas águas a vazão natural é de 12 mil litros por hora, com temperatura de 31 °C (Grupo Calpar, 2015).

Para o entendimento dos dados estruturais foram traçados e processados lineamentos obtidos em dados geofísicos e de sensoriamento remoto. Foram também processados dados de medidas estruturais coletadas em campo e compiladas da literatura.

### **6.5.1. Análise de lineamentos**

Os lineamentos foram extraídos manualmente de dados aerogeofísicos processados de magnetometria, de gravimetria e do relevo. Os lineamentos dos dados de magnetometria rasos (Figura 103A) foram extraídos principalmente de mapas das derivadas do campo magnético (ver Figura 18D). Os diques foram interpretados dos mapas do campo magnético anômalo reduzido ao polo e da amplitude do sinal analítico (gradiente total). Os lineamentos dos dados de magnetometria profunda (Figura 103B) foram extraídos dos dados de magnetometria filtrados (filtro direcional cosseno na direção 315° para reduzir o efeito dos diques e continuada para cima, com valores de 300 a 500 metros, para reduzir ruído e ressaltar fontes profundas). Os lineamentos dos dados de gravimetria (Figura 103C)

foram interpretados a partir dos dados gravimétricos de modelos de satélite e terrestres. Os lineamentos do relevo (Figura 103D) foram extraídos dos mapas de relevo sombreado e de declividade.

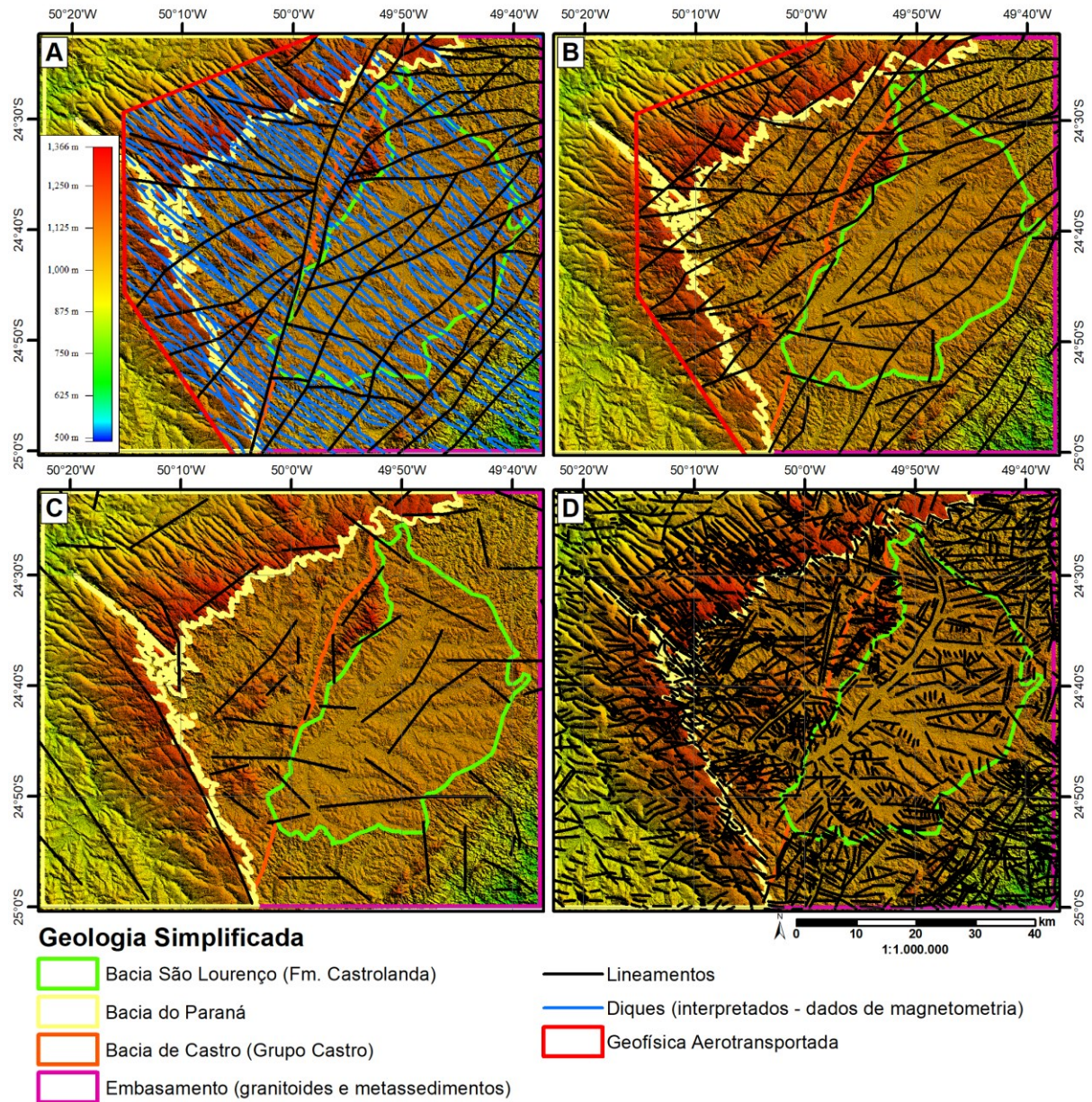


Figura 103 – Mapas com lineamentos extraídos na Baía de Castro (sobrepostas ao relevo). A: Lineamentos dos dados de magnetometria rasos e diques interpretados; B: Lineamentos dos dados de magnetometria profundos; C: Lineamentos dos dados de gravimetria; D: Lineamentos extraídos do relevo.

Nas tabelas das polilinhas de lineamentos geradas, calculou-se o azimute médio de cada uma das polilinhas e os quadrantes. Este cálculo foi realizado utilizando-se *scripts* na ferramenta *Field Calculator*, disponibilizado pelo suporte técnico do fornecedor do *software ArcGIS* (Esri Technical Support, 2021). A síntese destes resultados encontra disponível na Tabela 20.

Tabela 20 - Direção preferencial dos lineamentos traçados (em porcentagem dos lineamentos traçados)

Lineamentos	N-S		NNE-SSW		NE-SW		ENE-WSW		E-W		WNW-ESE		NW-SE		NNW-SSE		Total
<b>MDE</b>	107	5%	159	8%	180	9%	195	10%	365	18%	422	21%	492	24%	124	6%	<b>2044</b>
<b>Mag. Rasa</b>	1	2%	5	10%	17	34%	7	14%	13	26%	6	12%	1	2%	0	0%	<b>50</b>
<b>Diques</b>	0	0%	0	0%	0	0%	0	0%	0	0%	26	8%	267	86%	16	5%	<b>309</b>
<b>Mag. Prof.</b>	1	1%	9	11%	28	33%	26	31%	18	21%	3	4%	0	0%	0	0%	<b>85</b>
<b>Gravimetria</b>	4	8%	3	6%	7	15%	5	10%	11	23%	3	6%	10	21%	5	10%	<b>48</b>
<b>Total</b>	<b>113</b>	<b>4%</b>	<b>176</b>	<b>7%</b>	<b>232</b>	<b>9%</b>	<b>233</b>	<b>9%</b>	<b>407</b>	<b>16%</b>	<b>460</b>	<b>18%</b>	<b>770</b>	<b>30%</b>	<b>145</b>	<b>6%</b>	<b>2536</b>

Observação: Mag. = Magnetometria; Prof. = Profundo; MDE = Modelo Digital de Elevação.

Uma vez que apenas a análise da quantidade de lineamentos poderia ocultar a relevância dos lineamentos maiores, calculou-se o tamanho dos lineamentos (em km) em razão da sua direção preferencial (Tabela 21). Com esse cálculo, estas direções preferenciais ficaram ainda mais concentradas em alguns quadrantes.

Tabela 21 - Direção preferencial dos lineamentos traçados (em porcentagem de quilômetros de lineamentos traçados)

Lineamentos (km)	N-S		NNE-SSW		NE-SW		ENE-WSW		E-W		WNW-ESE		NW-SE		NNW-SSE		Total
<b>MDE</b>	231	5%	390	9%	448	10%	406	9%	958	21%	853	19%	1033	23%	199	4%	<b>4518</b>
<b>Mag. Rasa</b>	5	1%	164	17%	334	35%	148	15%	190	20%	91	10%	24	3%	0	0%	<b>956</b>
<b>Diques</b>	0	0%	0	0%	0	0%	0	0%	0	0%	97	5%	1963	92%	63	3%	<b>2123</b>
<b>Mag. Prof.</b>	9	1%	113	10%	501	46%	308	28%	129	12%	41	4%	0	0%	0	0%	<b>1101</b>
<b>Gravimetria</b>	33	6%	8	1%	93	17%	38	7%	125	23%	31	6%	113	20%	112	20%	<b>553</b>
<b>Total</b>	<b>278</b>	<b>3%</b>	<b>675</b>	<b>7%</b>	<b>1376</b>	<b>15%</b>	<b>900</b>	<b>10%</b>	<b>1402</b>	<b>15%</b>	<b>1113</b>	<b>12%</b>	<b>3133</b>	<b>34%</b>	<b>374</b>	<b>4%</b>	<b>9251</b>

Observação: Mag. = Magnetometria; Prof. = Profundo; MDE = Modelo Digital de Elevação.

A direção dos lineamentos do relevo também mostra maiores concentrações de lineamentos nas direções NW-SE, E-W e WNW-ESE. Os lineamentos da gravimetria exibem um padrão similar ao de relevo. A direção possivelmente NW-SE no relevo e na gravimetria deve ser influência direta do enxame de diques, que são fortemente concentrados nesta direção. A direção dos lineamentos E-W e WNW-ESE poderia refletir algum acomodamento após o soerguimento causado pelo Arco de Ponta Grossa. As estruturas observadas na magnetometria apresentam um padrão divergente das observadas no relevo e gravimetria. Os lineamentos ressaltam principalmente estruturas NE-SW, ENE-WSW e E-W, tendo uma concentração maior nas estruturas profundas. Esses lineamentos devem refletir as estruturas do embasamento do Grupo Castro, que podem ter sido reativadas posteriormente. As principais estruturas cartografadas na Bacia de Castro em sua área aflorante estão nessas direções. A estruturação com direção NE-SW é reconhecida como a estruturação da Faixa Ribeira na região, sendo inclusive a direção preferencial da

Faixa Itaiacoca e tem relação com a Orogênese Brasileira. As estruturas ENE-WSW e E-W possivelmente refletem estruturas de alívio desta compressão, representando áreas de fraqueza. Estas áreas de fraqueza poderiam facilitar a ascensão de intrusões tardias ou posteriores à orogênese, como o caso observado em relação à Suíte Gentil (ver Figura 96) ou até mesmo corpos alcalinos relacionados ao magmatismo no cretáceo. Fora da área de estudo, foram observados lineamentos suaves nas derivadas do campo magnético, com direção E-W, aparentemente relacionados com as intrusões alcalinas do Vale do Ribeira. Estas zonas de fraqueza também poderiam ser relacionadas com os processos de acomodação pós-soerguimento do Arco de Ponta Grossa, sugeridos para os lineamentos observados no relevo e gravimetria.

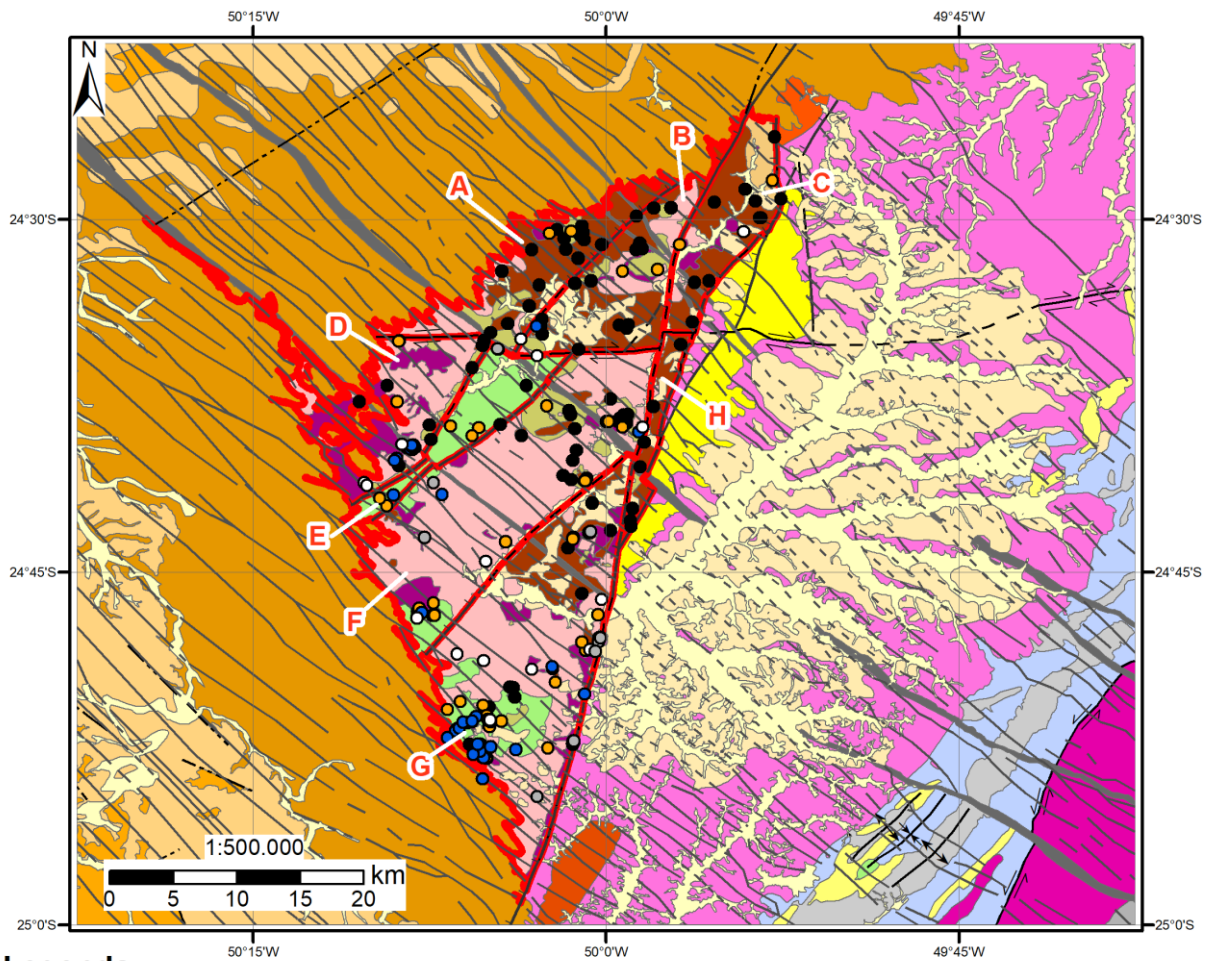
### 6.5.2. Análise de medidas estruturais

A partir dos dados de campo e da literatura foram compilados dados de medidas estruturais na área de afloramento do Grupo Castro (Tabela 22). Para facilitar a compreensão do arcabouço estrutural da Bacia de Castro, a bacia foi subdividida em oito subdomínios definidos pelas principais estruturas previamente cartografadas (Figura 104).

Tabela 22 – Medidas estruturais no Grupo Castro

<b>Autor</b>	<b>Ano</b>	<b>S0</b>	<b>Juntas</b>	<b>Veios-Kln</b>	<b>Veios-Hem</b>	<b>Veios-Qtz</b>	<b>Total</b>
<b>Este Trabalho</b>	2020	61	57	6	10	19	<b>153</b>
<b>CPRM<sup>1</sup></b>	E.A.	13	25	0	0	0	<b>38</b>
<b>CPRM<sup>2</sup></b>	2019	40	18	13	4	8	<b>83</b>
<b>Serrano<sup>3</sup></b>	2013	9	20	1	0	23	<b>53</b>
<b>CPRM<sup>4</sup></b>	1977	7	0	0	0	0	<b>7</b>
<b>CPRM<sup>5</sup></b>	1974	2	0	0	0	0	<b>2</b>
<b>Total</b>		<b>132</b>	<b>120</b>	<b>20</b>	<b>14</b>	<b>50</b>	<b>336</b>

Obs. Fonte dos dados 1 = (CPRM, (em andamento)) ; 2 = (Mapa et al., 2019); 3 = (Serrano, 2013); 4 = (Lopes Jr. et al., 1977); 5 = (Algarte et al., 1974); S0 = acamamento; Kln = caulinita; Hem = Hematita; Qtz = Quartzo; E.A. = Em andamento.



## Legenda

### Sedimentos cenozoicos

- Depósitos aluviais
- Fm. Castrolanda (Sedimentos Lacustrinos)

### Bacia do Paraná

- Diques de diabásio (Fm. Serra Geral)
- - - Diques encobertos (Fm. Serra Geral)
- Diagonals (top-left to bottom-right) Diques diferenciados (Fm. Serra Geral)
- Arenitos e diamictitos (Grupo Itararé)
- Folhelhos e siltitos (Fm. Ponta Grossa)
- Arenitos Grosseiros (Fm. Furnas)

### Bacia de Castro

- Depósitos Epiclásticos (Fm. Pirai-mirim)
- Riolitos (Fm. Tirania)
- Tufos (Fm. Aparição)
- Basaltos e andesitos (Fm. Tirania)
- Siltitos (Fm. Rio Pirai)
- Conglomerados (Fm. Espalha Brasa)

### Granitoides

- Álcali-Feldspato Granito Serra do Carambeí
- Álcali-Feldspato Granito Joaquim Murinho
- Granito Três Córregos
- Granito Cunhaporanga

### Metassedimentos

- Metacarbonatos (Grupo Itaiacoca)
- Metapelitos (Grupo Itaiacoca)
- Metarenitos (Grupo Itaiacoca)
- Metavulcânicas (Grupo Itaiacoca)
- Quartzito Serra das Pedras
- Xistos (Grupo Votuverava)

### Domínios - Bacia de Castro

- Domínios (com subdomínios indicados)

### Estruturas

- - - Falha encoberta
- - - - Falha inferida
- Falha normal
- ↔ Falha dextra
- ↔ Falha Sinistral
- ↕ Antiforme
- ↕ Sinforme

### Dados de Campo

- Fraturas
- Estratificação
- Veios de Hematita
- Veios de Caulinita
- Veios de Quartzo

Figura 104 – Mapa geológico da Bacia de Castro com localização das medidas estruturais compiladas plotadas e subdomínios (A até H) indicados.

A partir dos dados compilados e divididos por subdomínios, os dados estruturais foram plotados em estereogramas e rosetas. Para esta plotagem, foi

utilizado o *software OpenStereo* (Correia, 2022) Os dados de acamamento mostram que os mergulhos, no geral são relativamente suaves (Figura 105).

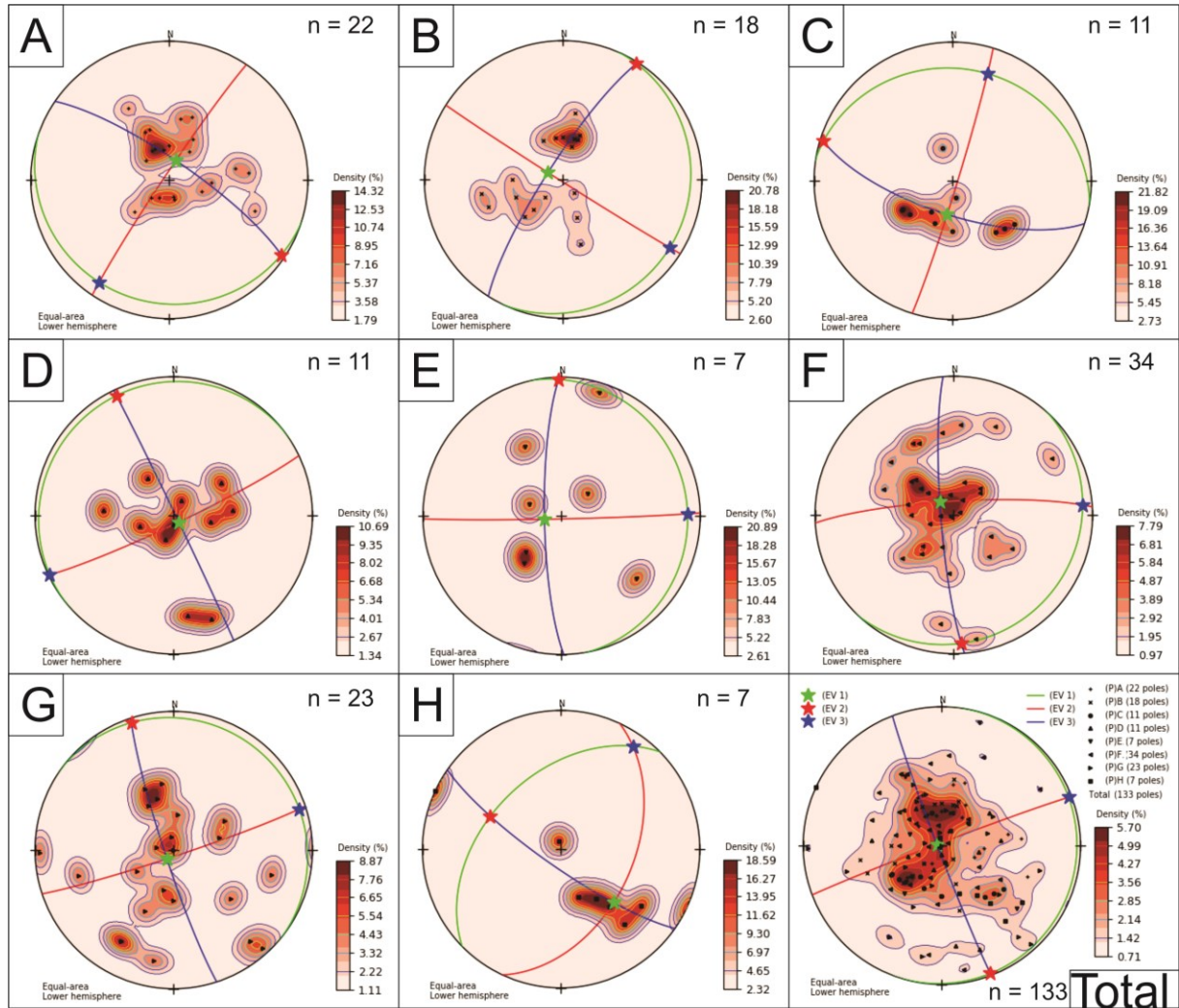


Figura 105 – Estereogramas das medidas de acamamento separadas em subdomínios (A até H) e totais.

Nota-se, porém que o caimento das camadas nos subdomínios não é homogêneo (Figura 106). Possivelmente este fenômeno deve-se a rotação de blocos (associados a estes domínios) em eventos pós-deposicionais.

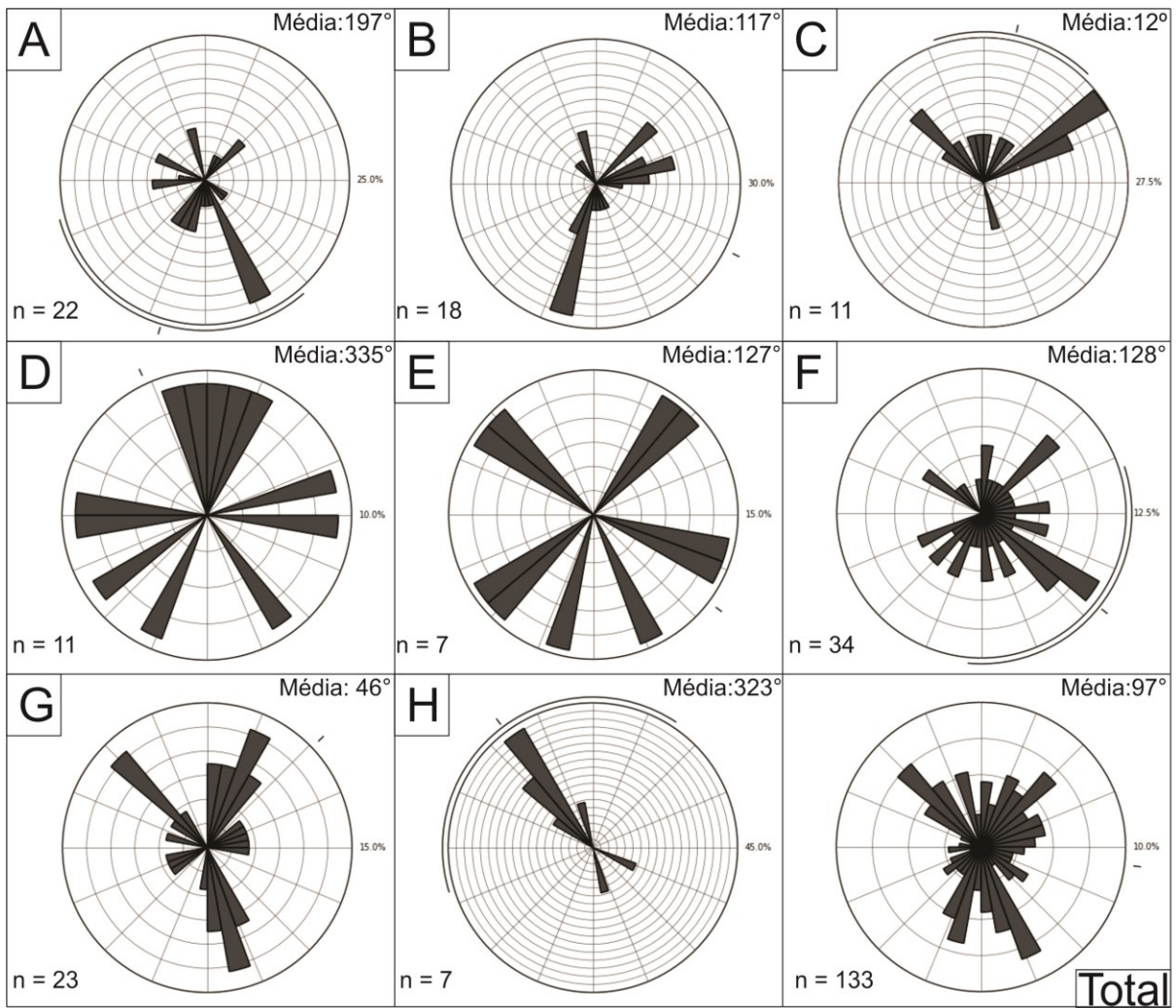


Figura 106 – Rosetas das medidas de acamamento separadas em subdomínios (A até H) e totais.

Plotando no mapa as medidas médias dos subdomínios em mapa (Figura 107), nota-se que os domínios centrais (B, D, E, F e H) tendem a ter medidas na direção aproximada NE-SW. Os domínios mais externos (A, C e G) apresentam direções mais próximas a E-W. No geral, as medidas têm uma direção média quase N-S. Esta medida média geral pode ser reflexo da deformação causada pelo Arco de Ponta Grossa.

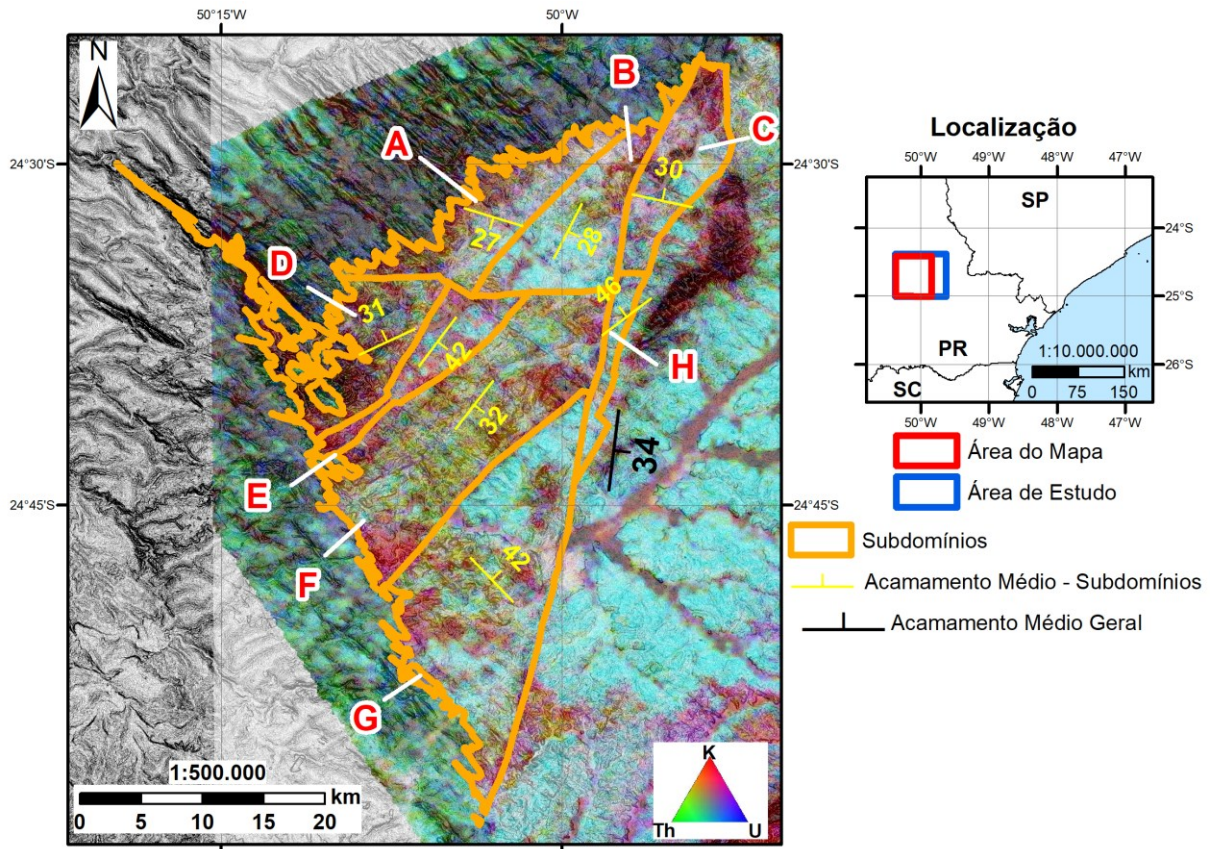


Figura 107 - Subdomínios com medidas médias plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade.

Por apresentarem um número menor de medidas e uma distribuição espacial não homogênea, os dados de veios de hematita, caulinita, quartzo e as fraturas foram interpretados sem a subdivisão por domínios. No geral, essas estruturas tem a tendência de apresentar direção NE-SW. As juntas apresentam um caimento para SE, então pode se julgar que tenham relação com a estruturação geral da bacia (blocos com direção NE-SW). As juntas, no geral, apresentam um alto ângulo de mergulho, como pode ser observado no estereograma (Figura 108A e Figura 108B). Assim como as juntas, as fraturas preenchidas por caulinita também apresentam alto ângulo de mergulho. As medidas das vênulas de caulinita têm uma tendência de mergulho para norte, mas esse deve ser um efeito da localização das medidas (Figura 108C e Figura 108D). Das 20 medidas analisadas, 17 foram tomadas em domínios do sul da bacia (domínios D, F G). Essa tendência para o norte pode ser uma rotação das fraturas preenchidas durante a formação do Arco de Ponta Grossa. As medidas foram tomadas ao sul deste arco. Caso as fraturas fossem em sua origem praticamente verticais, ao se formar o arco elas apresentariam caimento para o norte, devido à rotação. As vênulas preenchidas por hematita apresentam alto

mergulho, similar ao observado nas juntas nas vênulas preenchidas por caulinita. Porém, nota-se que essas vênulas têm uma tendência de caimento para leste (Figura 108E e Figura 108F). Essa tendência pode ser um efeito da concentração das medidas no domínio G (11 de 14 medidas). Em contraste com as outras medidas de fraturas, vênulas e veios, os veios de quartzo não apresentam, no geral, um mergulho tão acentuado (Figura 108E). É possível que essa discrepância seja porque parte dos veios de quartzo é encontrada no contato de rochas com diferenças de permeabilidade, que canalizaram os fluidos mineralizantes em estruturas de menor ângulo. No geral, os veios apresentam a direção NE-SW (Figura 108F). Porém esse predomínio é justamente observado nos veios de maior ângulo. Das 50 medidas de veios, 10 apresentam mergulho menores que  $40^\circ$  e destas 10 medidas, apenas uma tem direção NE-SW. Portanto, pode-se inferir que os veios de baixo ângulo são encaixados nos contatos litológicos da bacia, enquanto os de alto ângulo tendem a ser encaixados nas estruturas principais. A distribuição das medidas também pode ter um efeito direcional dos dados, pois 48 das 50 medidas de veios de quartzo foram tomadas nos domínios D, F e G.

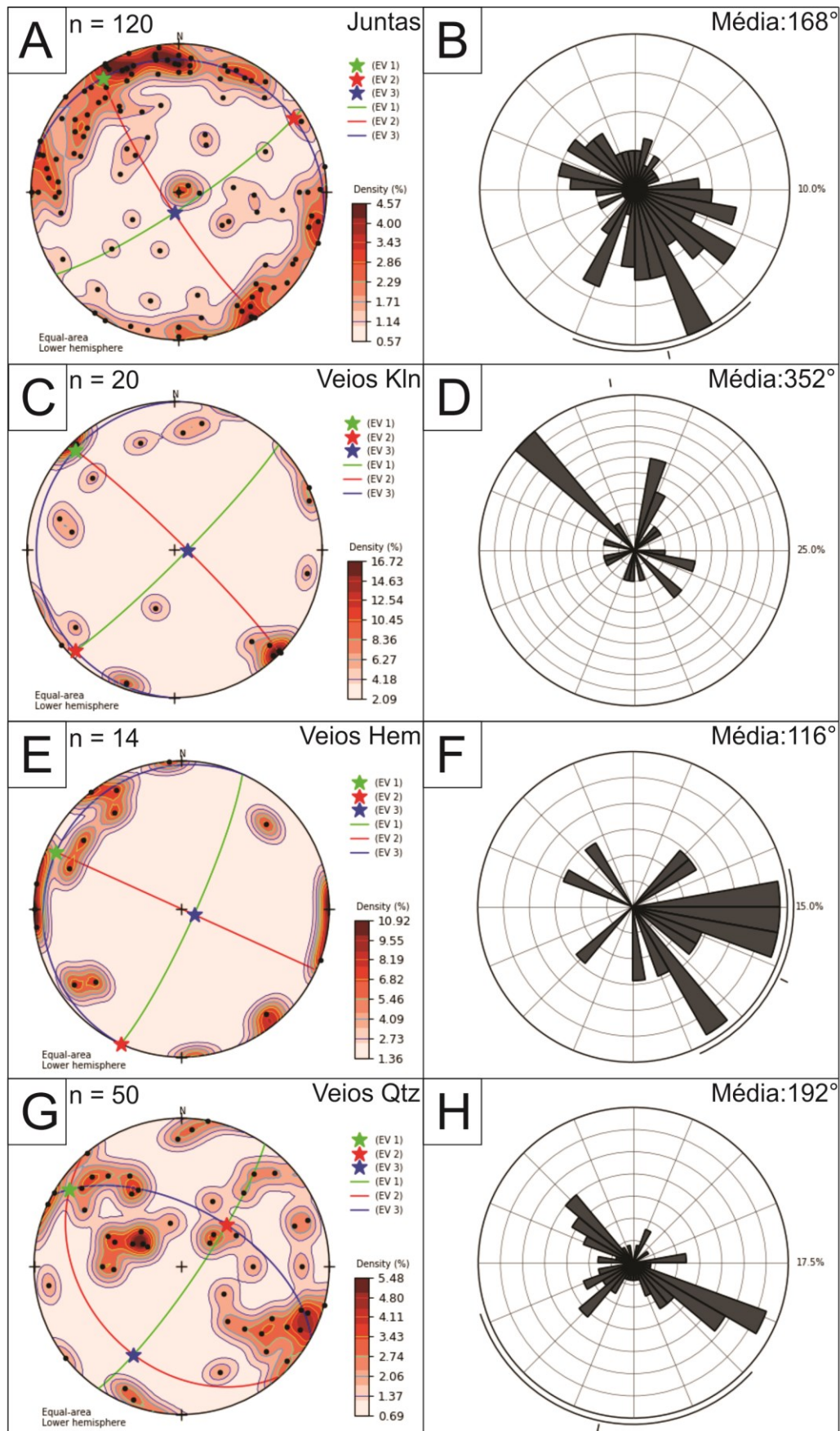


Figura 108 – Estereogramas e rosetas dos dados de juntas (A e B), veios de caulinita (Kln - C e D), veios de hematita (Hem - E e F) e veios de quartzo (Qtz - G e H).

## 6.6. Zonas de Alteração Hidrotermal e Ocorrências Minerais

A visita no local das minas de alunita foi motivada pelo motivo deste mineral ser um mineral indicador de sistemas epitermais do tipo *high-sulfidation* (White & Hedenquist, 1995). No entanto, interpretou-se que esta alunita foi formada pela percolação de fluidos meteóricos canalizados na fratura que corta os arenitos da Formação Furnas e as rochas ignimbríticas do Grupo Castro (ver Figura 60C). Portanto, a alunita lavrada no local não apresentaria relação com sistemas epitermais. A textura pulverulenta do material (ver Figura 60B), denota baixa cristalinidade, indicando também uma origem relacionada com processos supérgenos.

Na região, o afloramento FB-065 (no qual foi identificado um veio aurífero), próximo ao Rio Iapó foram encontrados fragmentos de uma rocha muito leve, porosa, composição silicosa e internamente de cor muito branca (Figura 109). Interpreta-se que estes fragmentos possam ser resquícios de mantas de alteração argílica (*argillic alteration blanket*) silicificados.



Figura 109 – Fragmentos arredondados de material silicoso, cor branca, muito leve, poroso e relativamente frável. Possível manta de alteração argílica (*argillic alteration blanket*) silicificada (margem do Rio Iapó, próximo ao afloramento FB-065, foto por Felipe Brito Mapa).

Os depósitos de argila descritos na Bacia de Castro também são interpretados como mantas de alteração argílica, devido à sua caracterização como produto hidrotermal. Essas mantas de alteração podem servir com vetor para exploração mineral (Figura 110). Por ser uma feição superficial, a presença dessas mantas de alteração também revela um nível erosivo muito baixo nesses locais. Existem importantes depósitos de caulinita, em ambiente similar na Bacia de Campo Alegre, o que abre potencial exploratório para as outras bacias correlatas à Castro.

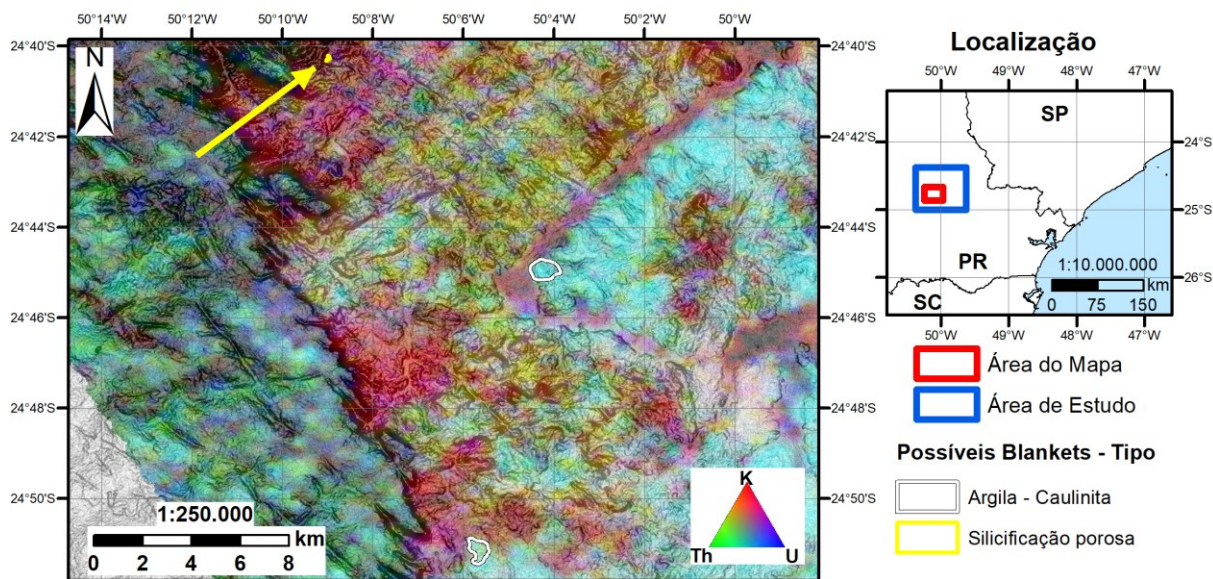


Figura 110 - Mapa com ocorrências de mantas de alteração argílica. Afloramentos de referência: FB-065 (silicificação porosa, norte, indicado pela seta); IM-091 (centro do mapa); IM-027 e IM-028 (sul do mapa). As ocorrências estão plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade.

As *Lithophysae* são típicas de lavas e ignimbritos de composição rica em sílica (Breitkreuz, 2013). O mesmo autor cita que as cavidades podem ser preenchidas com minerais de alta temperatura, da fase vapor ou material de baixa temperatura como ágata, quartzo e outros minerais. Algumas *lithophysae* encontradas na Bacia de Castro (Figura 111) apresentam qualidade gemológica, principalmente as preenchidas por ágata (ver Figura 56B). As zonas de alteração por sericita muitas vezes contém *lithophysae* com presença de ouro acima do limite de detecção. Estas zonas de alteração podem fornecer um modelo exploratório para ouro de baixo teor, visando grandes volumes. Em campo, essa zona é facilmente identificada por cores verdes claras (verde maçã) ou verde escura, quando há presença de clorita. Neste último caso, a alteração com clorita é mais frequente quando observado rochas vulcânicas máficas nas proximidades do contato com rochas vulcânicas ácidas. Interpreta-se que essas zonas de alteração hidrotermal ocorram próximas à base dos derrames pelo contraste químico das lavas riolíticas com os litotipos recobertos, além da base do derrame ser uma região relativamente mais permeável.

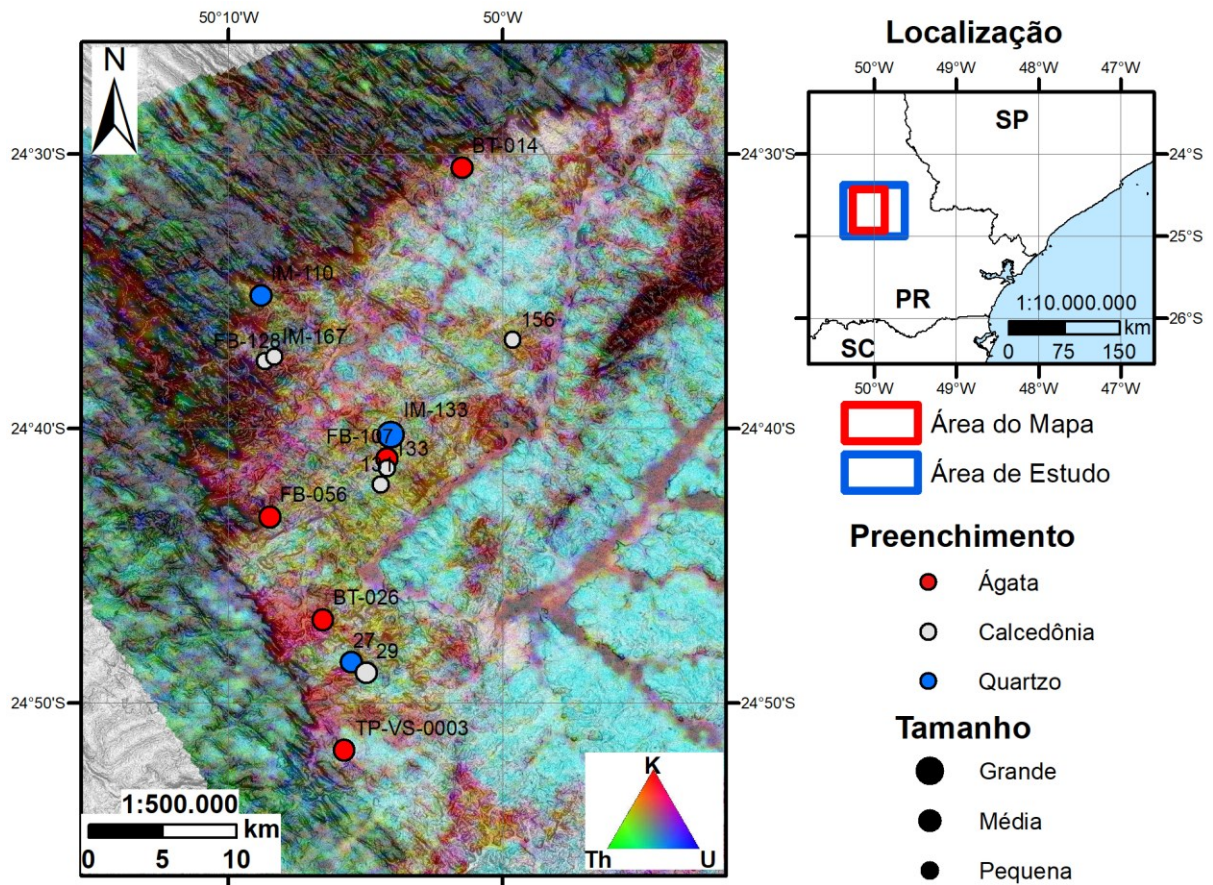


Figura 111 – Mapa de afloramentos nos quais *lithophysae* foram descritas. Observação: a *Lithophysa* do afloramento BT-014 foi encontrada em um depósito epiclástico. As ocorrências de *lithophysae* estão plotadas sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade.

Os veios de calcedônia e quartzo e as zonas silicificadas mineralizadas em ouro são encontrados em dois contextos: no contato basal de uma rocha impermeável, geralmente derrames de rochas vulcânicas ácidas (Figura 112A); e associados a estruturas (Figura 112B). Os contatos impermeáveis e estruturas canalizam os fluidos mineralizadores. Ao redor dos veios e zonas silicificadas é comum observar alteração por argila das rochas encaixantes. Nessas zonas argilizadas ao redor dos veios, Perrotta *et al.* (2018) identificaram por espectroscopia de reflectância illita, esmectita e caulinita. Os contatos basais dos derrames riolíticos e as zonas de falha que basculam os *horsts* e *grabens* internos da bacia são o alvo prospectivo principal para este tipo de mineralização. Usualmente os veios nos contatos dos derrames tem um mergulho menor do que os associados às zonas de falha.

No geral, os veios de calcedônia e zonas de silicificação mineralizados apresentam cor branca (Figura 112C). Porém, em alguns veios foi constatado que a

calcedônia apresentava cores acinzentadas (Figura 112D). Essas cores podem ser decorrentes de efeitos da radiação natural (Marques, 2012). Em alguns veios foi notada a presença de cavidades (Figura 112D), interpretados como carbonatos lixiviados, possivelmente calcita placoide. A calcita placoide é precipitada a partir de fluidos em efervescência (*boiling*), pela exsolução de CO<sub>2</sub> (Simmons & Christenson, 1994).

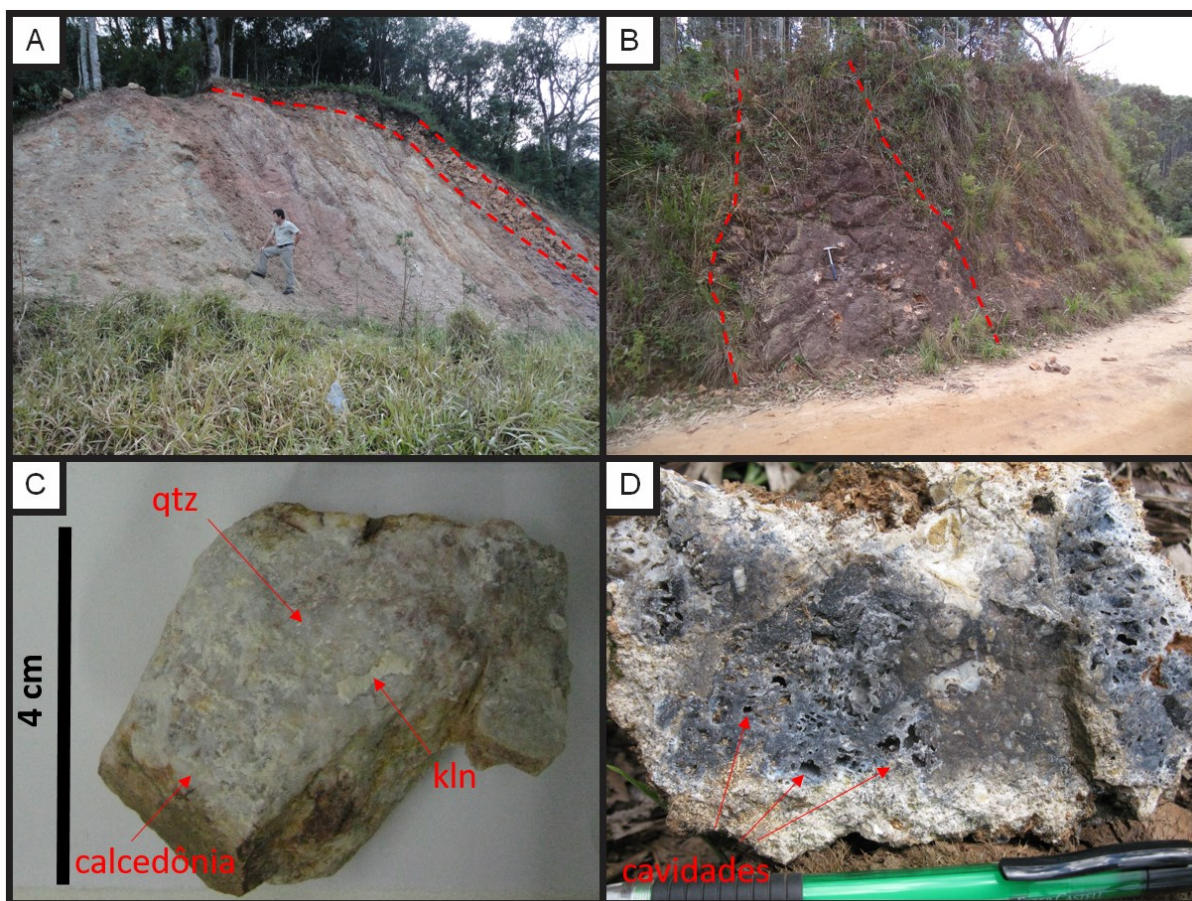


Figura 112 - Prancha de veios e zonas silicificadas auríferas da Bacia de Castro. A: Zona de silicificação (tracejado em vermelho) entre o contato de riolitos no topo (Formação Tirania) e siltitos na base (Formação Rio Pirai) – Afloramento FB-005; B: Veio em zona de falha (tracejado em vermelho) – Afloramento FB-065, foto por Bruno Boito Turra; C: Detalhe de amostra do veio mostrado em “A”, contendo calcedônia e quartzo (qtz) e material caulinizado (kln) Amostra do afloramento FB-005, foto por Felipe Brito Mapa; D: Amostra coletada no afloramento mostrado em “B” de brecha de calcedônia cinza brechada e ressilicificada, a qual contém cavidades, interpretadas como proventos de dissolução de minerais carbonático - Amostra do afloramento FB-065, foto por Felipe Brito Mapa.

O ouro nos sistemas epitermais da Bacia de Castro é depositado por mudanças físico-químicas nos fluidos mineralizadores. O *boiling* é interpretado como um dos principais processos responsáveis por estas mudanças no equilíbrio dos fluidos. Esta interpretação se baseia nos resultados das análises de inclusão fluida (e.g., variação nas razões volumétricas entre fases líquida e vapor), texturas como

cavidades com formato de calcita placoide e a interpretação de mantos de alteração argílica.

Relacionando a Bacia de Castro com o magmatismo pós-colisional, há a possibilidade de formação de depósitos epitermais do tipo *intermediate-sulfidation*. Segundo Wang *et al.* (2019), os depósitos *intermediate-sulfidation* neste contexto tectônico apresentam alto teor relativo de prata ( $Ag/Au > 60$ ), enquanto os depósitos do mesmo tipo em ambiente compressional tendem a ter teores de prata ( $Ag/Au < 60$ ). Segundo o mesmo autor, rodocrosita é um mineral típico do ambiente *intermediate-sulfidation*. Este mineral foi descrito em veios epitermais na Bacia de Castro em testemunhos de sondagem (Serrano, 2013). Depósitos de metais base (e.g., depósito de Zn-Pb-Cu de Santa Maria) da Bacia de Camaquã, correlata à Bacia de Castro foram interpretados como sendo também do tipo *intermediate-sulfidation* (Brito & Juliani, 2021).

Há na região do bairro rural de Guararema (município de Castro) requerimentos inativos para chumbo (cinco áreas) e zinco (uma área) da empresa Itamaracá Mineração (subsidiária da empresa Anglo American). Estes requerimentos devem responder pelas áreas prospectadas citadas por Seoane (1999) e foram localizadas via o sistema de buscas da ANM (ANM - Agência Nacional de Mineração, 2022). Informações orais, obtidas pelo professor Caetano Juliani junto à empresa Anglo American dizem que esses prospectos foram positivos, porém subeconômicos na época. Estes requerimentos estão na área em que foram encontradas as maiores anomalias geoquímicas na região para Pb e Zn em sedimento de corrente pelo Projeto Castro-Piraí (Lopes Jr. *et al.*, 1979). Portanto, acredita-se que esta é a área com maior potencial conhecido da Bacia de Castro para a exploração visando depósitos do tipo *intermediate-sulfidation* (Figura 113). Considerando os magmas dos granitos similar ao dos riolitos, isso reforça o potencial da área, pois foi observada esfalerita disseminada no Granito Serra do Carambeí. Os granitos tipo A são reconhecidamente enriquecidos em zinco em relação aos outros granitos, contendo em média 120 ppm do elemento (Nédélec *et al.*, 2015). É esperado que esses sistemas sejam mais proximais aos riolitos do que os depósitos *low-sulfidation*. Um sistema análogo de pequenas dimensões poderia ser o observado em fraturas com alteração potássica por feldspato potássico com

preenchimento por epidoto, pirita, quartzo, hematita, calcita e fluorita com calcopirita e malaquita (ver Figura 53A e Figura 53B).

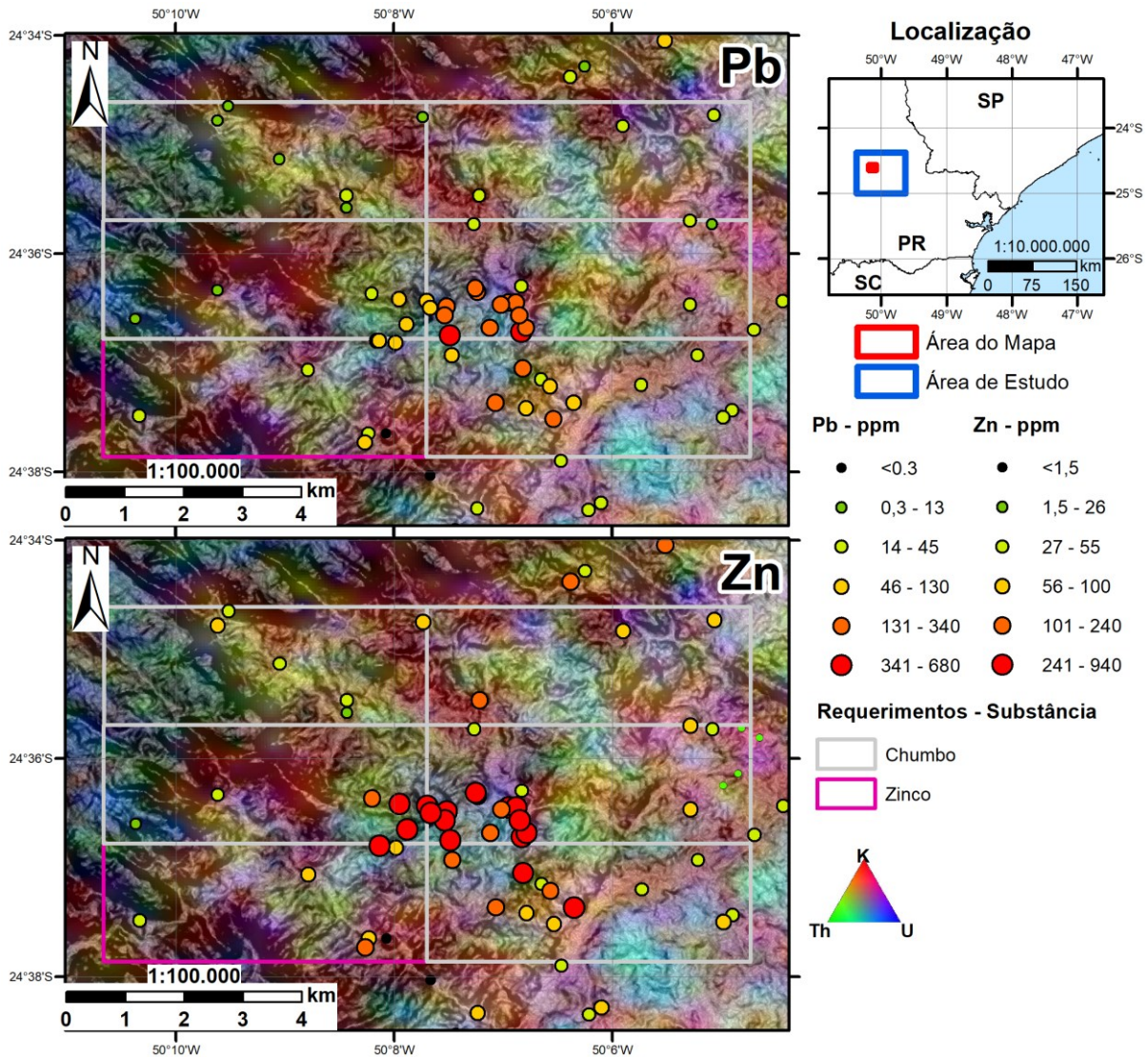


Figura 113 – Mapa com os requerimentos inativos da Mineração Itamaracá para chumbo e zinco e dados de conteúdo de Pb e Zn em sedimento de corrente do Projeto Castro-Pirai (Lopes Jr. et al., 1979) Os requerimentos e dados de geoquímica prospectiva estão plotados sobre composição ternária (K, Th, U) com transparência, sobreposta ao mapa de declividade.

Vênulas de hematita hidrotermal, muitas vezes associada com vênulas de caulinita, ocorrem sempre em estruturas verticalizadas discordantes do acamamento, em alto grau, próximas às grandes estruturas da bacia. A associação com estruturas aparentemente profundas pode indicar alguma conexão com as câmaras magmáticas graníticas. No afloramento FB-008 foi observado também que as vênulas de hematita e caulinita cortam os andesitos da base do afloramento, datados em  $551,6 \pm 7,8$  Ma, mas não cortam os riolitos do topo do

afloramento, datados em  $532,6 \pm 5,0$  Ma. Estas informações fornecem uma idade máxima e mínima, respectivamente, para este evento hidrotermal no local.

Nos depósitos IOA e IOGC do estado do Missouri (EUA) são descritos no topo dos sistemas exalitos de hematita e de manganês (Day et al., 2016). Na bacia de Castro, a 4 km na direção nordeste das ocorrências de hematita botrioidal (afloramentos 233 e 234) segundo uma estrutura principal da bacia, é indicada em mapas prévios uma ocorrência de manganês (toponímia da ocorrência “Fazenda Nova”). Assim como a Bacia de Castro, os depósitos IOA e IOGC do Missouri também estão associados com rochas félsicas do tipo A2 relacionados a uma extensão pós-colisional (Tunnell et al., 2021). Este ambiente tectônico é descrito como favorável na literatura para a formação desse tipo de depósito (Hitzman, 2000), principalmente para os com oxidados, que contém hematita (Skirrow, 2022).

O reconhecimento da Formação Aparição como uma possível fácies intracaldeira lacustre, com material derivado de magmatismo tipo A2, também abre potencial para prospecção de depósitos de lítio na região. Das três análises litogeoquímicas do Projeto ARIM Vale do Ribeira (Mapa et al., 2019) com teores acima de 100 ppm de lítio, duas foram em rochas da Formação Aparição (sendo a terceira a de um veio mineralizado em ouro). No complexo de caldeiras McDermitt, localizado na fronteira dos estados de Nevada e Oregon (EUA), são encontradas rochas tufáceas com teores de 0,1% a 0,68% de lítio, associado com o argilomineral hectorita (Rytuba & Glanzman, 1978; Bradley et al., 2017). Assim como o magmatismo félsico da Bacia de Castro, os magmas relacionados com a formação deste complexo de caldeiras também são classificados como do tipo A2 (Petrov et al., 2021). O alto preço atual do lítio no mercado, atualmente em US\$79,00 por quilo (London Metal Exchange, 2023) pode tornar interessante a prospecção desse bem mineral na Bacia de Castro e bacias correlatas em unidades análogas à Formação Aparição.

No embasamento, corpos tardios como o *stock* granítico Gentil promoveram alteração hidrotermal (observada alteração hidrotermal por clorita) dos granitos encaixantes. Esta alteração aparentemente destrói a magnetita em estruturas regionais. A identificação de suítes de natureza granodiorítica e zonas de alteração

hidrotermal associadas abrem a possibilidade para a prospecção de depósitos tipo pórfiro na região.

As zonas de alteração hidrotermal por epidoto no Granito Serra do Carambei podem ser aproveitados para material gemológico. Esta alteração está associada a zonas de fratura no granito. O material atualmente é britado e utilizado como agregado para a construção civil, portanto poderia ser separado e vendido por um preço mais vantajoso.

### **6.7. Inclusões Fluidas**

O conteúdo de vapor e líquido é muito variável na amostra analisada, sendo esta feição diagnóstica de eventos de *boiling* (Moncada et al., 2012, 2017). Eventos de *boiling* são esperados para o contexto geológico da amostra estudada, coletada no veio do depósito aurífero mais estudado na área (Alvo Torre).

Observando os dados de microtermometria obtidos no campo analisado, é possível notar que o ponto eutético observado (entre -65,9 e -50 °C) está muito distante do esperado para um sistema H<sub>2</sub>O + NaCl puro. Portanto é possível concluir que o cloreto de sódio não é o único sal dissolvido no fluido no caso estudado. Dessa forma, as temperaturas do ponto eutético menores que -50 °C são sugestivas da presença de CaCl<sub>2</sub> no sistema, uma vez que o sistema CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O apresenta temperatura do ponto eutético de -52 °C (Davis et al., 1990).

Plotando os dados de homogeneização no campo estudado (Figura 114), nota-se que as temperaturas de homogeneização observadas decrescem do centro para as bordas do cristal de quartzo. Isso indica uma mudança da temperatura de formação dos núcleos para as bordas. As isócoras calculadas também demonstram a diminuição de temperatura e pressão do sistema do núcleo para a borda do cristal (Figura 115), sendo esse mais um fator que pode levar a precipitação de metais.

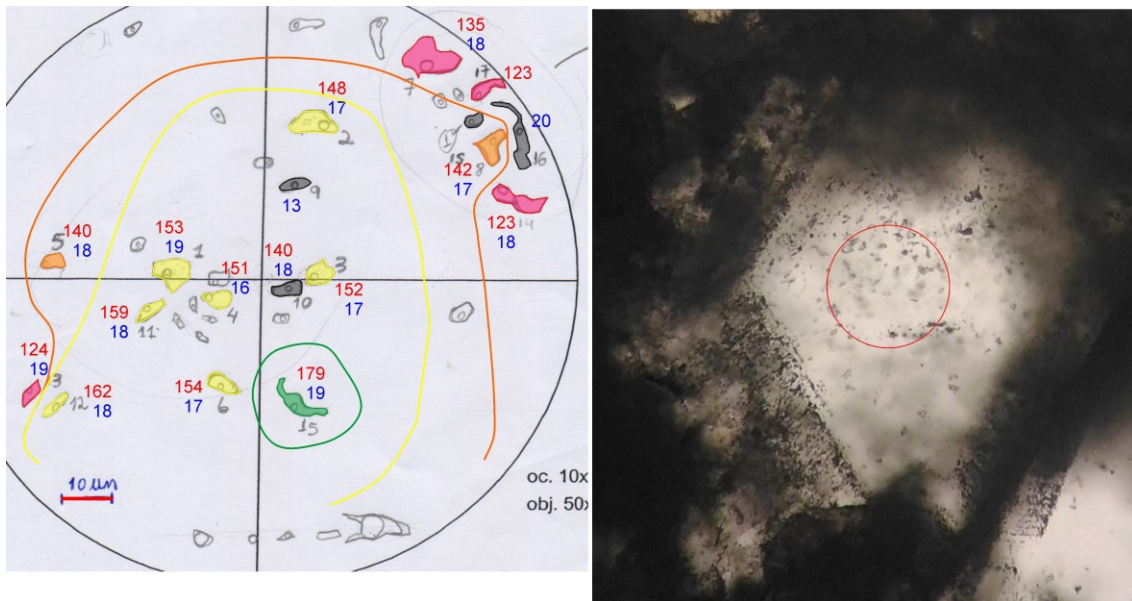


Figura 114 - Campo analisado, com as temperaturas de homogeneização (em vermelho) e salinidade (em azul) plotados (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros).

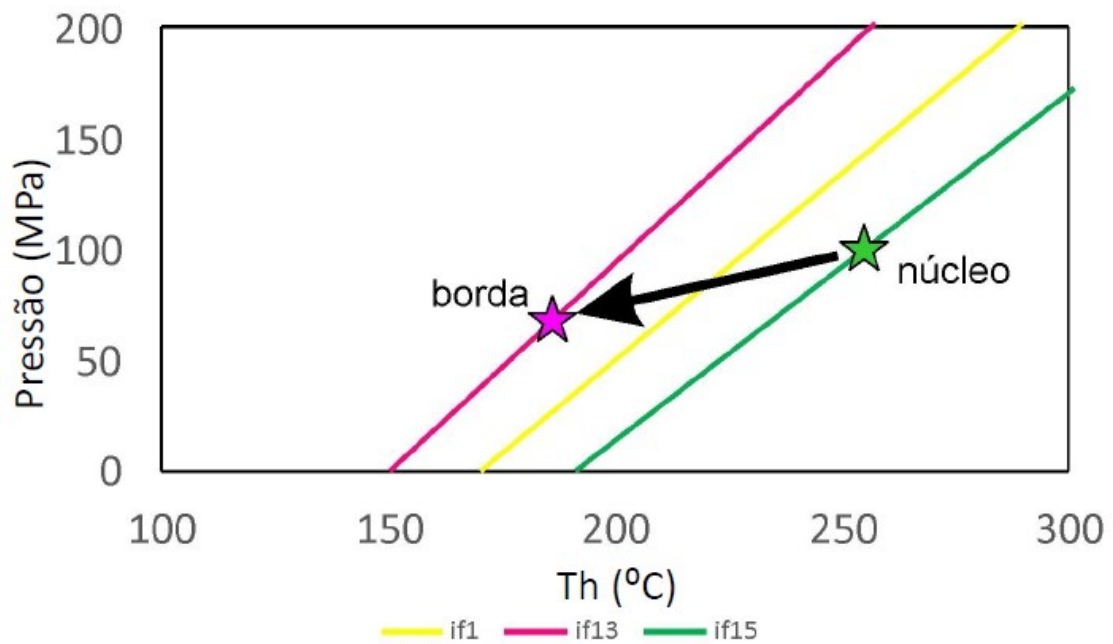


Figura 115 - Isócoras calculadas para inclusões do núcleo e da borda do cristal analisado (figura disponibilizada pelo Prof. Dr. Frederico Meira Faleiros).

Os dados obtidos mostram temperaturas relativamente mais baixas (temperatura de homogeneização = 123 °C a 179 °C) e salinidades mais altas (entre 16 e 20 % NaCl equivalente) do que se esperaria para depósitos epitermais. Segundo Bodnar *et al.* (2014), os sistemas epitermais apresentam temperaturas de homogeneização entre 120 °C e 450 °C, e salinidades que variam de 0 até 17 % de NaCl equivalente. Em comparação com os depósitos do tipo *low-sulfidation*, que foi

a interpretação atribuída inicialmente por Seoane (1999) para os depósitos auríferos da Bacia de Castro, a salinidade encontrada é muito mais alta do que a esperada para esse tipo de depósito. Na maior parte dos depósitos do tipo *low-sulfidation* as temperaturas de homogeneização variam entre 200 °C e 300 °C, com salinidade menor que 5 % de NaCl equivalente (Bodnar et al., 2014). Nesta amostra, os cristais de quartzo macrocristalino observados preenchem cavidades tardias. A salinidade elevada pode ser efeito da evolução de fluidos formados pelos eventos de *boiling*, com escape da fase vapor.

## **6.8. Difração de Raios X**

A interpretação dos resultados da difração de Raios X é separada por material nos quais foram realizadas as análises. Foram realizadas quatro análises em material associado as *Lithophysae*, sendo duas em material silicificado e duas no material argiloso que as envolviam. Duas análises foram realizadas em hematita hidrotermal, para confirmação de sua natureza. Uma análise identificou criptomelano em um veio de quartzo aurífero, mineral que havia sido confundido com magnetita, por apresentar propriedades magnéticas.

### **6.8.1. Lithophysae**

Os dados analíticos apresentados (Figura 72, Figura 73, Figura 74 e Figura 75) apontam para a presença de muscovita em todas as amostras analisadas relacionadas com as *lithophysae*. O pico pouco definido denota a baixa cristalinidade do material, indicando que esse material é sericita, variedade criptocristalina da muscovita. A cor verde destas amostras se dá provavelmente pela presença de ferro na estrutura da sericita.

A caulinita foi identificada em três amostras, exceto na mais silicificada. A presença de caulinita poderia ser explicada por processos magmáticos-hidrotermais ou pela alteração intempérica da sericita hidrotermal. Como não foi observada caulinita na amostra mais preservada (IM-133, Figura 75), supõe-se que a origem da caulinita seja devido ao intemperismo, neste caso específico.

Os picos referentes ao quartzo são bem definidos, sendo característico de um material bem cristalizado, o oposto do observado na sericita. Este quartzo encontrado poderia ser oriundo dos processos de silicificação formadores das

*lithophysae*. Porém, nas amostras analisadas, foi observada apenas calcedônia na descrição macroscópica, que apresenta baixa cristalinidade, o que não foi indicado pela difração de raios X. O quartzo identificado na difração de raios X é interpretado como resquício das rochas encaixantes hidrotermalizadas, que seriam os fenocristais de quartzo bipiramidado das rochas riolíticas.

### **6.8.2. Hematita**

A análise de difração de raios X confirmou que as amostras de hematita hidrotermal eram puras. Observou-se que havia uma grande diferença na definição dos picos das duas amostras analisadas. Essa variação nos picos denota variação da cristalinidade do material. Considerando como formados em um mesmo sistema mineral, a variação na cristalinidade de um mineral é um indicativo de variação dos parâmetros físico-químicos, como por exemplo, a sua temperatura de formação (Ji & Browne, 2000). Segundo Marques *et al.* (2019), a hematita melhor cristalizada (afloramento FB-008, Figura 76) poderia ser um indicativo de ambientes de maior temperatura relativa do que a de menor cristalinidade (afloramento FB-002, Figura 76).

A partir de dados experimentais da literatura (Yufanyi et al., 2015), tentou-se calcular uma temperatura estimada para a formação da hematita (Tabela 23). Foi usado como base a razão entre os picos mais bem definidos da difração de raios X (picos de 33,2° e 35,7°). A partir dos dados da literatura foi definida uma função ajustada a estes três pontos ( $\text{Temperatura} = 50,627e^{1,7074x}$ , onde x é a razão entre os picos), a qual apresenta um bom ajuste desta equação aos pontos ( $R^2 = 0,9927$ ). Com esta metodologia, inferiu-se a temperatura de formação da hematita para a amostra FB-002 em 246,7 °C e da amostra FB-008 em 469,3 °C.

Tabela 23 – Temperaturas calculadas para a formação da hematita hidrotermal, com base nas razões dos picos de 33,2° e 35,7°, obtidos na difração de Raios X

Amostra	Razão Picos	T. (°C)	Origem
300 °C	1,0368098	300	Yufanyi et al. (2015)
400 °C	1,2252033	400	Yufanyi et al. (2015)
500 °C	1,3319473	500	Yufanyi et al. (2015)
FB-002	0,927447	246,7	Calculada
FB-008	1,3042362	469,3	Calculada

Observação: T. (°C) = Temperatura (°C).

### 6.8.3. Criptomelano

O criptomelano encontrado no veio aurífero possivelmente é um produto de alteração da rodocrosita. Na área a qual foi coletada a amostra, foi descrito rodocrosita associada aos veios de quartzo auríferos (Serrano, 2013). Os óxidos de manganês podem exibir magnetismo como resultado de misturas heterogêneas de óxidos de ferro (Kropáček et al., 1975), o que poderia explicar o magnetismo da amostra analisada. Este tipo de material também pode ser o responsável pelas zonas com valores de susceptibilidade magnética de amplitude intermediária, indentificadas por Antonelli (2020) em zonas mineralizadas no Alvo Torre.

## 6.9. Isótopos Estáveis

A partir dos resultados das análises de isótopos estáveis de oxigênio tentou-se calcular a temperatura de formação de pares minerais em equilíbrio. Foi calculada também a composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos formadores desses minerais, com base em temperaturas estimadas. Com base nestes resultados foi possível também definir a origem das argilas. Foram avaliadas também as fontes de enxofre e carbono de alguns minerais.

### 6.9.1. Estimativa de temperatura – pares minerais

Temperaturas de formação dos pares minerais foram estimadas com base nas análises de isótopos estáveis de oxigênio. Alguns pares minerais refletem desequilíbrio isotópico, o que resultou em temperaturas sem significado geológico. As temperaturas de equilíbrio foram calculadas com auxílio da planilha ISOMOD-Isfrac (Martín, 1996), que compila fatores de fracionamento isotópico entre duas fases (mineral-mineral e mineral-fluido). Essas equações podem ser obtidas pelos métodos: empírico (Emp.), que se refere às calibrações realizadas com base na variação natural isotópica; experimental (Exp.); e teórico (Theo.), na qual as

equações de fracionamento foram obtidas por controle estatístico em cálculos termodinâmicos; incremental (Inc.) que se baseia na estimativa de razões de funções de partição reduzidas.<sup>3</sup>

Na Tabela 24, nota-se que os únicos pares satisfatórios relacionado com a formação de hematita hidrotermal foram os pares quartzo-hematita. As temperaturas de equilíbrio deste par mineral foram calculadas a partir da equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993). No afloramento FB-002, a temperatura de equilíbrio estimada para este par é muito próxima à inferida pela variação dos picos na difração de Raios X (par mineral = 251 °C; difração de raios X = 247 °C).

Para o par hematita-quartzo do afloramento FB-008, as temperaturas obtidas foram mais altas, como era esperado pela inferência dos dados de difratometria. Porém os valores obtidos pelos dois métodos não são tão próximos como no caso anterior (par mineral = 594 °C; difração de raios X = 469 °C). Para efeito de cálculo da origem do fluido, serão utilizadas as menores temperaturas obtidas, inferidas com base nos difratogramas, por serem ligeiramente mais conservadoras.

Em relação às mineralizações de ouro, o único par plausível obtido foi a sericita e o quartzo relacionado à formação das *lithophysae*. Para este par mineral, foram calculadas temperaturas de equilíbrio a partir das equações de fracionamento de Matthews & Schliestedt (1984) = 190 °C (alcance da equação > 500 °C); Eslinger *et al.* (1979) = 112 °C (alcance da equação de 350 °C até 500 °C); e Zheng (1993) = 167 °C (alcance da equação de 0 °C até 1200 °C); sendo que apenas esta última equação foi calibrada para a temperatura obtida. Götze *et al.* (2016) estimaram a formação de *lithophysae* em ignimbritos na Alemanha em temperaturas > 150 °C. O valor de 167 °C, calculado com a equação de fracionamento de Zheng (1993) para este par mineral e com alcance para a temperatura obtida, é coerente com a formação destas ágatas. Nos cálculos relacionados à composição do fluido formador das *lithophysae* e da alteração sericítica foi utilizado este valor de temperatura. Para

---

<sup>3</sup> As equações de fracionamento utilizadas nas tabelas (Tabela 24, Tabela 25 e Tabela 26), tem como origem as referências originais, indicadas pelas letras: A - (Zheng, 1993); B - (Wenner & Taylor, 1971); C - (Matthews & Schliestedt, 1984); D - (Eslinger *et al.*, 1979); E - (Clayton *et al.*, 1989); F - (Matthews *et al.*, 1983); G - (Sharp & Kirschner, 1994); H - (Matthews, 1994).

os fluidos formadores dos veios hidrotermais, não foram encontrados pares minerais adequados. Para os cálculos da composição dos fluidos nestes casos será utilizada a temperatura máxima de homogeneização das inclusões fluidas na amostra FB-005, de 179 °C.

Tabela 24 - Temperaturas calculadas a partir de composições isotópicas de oxigênio de pares minerais em amostras relacionadas com mineralizações de hematita.

Amostra	Par	$\Delta$ (‰)	T. (°C)	Alcance	Método	Ref.	Poss.
FB-002	hem-kln	-18,45	?	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-002	qtz-hem	18,10	250,81	0-1200 °C	Inc.	A	Sim
FB-002	qtz-kln	-0,35	4819,93	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-008	hem-kln	-15,32	?	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-008	qtz-hem	7,68	593,57	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-008	qtz-kln	-7,63	?	0-1200 °C	Inc.	A	

Observação:  $\Delta$  = Diferença das razões de  $\delta^{18}\text{O}$  entre os minerais; T. (°C) = Temperatura (°C); Alcance = Alcance da calibração; Ref. = Referência; Poss. = Temperatura possível no ambiente geológico. Referências: A - (Zheng, 1993); B - (Wenner & Taylor, 1971); C - (Matthews & Schliestedt, 1984); D - (Eslinger et al., 1979)

As amostras relacionadas com o preenchimento de cavidades em rochas riolíticas apresentaram uma temperatura relativamente alta de formação, o que é esperado para um sistema proximal às rochas vulcânicas. Dentre os pares minerais, os que evidenciam equilíbrio são o par quartzo-epidoto e o par quartzo-hematita (ver Tabela 25). Para o par quartzo-epidoto foram encontradas temperaturas de 832 °C e 639 °C (duplicata do quartzo), utilizando a equação de Zheng (1993); e de 632 °C e 490 °C (duplicata do quartzo) utilizando a equação de Matthews (1994). Para o par quartzo-hematita foram obtidas as temperaturas de 526 °C e 491 °C (duplicata do quartzo), utilizando a equação de Zheng (1993). A temperatura de 490 °C foi adotada nos cálculos da composição isotópica do fluido deste ambiente, sendo a menor temperatura calculada para este ambiente. Este valor foi encontrado para o par da duplicata do quartzo-epidoto, encontrado na borda das cavidades na rocha riolítica. O valor também é muito próximo ao calculado para o par quartzo-hematita (491 °C), sendo observado o intercrescimento entre esses minerais nas cavidades, feição que denota equilíbrio. Nestas cavidades foram encontradas calcopirita e malaquita, sendo considerados indícios de mineralização em cobre.

Tabela 25 – Temperaturas calculadas a partir de razões isotópicas de oxigênio de pares minerais relacionado aos indícios de cobre (calcopirita e malaquita – Afloramento FB-007)

Amostra	Par	$\Delta$ (‰)	T. (°C)	Alcance	Método	Ref.	Poss.
FB-007	cal-epi	8,96	-286,73			E, A	
FB-007	cal-epi	8,96	-259,04			A	
FB-007	cal-epi	8,96	-248,46			F, A	
FB-007	cal-epi	8,96	-158,65			A	
FB-007	cal-epi	8,96	?			E, H	
FB-007	cal-epi	8,96	?			A, H	
FB-007	cal-epi	8,96	?			F, H	
FB-007	cal-epi	8,96	?			A, H	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	-286,73			E, A	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	-259,04			A	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	-248,46			F, A	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	-158,73			A	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	?			E, H	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	?			A, H	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	?			F, H	
FB-007	cal(dup)-epi	8,99	?			A, H	
FB-007	cal-hem	16,06	-434,95			E, A	
FB-007	cal-hem	16,06	-417,04			A	
FB-007	cal-hem	16,06	-413,79			F, A	
FB-007	cal-hem	16,06	-357,03			G, A	
FB-007	cal(dup)-hem	16,09	-435,11			E, A	
FB-007	cal(dup)-hem	16,09	-417,15			A	
FB-007	cal(dup)-hem	16,09	-413,82			F, A	
FB-007	cal(dup)-hem	16,09	-357,06			G, A	
FB-007	qtz-cal	-7,12	?	600-1300 °C	Exp.	E	
FB-007	qtz-cal (dup)	-7,15	?	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-007	qtz(dup)-cal	-6,38	?	400-600 °C	Exp.	F	
FB-007	qtz(dup)-cal(dup)	-6,41	?	100-600 °C	Emp.	G	
FB-007	qtz-cal	-7,12	?	600-1300 °C	Exp.	E	
FB-007	qtz-cal (dup)	-7,15	?	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-007	qtz(dup)-cal	-6,38	?	400-600 °C	Exp.	F	
FB-007	qtz(dup)-cal(dup)	-6,41	?	100-600 °C	Emp.	G	
FB-007	qtz-cal	-7,12	?	600-1300 °C	Exp.	E	
FB-007	qtz-cal (dup)	-7,15	?	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-007	qtz(dup)-cal	-6,38	?	400-600 °C	Exp.	F	
FB-007	qtz(dup)-cal(dup)	-6,41	?	100-600 °C	Emp.	G	
FB-007	epi-hem	7,11	-489,14			A	
FB-007	epi-hem	7,11	-278,68			H, A	
FB-007	qtz-epi	1,83	832,43	0-1200 °C	Inc.	A	Sim
FB-007	qtz(dup)-epi	2,58	638,92	0-1200 °C	Inc.	A	Sim
FB-007	qtz-epi	1,83	631,63	0-1200 °C	Inc.	H	Sim
FB-007	qtz(dup)-epi	2,58	489,50	0-1200 °C	Inc.	H	Sim
FB-007	qtz-hem	8,94	525,63	0-1200 °C	Inc.	A	Sim
FB-007	qtz(dup)-hem	9,69	490,64	0-1200 °C	Inc.	A	Sim

Observação:  $\Delta$  = Diferença das razões de  $\delta^{18}\text{O}$  entre os minerais; T. (°C) = Temperatura (°C); Alcance = Alcance da calibração; Ref. = Referência; Poss. = Temperatura possível no ambiente geológico. A - (Zheng, 1993); E - (Clayton et al., 1989); F - (Matthews et al., 1983); G - (Sharp & Kirschner, 1994); H - (Matthews, 1994).

Em relação às mineralizações de ouro, o único par plausível obtido foi a sericita e o quartzo relacionado à formação das *lithophysae*. Para este par mineral, foram calculados temperaturas de equilíbrio a partir das equações de fracionamento de Matthews & Schliestedt (1984) = 190 °C (alcance da equação > 500 °C); Eslinger *et al.* (1979) = 112 °C (alcance da equação de 350 °C até 500 °C); e Zheng (1993) = 167 °C (alcance da equação de 0 °C até 1200 °C); sendo que apenas esta última equação foi calibrada para a temperatura obtida. Götze *et al.* (2016) estimaram a formação de *lithophysae* em ignimbritos na Alemanha em temperaturas > 150 °C. O valor de 167 °C, calculado com a equação de fracionamento de Zheng (1993) para este par mineral e com alcance para a temperatura obtida, é coerente com a formação destas ágatas. Nos cálculos relacionados à composição do fluido formador das *lithophysae* e da alteração sericítica foi utilizado este valor de temperatura. Para os fluidos formadores dos veios hidrotermais, não foram encontrados pares minerais adequados. Para os cálculos da composição dos fluidos nestes casos será utilizada a temperatura máxima de homogeneização das inclusões fluidas na amostra FB-005, de 179 °C. Esta temperatura está dentro do esperado para depósitos epitermais (entre 150 °C e 300 °C), segundo White & Hedenquist (1995), e, portanto pode ser utilizado para cálculos.

Tabela 26 – Temperaturas calculadas a partir de razões isotópicas de oxigênio de pares minerais em amostras relacionadas com mineralizações de ouro.

Amostra	Par	$\Delta$ (‰)	T. (°C)	Alcance	Método	Ref.	Poss.
FB-005	qtz-ill	0,86	?	160-270 °C	Exp.	B	
FB-005	qtz-ill	0,86	1187,15	0-1200 °C	Inc.	A	
FB-005	qtz-ill	0,86	?	<300 °C	Emp.	D	
IM-030	qtz-cpt	11,93	-				
IM-030	qtz-cpt(dup)	14,08	-				
IM-133	qtz-ms	7,23	189,71	>500 °C	Exp.	C	Sim
IM-133	qtz-ms	7,23	112,18	350-500 °C	Exp.	D	Sim
IM-133	qtz-ms	7,23	166,96	0-1200 °C	Inc.	A	Sim

Observação:  $\Delta$  = Diferença das razões de  $\delta^{18}\text{O}$  entre os minerais; T. (°C) = Temperatura (°C); Alcance = Alcance da calibração; Ref. = Referência; Poss. = Temperatura possível no ambiente geológico. Referências: A - (Zheng, 1993); B - (Wenner & Taylor, 1971); C - (Matthews & Schliestedt, 1984); D - (Eslinger *et al.*, 1979).

### 6.9.2. Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais

Com base nas temperaturas indicadas no subcapítulo anterior, foi calculada a composição dos fluidos formadores dos minerais, quando possível. Na Tabela 27 estão condensados estes resultados<sup>4</sup>. A partir dos cálculos realizados com a equação de fracionamento de Zhang Ligang *et al.* (1989), nota-se que os fluidos formadores do quartzo de veios auríferos têm em sua maioria valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW) próximos ao zero permil. A amostra com maior teor de ouro analisada, IM-030 (1030 ppb), apresenta valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  de 1,8‰ (V-SMOW). Entre os veios de quartzo, o maior valor encontrado de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  foi de 12,0‰ (V-SMOW), na amostra BT-020, que apresenta baixo teor de ouro (45 ppb). O menor valor encontrado para o fluido formador entre todos os minerais analisados também foi obtido de cristais de quartzo neste contexto geológico. O valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  -1,4‰ (V-SMOW), foi obtido no quartzo da amostra FB-065A, que também apresenta teores relativamente baixos de ouro (54 ppb), similar ao teor medido na amostra citada anteriormente (BT-020). Essas duas amostras com valores extremos calculados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW), dentre os veios de quartzo, apresentam contexto geológico similar. O quartzo das duas amostras provém de zonas silicificadas com um alto mergulho relativo, encaixadas próximas às estruturas principais internas da Bacia de Castro.

---

<sup>4</sup> As referências das equações de fracionamento, indicadas na Tabela 27 são: A - (Zheng, 1993); B - (Zhang Ligang *et al.*, 1989); C - (Eslinger *et al.*, 1979); D - (Golyshev *et al.*, 1981); E - (Savin & Epstein, 1970), F - (Capuano, 1992); G - (Graham *et al.*, 1980); H - (Bowers & Taylor Jr., 1985).

Tabela 27 - Composição isotópica de oxigênio (V-SMOW), hidrogênio (V-SMOW) e carbono (PDB) estimada para os fluidos formadores dos minerais.

Amostra	Min.	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta\text{D}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	T. °C	O-F	D-F	C-F	R-O	R-D	R-C
BT-020A	qtz	24,9			179	12,0			B		
FB-002	hem	-1,6			247	9,3			A		
FB-002	kln	16,8	-60		247	11,3	-30,0		A	E	
FB-002	qtz	16,5			247	7,8			B		
FB-003	kln	12,8	?		179	4,0			A		
FB-005	ill	14,3	-61		179	6,8	-55,5		C	F	
FB-005	qtz	15,1			179	2,3			B		
FB-005-A	qtz	14,2			179	1,3			B		
FB-007	cal	23,2		-11,1	490	21,5		-4,3	D		A
FB-007(dup)	cal	23,2		-11,0	490	21,6		-4,3	D		A
FB-007	epi	14,2	-13		490	15,2	22,9		A	G	
FB-007	hem	7,1			490	15,5			A		
FB-007	qtz	16,1			490	14,4			B		
FB-007	qtz	16,8			490	15,1			B		
FB-008	hem	3,6			470	12,2			A		
FB-008	kln	18,9	-76		470	17,8	-46,0		A	E	
FB-008	qtz	11,3			470	9,3			B		
FB-065A(dup)	qtz	11,8			179	-1,1			B		
FB-065A	qtz	11,5			179	-1,4			B		
FB-132	qtz	13,2			179	0,4			B		
IM-030	qtz	14,7			179	1,8			B		
IM-133	qtz	19,1			167	5,3			B		
IM-133	ser	11,9	-67		167	6,1	-68,6		A	H	
IM-167B	qtz	13,8			179	1,0			B		

Observação: Min. = Mineral;  $\delta^{18}\text{O}$  =  $\delta^{18}\text{O}$  medido no mineral;  $\delta\text{D}$  =  $\delta\text{D}$  medido no mineral;  $\delta^{13}\text{C}$  =  $\delta^{13}\text{C}$  medido no mineral; T. °C = Temperatura utilizada no cálculo; O-F =  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  calculado para o fluido; D-F =  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  calculado para o fluido; C-F =  $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$  calculado para o fluido; R-O = Referência do cálculo de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ; R-D - Referência cálculo  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ ; R-C Referência cálculo  $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$ . Referências: A - (Zheng, 1993); B - (Zhang Ligang et al., 1989); C - (Eslinger et al., 1979); D - (Golyshev et al., 1981); E - (Savin & Epstein, 1970), F - (Capuano, 1992); G - (Graham et al., 1980); H - (Bowers & Taylor Jr., 1985)

Utilizando a mesma equação de fracionamento de Zhang Ligang *et al.* (1989), os valores calculados de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW) são relativamente maiores no fluido formador do quartzo de outros contextos, em comparação aos calculados para os veios auríferos. Nas *lithophysae* (IM-133), este valor foi calculado em 5,3‰ (V-SMOW); e nas mineralizações de hematita hidrotermal nos veios, variam de 7,8‰ (FB-002) até 9,3‰ (FB-008). As maiores razões isotópicas, isto é, as assinaturas mais pesadas de oxigênio de fluidos, foram estimadas a partir de minerais de preenchimento das cavidades dos riolitos, que continham minerais cupríferos (malaquita e calcopirita). Neste contexto o valor de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW) do fluido

formador do quartzo foi calculado em 14,4‰ e 15,1‰ (FB-007, em duas análises no mesmo material). O fluido em equilíbrio com calcita neste contexto apresentou os maiores valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW) calculados em 21,5‰ e 21,6‰ (FB-007, amostras duplicatas), utilizando a equação de Golyshev *et al.* (1981). Os demais minerais apresentam valores de composição isotópica de oxigênio do fluido próximos aos dos calculados para o quartzo, em seus respectivos contextos geológicos (Figura 116), por outras equações de fracionamento fluido-mineral (Eslinger *et al.*, 1979; Zheng, 1993).

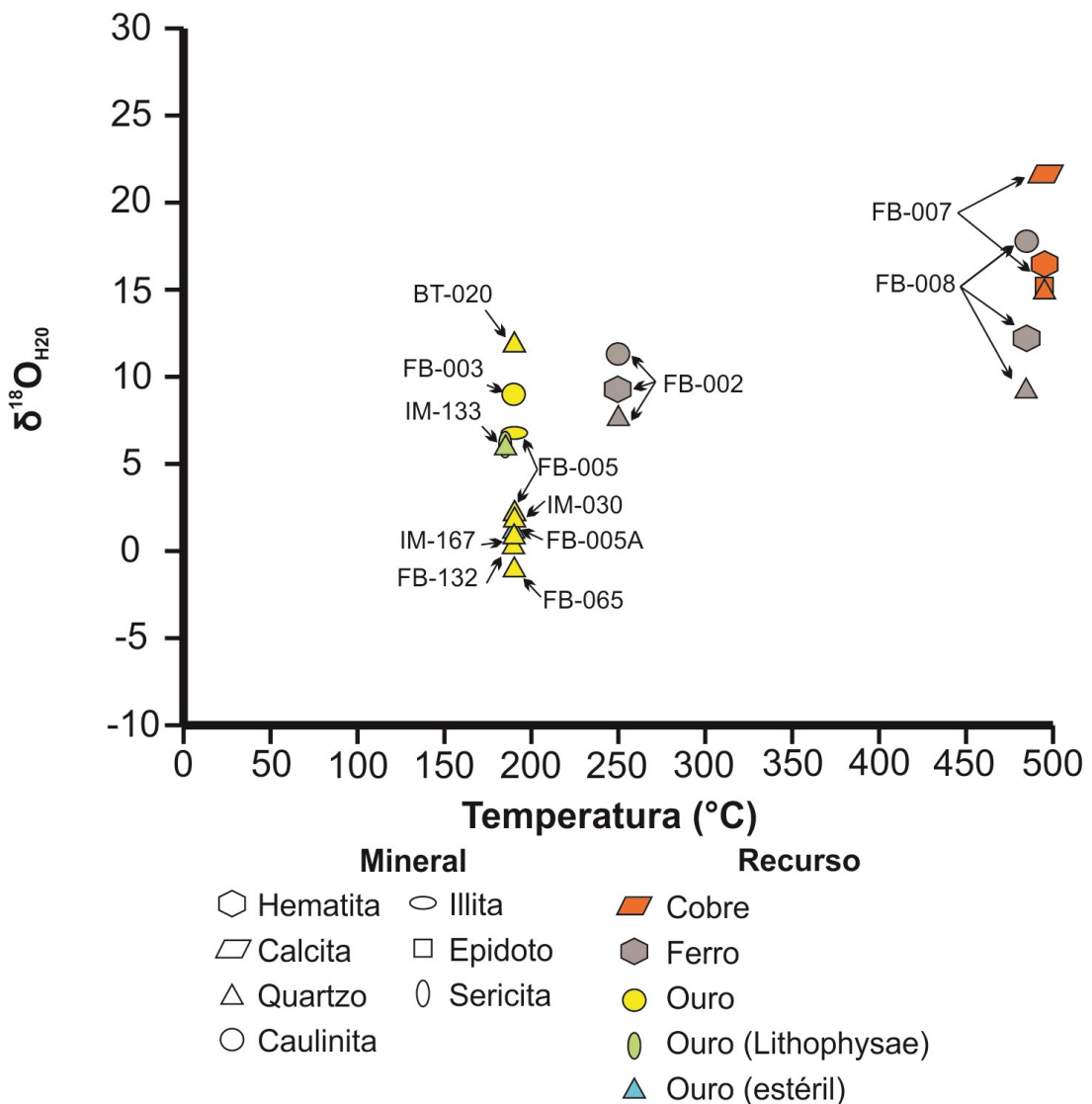


Figura 116 – Gráfico das composições isotópicas calculadas de  $\delta^{18}\text{O}$  (‰, V-SMOW) para o fluido formador dos minerais por sua temperatura estimada, considerando as equações de fracionamento isotópico de Eslinger *et al.* (1979), Golyshev *et al.* (1981), Zhang Ligang *et al.* (1989) e Zheng (1993).

Comparando com composições isotópicas de oxigênio dos reservatórios naturais (Figura 117), os fluidos formadores da maior parte dos veios de quartzo

aurífero tendem a ter uma composição mais próxima da água meteórica. Fluidos em equilíbrio com minerais de poucas amostras de veios apresentam razões isotópicas próximas às da água magmática. Essa feição pode indicar uma mistura de fluidos de fonte meteórica e magmática na formação destes veios. Os fluidos responsáveis pela formação de sericita e quartzo das *lithophysae* apresentam composições isotópicas de oxigênio similares a da água magmática e de riolitos e andesitos, o que é coerente, pois são formadas na base de derrames riolíticos. Os minerais relacionados às mineralizações de hematita, das cavidades de riolitos e quartzo de alguns veios apresentam elevados valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW), podendo ser um indicativo da interação dos fluidos formadores dos minerais com sedimentos da Bacia de Castro.

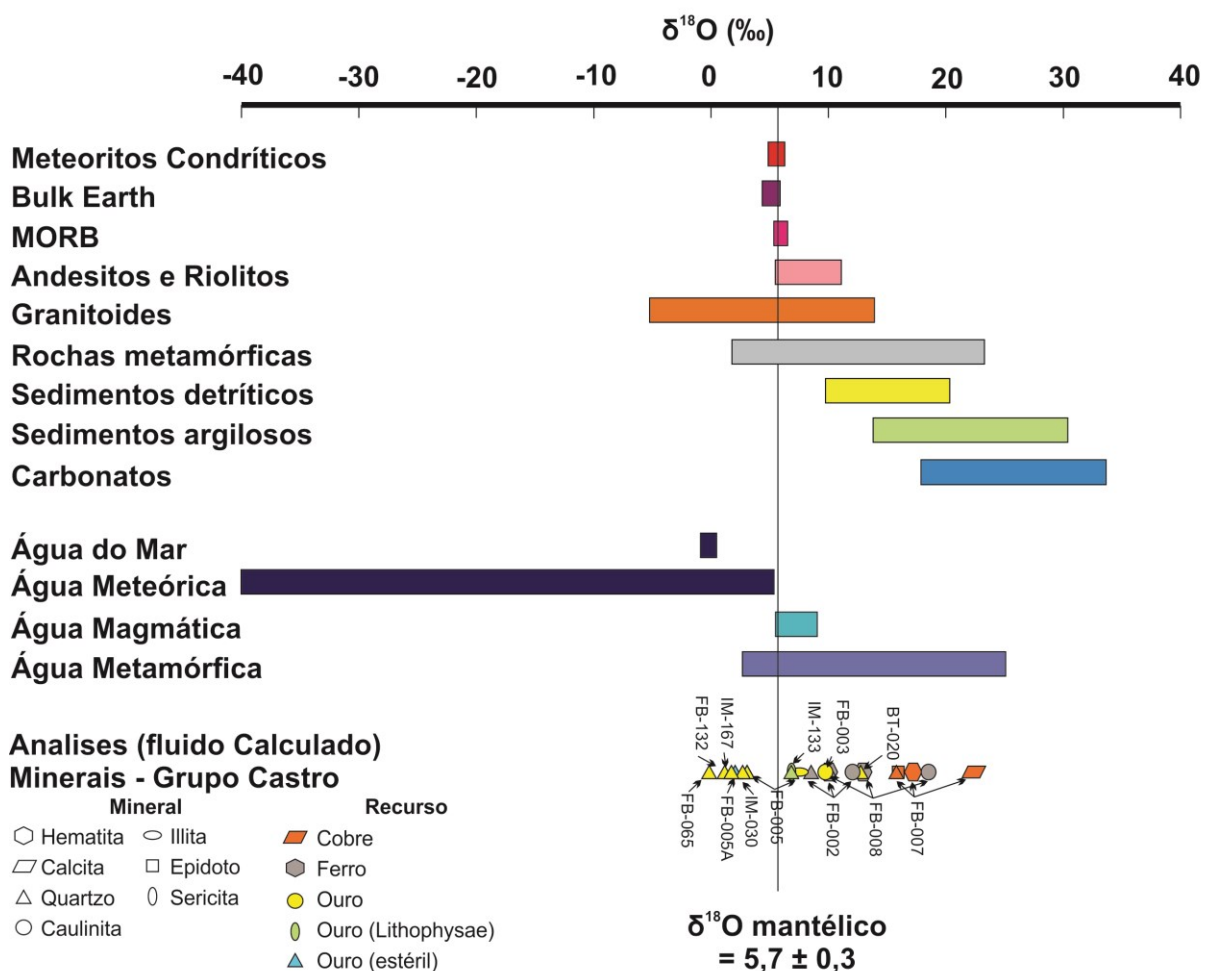


Figura 117 – Fluidos formadores de minerais calculados em comparação com as razões isotópicas de oxigênio (‰, V-SMOW) dos reservatórios naturais. Figura retirada de Rollinson (1993).

Para as amostras de caulinita, relacionadas com as mineralizações de hematita, os valores  $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$  (V-SMOW) do fluido utilizando foram calculados

utilizando a equação de fracionamento de Savin & Epstein (1970). Foram obtidos valores de  $\delta D_{H_2O}$  de -30,0‰ e -46,0‰. Utilizando a equação de Graham *et al.* (1980), foram obtidos valores de  $\delta D_{H_2O}$  para o fluido formador do epidoto de 22,90‰, associado com os indícios de cobre nas cavidades riolíticas. Obteve-se na illita, associada com veios auríferos, valores de  $\delta D_{H_2O}$  para o fluido de -55,5‰, utilizando a equação de (Capuano, 1992). Para a sericita, relacionada com às *lithophysae*, foi calculado um valor de  $\delta D_{H_2O}$  para o fluido de -68,6‰. Este valor foi calculado utilizando uma equação de fracionamento de extraída de curvas de fracionamento de hidrogênio apresentadas por Bowers & Taylor Jr. (1985). Para valores menores que 245°, a equação de fracionamento estimada pela curva seria de “  $10^3 \ln \alpha_{\text{muscovita-H}_2\text{O}} = -4,72(10^6/T^2) + 25,94$  ”, sendo a temperatura (T) em Kelvin. Assim, os fluidos em equilíbrio com illita e sericita associados à mineralização aurífera apresentam composição tipicamente magmática (Figura 118).

Os resultados combinados (Figura 118) de  $\delta D_{H_2O}$  e  $\delta^{18}O_{H_2O}$  (V-SMOW), calculados para a composição isotópica dos fluidos formadores da hematita hidrotermal, sugerem a predominância de fluidos formacionais para sua gênese. Há uma indicação de uma possível interação de fluidos magmáticos com as rochas sedimentares, deslocando a composição isotópica de oxigênio para valores mais positivos devido à interação fluido-rocha. A composição isotópica calculada dos fluidos formadores das *lithophysae* e dos veios de quartzo hospedados na base de derrames indicam fluidos muito similares. Os valores da composição isotópica calculada para o fluido formador do epidoto (relacionado com os indícios de cobre em cavidades riolíticas) não permitem inferências a respeito de sua origem.

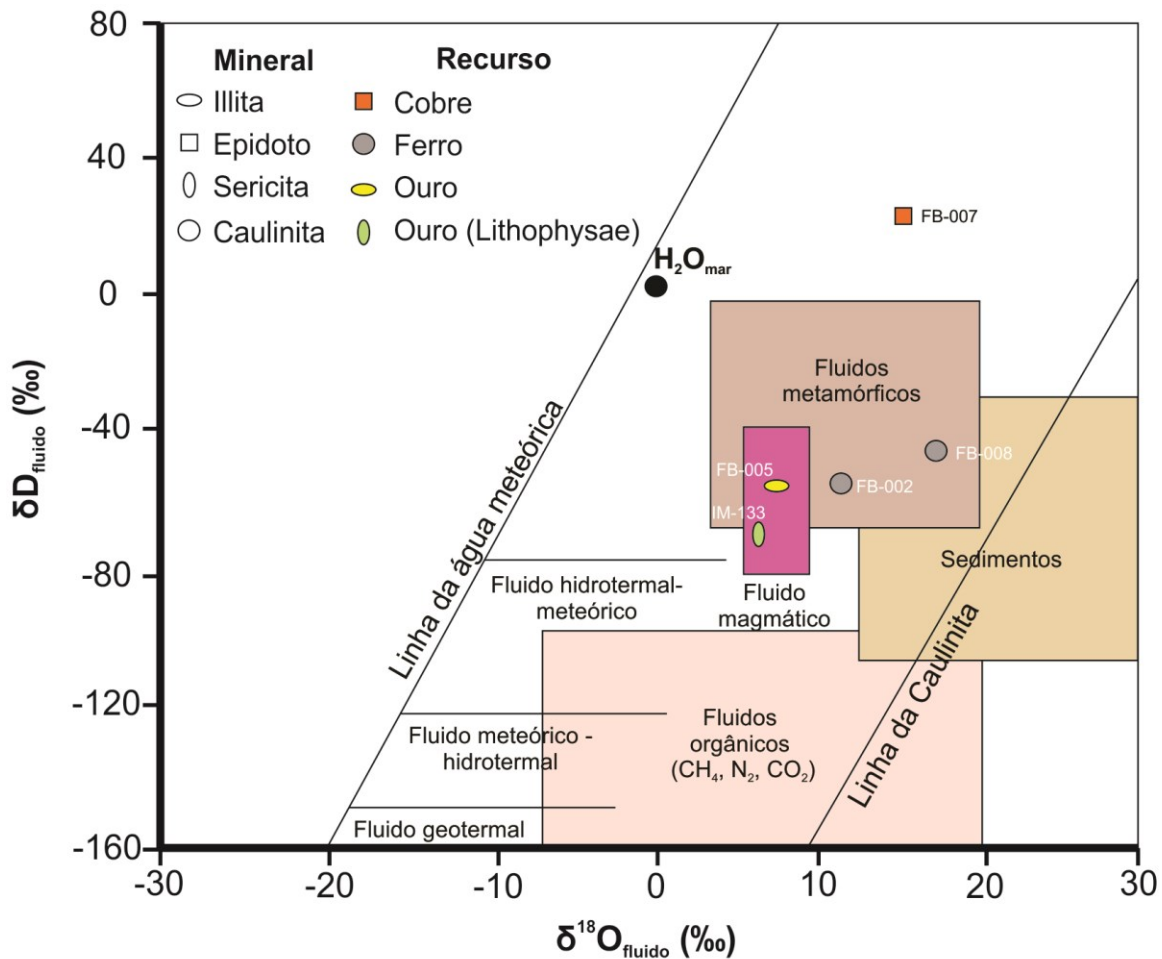


Figura 118 - Gráfico das razões isotópicas de  $\delta D$  e  $\delta^{18}O$  (V-SMOW) dos principais reservatórios geológicos discriminados com a composição calculada dos fluidos formadores dos minerais hidratados plotados. Campos extraídos de Sheppard (1986).

### 6.9.3. Depósitos de argila

A origem hidrotermal para as argilas do Grupo Castro foi inferida anteriormente pela observação de bolsões e veios de pequenas dimensões com argila (Cruz, 1991). Na Bacia de Campo Alegre, correlata à Bacia de Castro e grande produtora de argila para cerâmica fina, essas feições também são observadas. Porém, a gênese das jazidas da região é interpretada como resultado da argilização supérgena de material tufáceo ou previamente hidrotermalizado, o qual seria o protominério (Biondi, 1999; Biondi & Furtado, 1999; Biondi et al., 2000, 2002). Os mesmos autores também descreveram argilas sedimentares depositadas em ambiente de planície de inundação na mesma região.

As lavras inativas de argila (Figura 119A) visitadas na Bacia de Castro eram recobertas por um paraconglomerado com matriz argilosa escura ou avermelhada e

arcabouço de clastos quartzosos (Figura 119B, Figura 119C e Figura 119D). Por este motivo, houve a necessidade de investigação se a argila lavrada no Grupo Castro são um produto sedimentar, intempérico ou de origem hidrotermal.

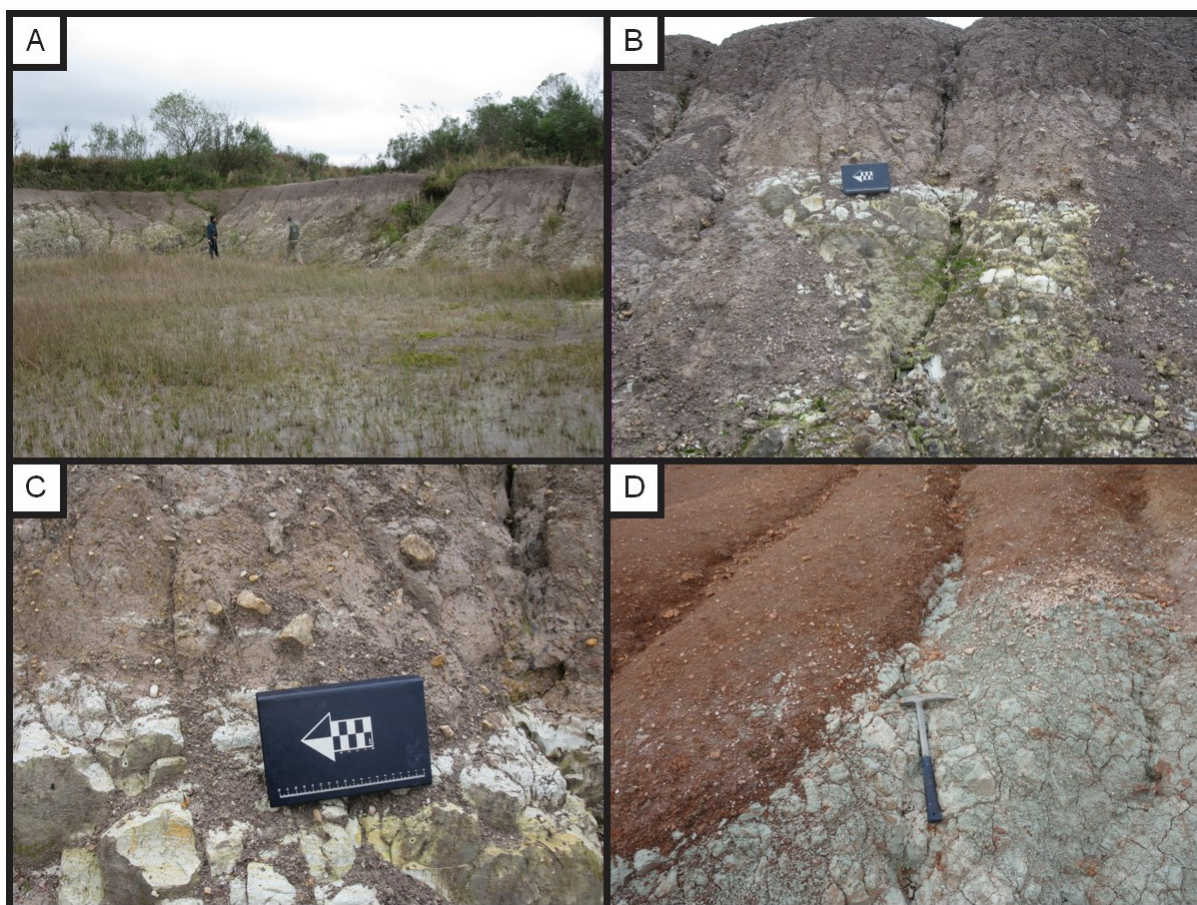


Figura 119 - Prancha de fotos – Minas inativas de argila. A: Cava de argila abandonada (afloramento IM-033); B: Rocha argilizada (cor branca, no centro da foto), com falha inversa e recoberta por sedimento paraconglomerático de cor escura (afloramento IM-033); C: Detalhe do contato dos sedimentos com a rocha argilizada, onde é possível observar clastos angulosos no sedimento de cor escura (afloramento IM-033); D: Argila recoberta por sedimentos avermelhados (afloramento IM-031).

A composição isotópica da caulinita ( $\delta^{18}\text{O} = 14,9\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -71\text{‰}$ , V-SMOW) da lava de argila no Grupo Castro (afloramento IM-028) denota sua origem hidrotermal. Se considerada em equilíbrio com águas meteóricas, o que seria esperado para uma caulinita intempérica, este fluido teria uma temperatura próxima à 100 °C. Portanto, a análise de isótopos estáveis comprova a origem hidrotermal das argilas. A composição isotópica da argila lavrada também é muito similar às outras argilas e micas analisadas (Figura 120), pela mesma metodologia. O sedimento que recobre as cavas de argila provavelmente é relacionado com depósitos da Formação Castrolanda. O reconhecimento destes depósitos de argila como origem hidrotermal abre possibilidades para exploração mineral. Estes depósitos podem representar

uma “manta de alteração argílica” (*argillic alteration blanket*). Nos depósitos epitermais *low-sulfidation*, esta é uma feição rasa, formada acima do lençol freático, com água aquecida por vapores (*steam-heated waters*). Essa feição é também uma evidência de processos de *boiling* no sistema epitermal (Hedenquist et al., 2000).

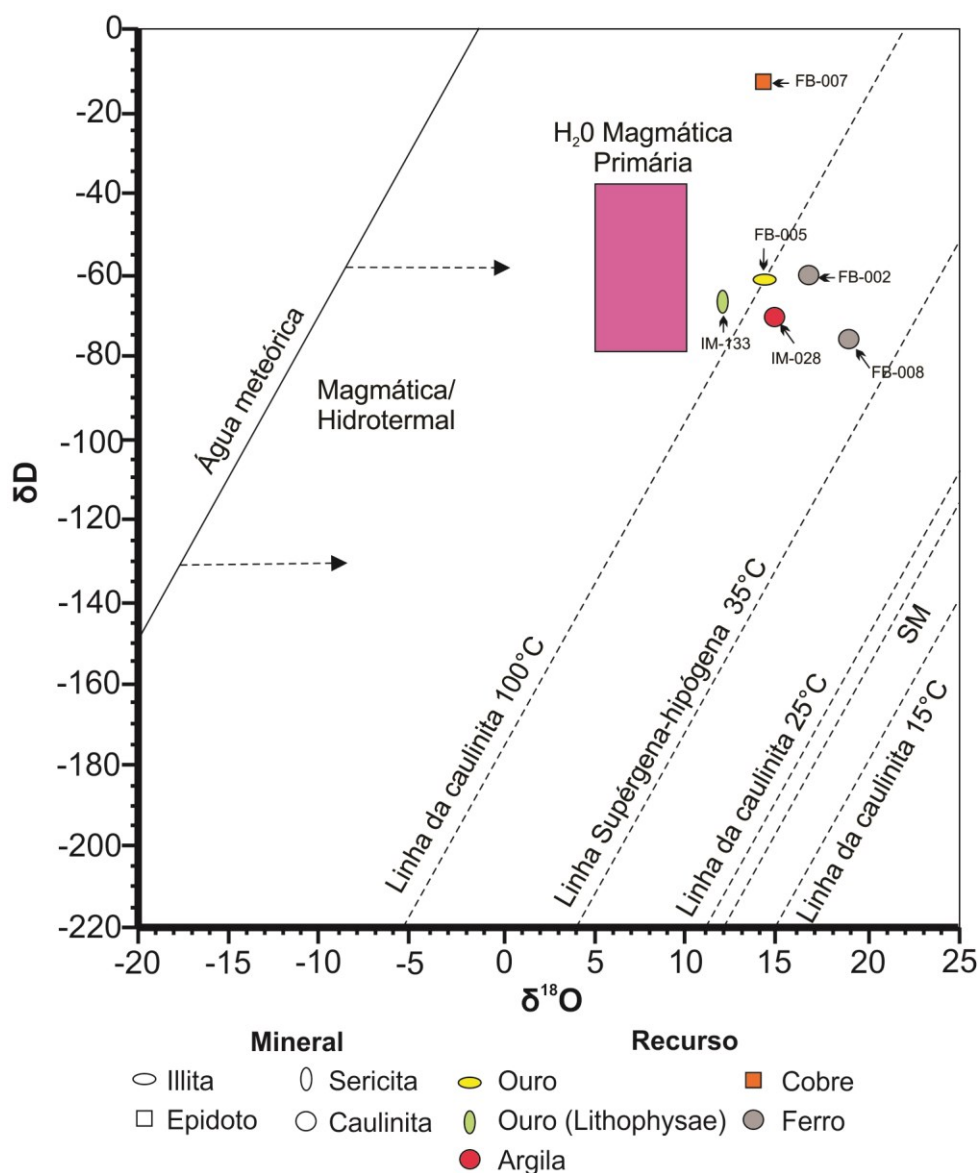


Figura 120 – Composição isotópica de  $\delta D$  vs.  $\delta^{18}O$  (‰, V-SMOW) dos minerais hidratados analisados em relação às linhas de equilíbrio de caulinita e esmectita com águas meteóricas. Observação: SM = Linha da Esmectita (20 °C). Figura retirada de Kadir *et al.* (2014).

#### 6.9.4. Isótopos estáveis de carbono

O único dado isotópico de carbono disponível foi obtido a partir da análise de calcita, coletada em cavidade em rocha riolítica (ver Figura 53B). A composição isotópica de carbono do fluido, calculada a partir de duas análises duplicatas do material, mostra valor de  $\delta^{13}C$  de -4,3 (‰ PDB), o que é próximo ao do  $\delta^{13}C$  (‰

PDB) mantélico (Figura 121). Este valor é esperado para um fluido derivado de fontes magmáticas.

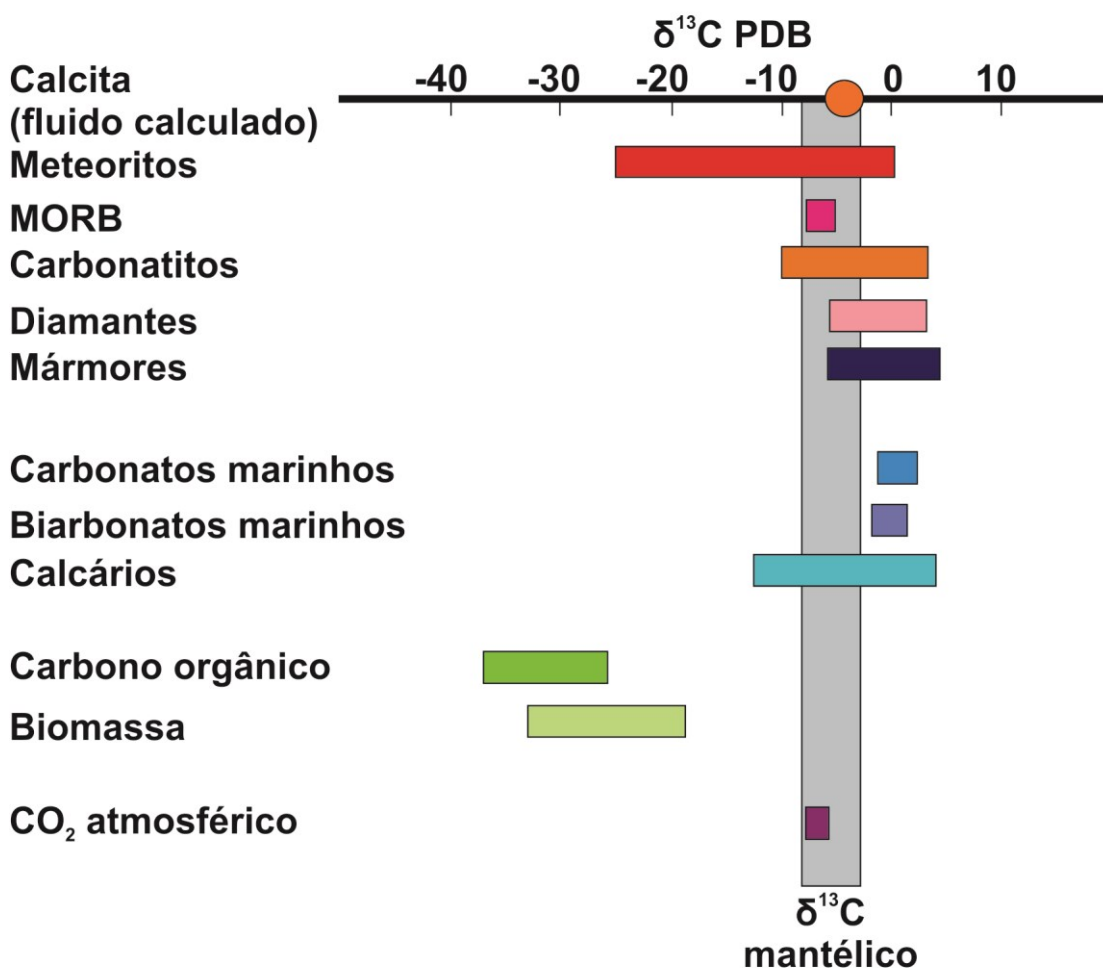


Figura 121 - Dados das razões isotópicas de carbonos dos reservatórios naturais, com o dado do fluido formador da calcita (amostra FB-007) calculado. Figura retirada de Rollinson (1993).

### 6.9.5. Isótopos estáveis de enxofre

Ohmoto & Rye (1979) citam valores de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  próximos de 0‰ (CDT), variando  $\pm 5\text{‰}$ , como esperados para enxofre magmático. Utilizando a equação de fracionamento destes autores, o valor de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  (‰, CDT) para o H<sub>2</sub>S presente no fluido formador da pirita encontrada no preenchimento de cavidades nos riolitos (FB-007), a 490 °C, é de -0,03‰. Este valor não muito distante do valor  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  para a pirita medido em laboratório, de +0,66‰ (CDT). O valor de  $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$  (‰, CDT) em equilíbrio com a pirita da rocha vulcânica máfica/intermediária silicificada (FB-129) não foi calculada por não se ter uma estimativa de temperatura para sua formação. O valor de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  medido em laboratório desta pirita foi de +4,46‰ (CDT). A composição isotópica de enxofre em sulfetos refletem uma boa correlação de suas

rochas encaixantes (riolito e basalto/andesito, respectivamente) com os reservatórios de enxofre indicados na literatura (Figura 122). Provavelmente o enxofre das amostras de pirita analisadas deriva de fontes magmáticas.

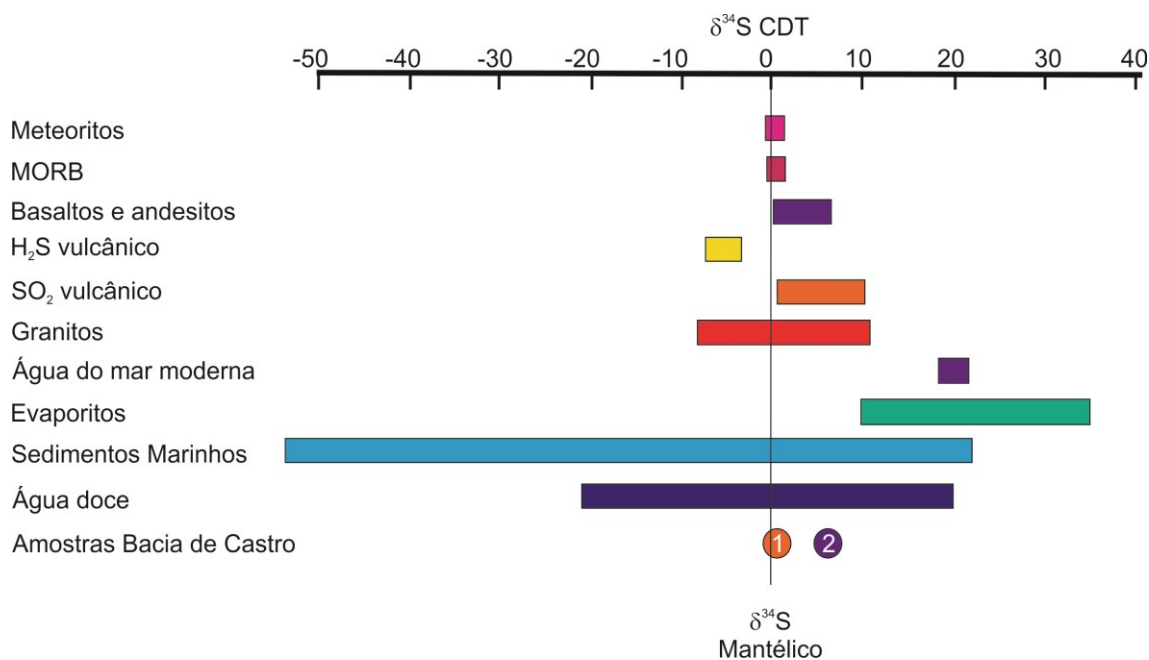


Figura 122 - Dados das razões isotópicas de enxofre dos reservatórios naturais, com dados da laboratório plotados: 1- Pirita em fraturas e vesículas com epidoto, quartzo, calcita e hematita em riolitos, com valor de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  de +0,66‰ - Amostra FB- 007; 2- Pirita disseminada em rocha vulcânica máfica/intermediária com valor de  $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$  de +4,46‰ - Amostra FB-129. Figura retirada de Rollinson (1993).

## 6.10. Geocronologia

Das idades obtidas no projeto ARIM Vale do Ribeira (Mapa et al., 2019), as das amostras FB-008B (Riolito – 532,6 ±5,0 Ma), FB-008C (Andesito – 551,6 ±7,8 Ma) e IM-066 (Andesito – 554,0 ±6,6 Ma) mostram coerência com o contexto geológico. Elas demonstram que a Bacia de Castro registra, no mínimo, cerca de 20 milhões de anos de eventos vulcânicos. Ressalta-se que Almeida *et al.* (2010) obteve idades semelhantes ao dos andesitos em cristais de zircão de riolito (549,6 ±4,4 Ma), sugerindo não haver um grande hiato temporal entre os eventos magmáticos máficos\intermediários e félsicos.

Em relação às outras amostras, com idades julgadas como incoerentes no relatório do projeto ARIM Vale do Ribeira (Mapa et al., 2019) tentou-se aproveitar os dados e compreender o seu contexto geológico. Nesse relatório, as idades obtidas nas amostras FB-005 (veio de quartzo - 598,8 ±9,7 Ma) e IM-062 (Brecha riolítica – 576.6 ±4,5 Ma) foram interpretadas como “contaminação crustal”. Citam também que

não foi possível o cálculo da idade concórdia na amostra FB-120 (Granito Serra do Carambeí). Esta tentativa de reinterpretação foi baseada nas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , sendo estes dados considerados relevantes quando apresentavam idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  próximas. Foram selecionados apenas os zircões que apresentavam a razão da diferença das idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (em módulo) sobre a idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  menor do que 10%. Essa seleção teve como objetivo selecionar cristais de zircão com idades concordantes.

Na amostra FB-005, o veio de quartzo analisado é encaixado no contato dos riolitos (Formação Tirania) com siltitos do Grupo Castro (Formação Rio Pirai). Os grãos de zircão analisados são arredondados (ver Figura 80), denotando transporte. Portanto, esses grãos de zircão encontrados no veio de quartzo devem ser herdados do siltito encaixante. Considerando todas as 30 análises  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , foram obtidas idades que variam de 329 Ma até 2703 Ma (Figura 123).

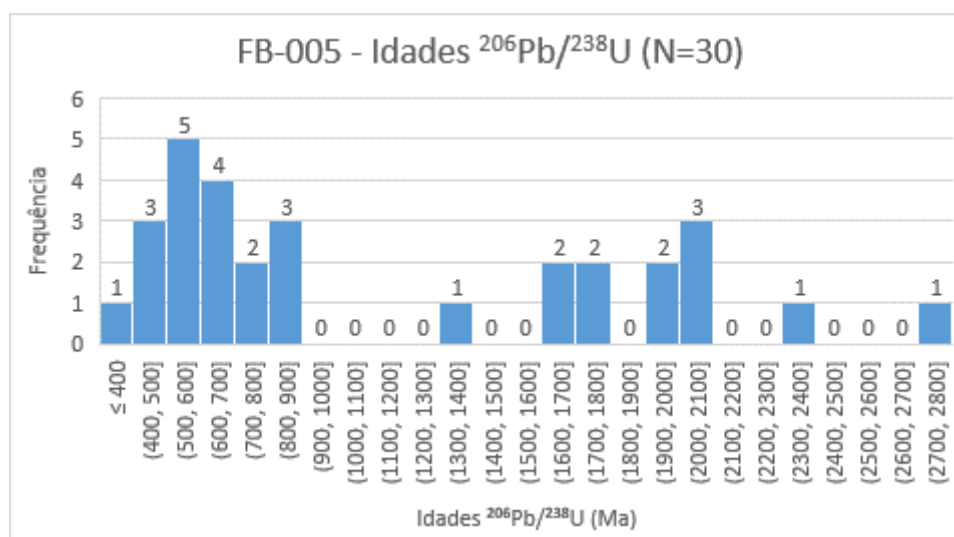


Figura 123 - Histograma das idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtidas em zircão na amostra FB-005.

Os cristais de zircão em que foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  menores ou iguais a 560 Ma apresentam idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  muito discrepantes, sendo a menor destas idades  $576 \pm 16$  Ma (análises de número 56, 57, 73, 74, 82 e 83, ver Tabela 11), portanto sendo idades discordantes. Além deste conjunto de dados, também foram desconsiderados os dados das análises de número 58, 59, 63, 77, 87 e 90 por também apresentarem idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  muito discrepantes (ver Tabela 11). As idades obtidas nestes dois conjuntos de análises foram consideradas discordantes.

Considerando apenas o conjunto de dados restante, os quais apresentam idades concordantes, nota-se que há um grupo bem definido de cristais de zircão com idades de 586 até 813 Ma (Figura 124). Esta faixa de idade possivelmente reflete fontes relacionadas aos granitos da Faixa Ribeira e rochas metavulcânicas e metabásicas relacionadas ao Grupo Itaiacoca. Nota-se que essa faixa de idade não é condizente com as idades conhecidas dos álcali-feldspato granitos da região, no qual apenas o Granito Joaquim Murtinho foi datado em  $569 \pm 2.3$  Ma (Prazeres Filho et al., 2003a). Granitoides do Complexo Cunhaporanga foram datados entre 590 e 625 Ma e do Complexo Três Córregos entre 600 e 636 Ma (Prazeres Filho et al., 2003b). Rochas metavulcânicas relacionadas ao Grupo Itaiacoca foram datadas em  $628 \pm 18$  Ma (Siga Jr. et al., 2003) e metabásicas do mesmo grupo em  $1030 \pm 69$  Ma (Siga et al., 2009). Há também um grupo considerável de cristais de zircão de idades predominantemente paleoproterozoicas. Estas idades podem ser relacionadas a cristais de zircão provenientes de rochas do embasamento do Grupo Itaiacoca. Estes cristais de zircão podem ter sido erodidos diretamente deste embasamento, ou serem produtos da erosão de metassedimentos do Grupo Itaiacoca que tinham como fonte rochas deste embasamento predominantemente paleoproterozoico.

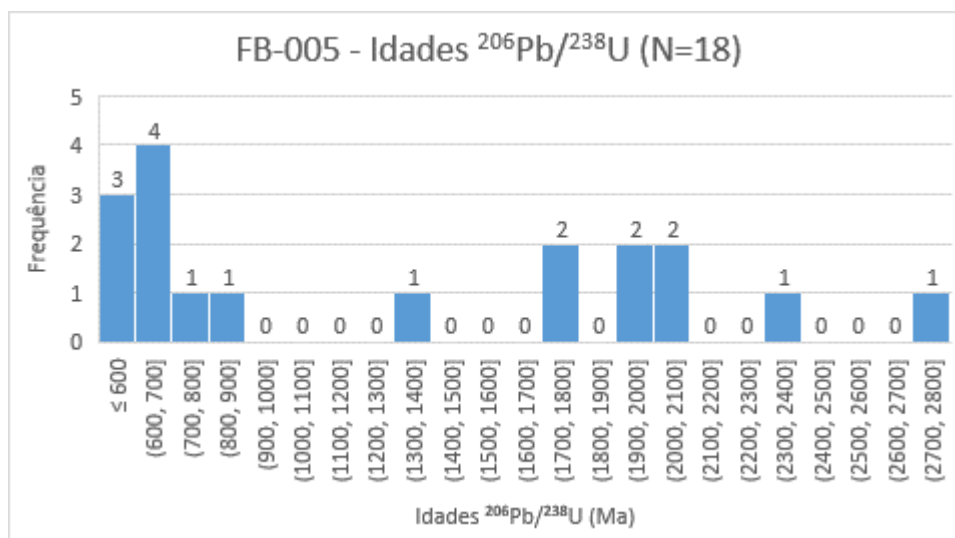


Figura 124 - Histograma das idades concordantes  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtidas em zircão na amostra FB-005, omitindo resultados inferiores a 560 Ma (dados discordantes).

Na amostra da brecha riolítica coletada no afloramento IM-062 foram realizadas 40 análises  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  em zircão. Foram obtidas idades que variam de 363 Ma a 1301 Ma (Figura 125).

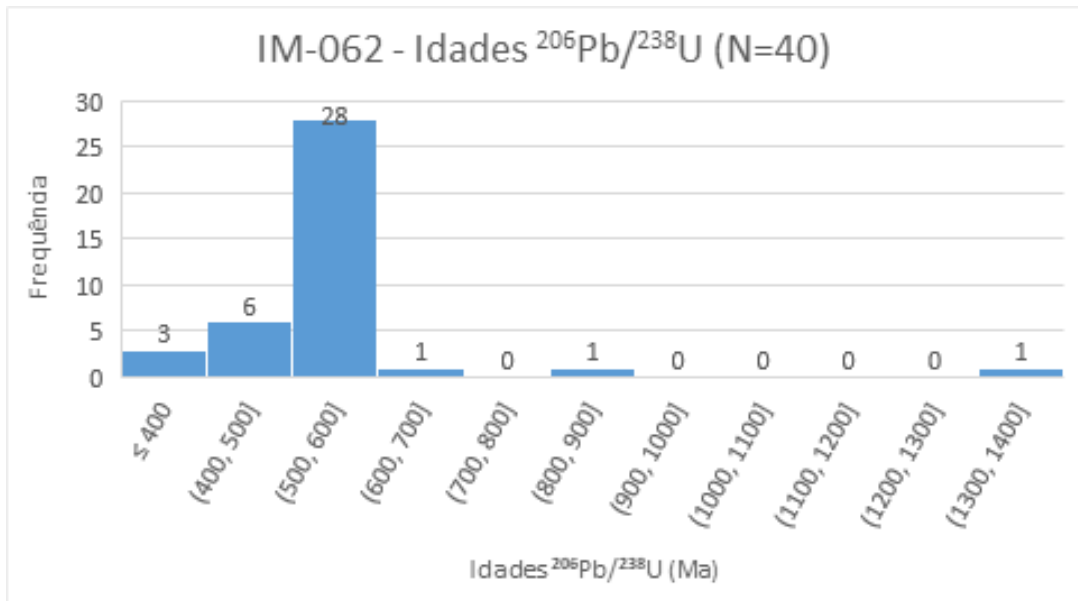


Figura 125 - Histograma das idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtidas em zircão na amostra IM-062.

Similar ao que ocorre nos dados da amostra FB-005, os cristais de zircão em que foram obtidas idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  menores ou iguais a 524 Ma apresentam idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  muito discrepantes, sendo a menor destas idades  $576 \pm 11$  Ma (análises de número 42, 58, 61, 62, 70, 71, 72, 76, 77, 78, 84, 89 e 92 ver Tabela 15). Das três análises maiores do que 594 Ma (análises 50, 56 e 69), duas apresentam este comportamento (exceto análise 56 – idade  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  de 861 Ma e idade  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de 863 Ma). As idades obtidas para na análise 56 indicam que este cristal de zircão pode ser herdado. Esta análise foi omitida do histograma para melhor visualização dos dados. Omitindo as idades menores ou igual a 524 Ma e maiores ou iguais que 594 Ma, e também outras quatro análises com idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  discrepantes (49, 63, 90 e 91), nota-se que os cristais de zircão se agrupam em três grupos distintos (Figura 126).

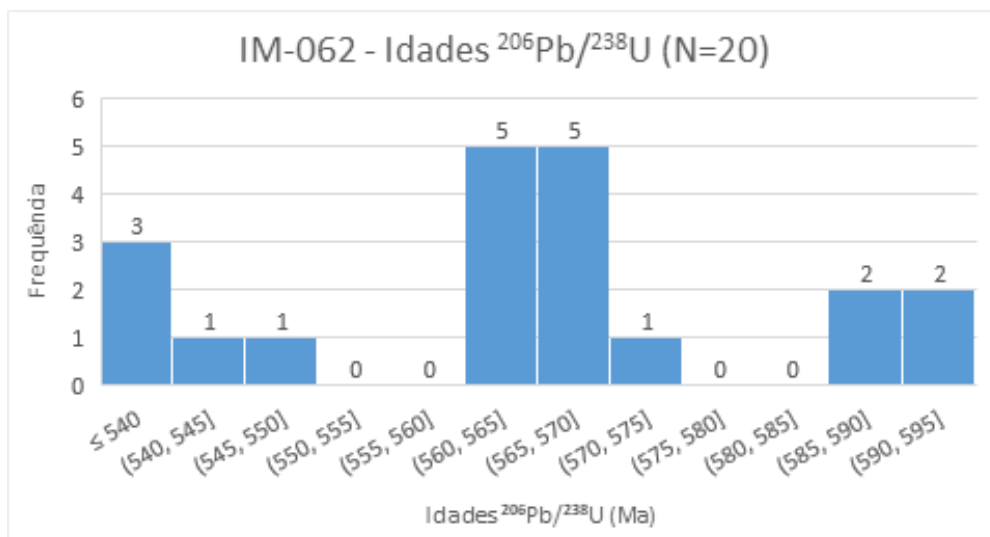


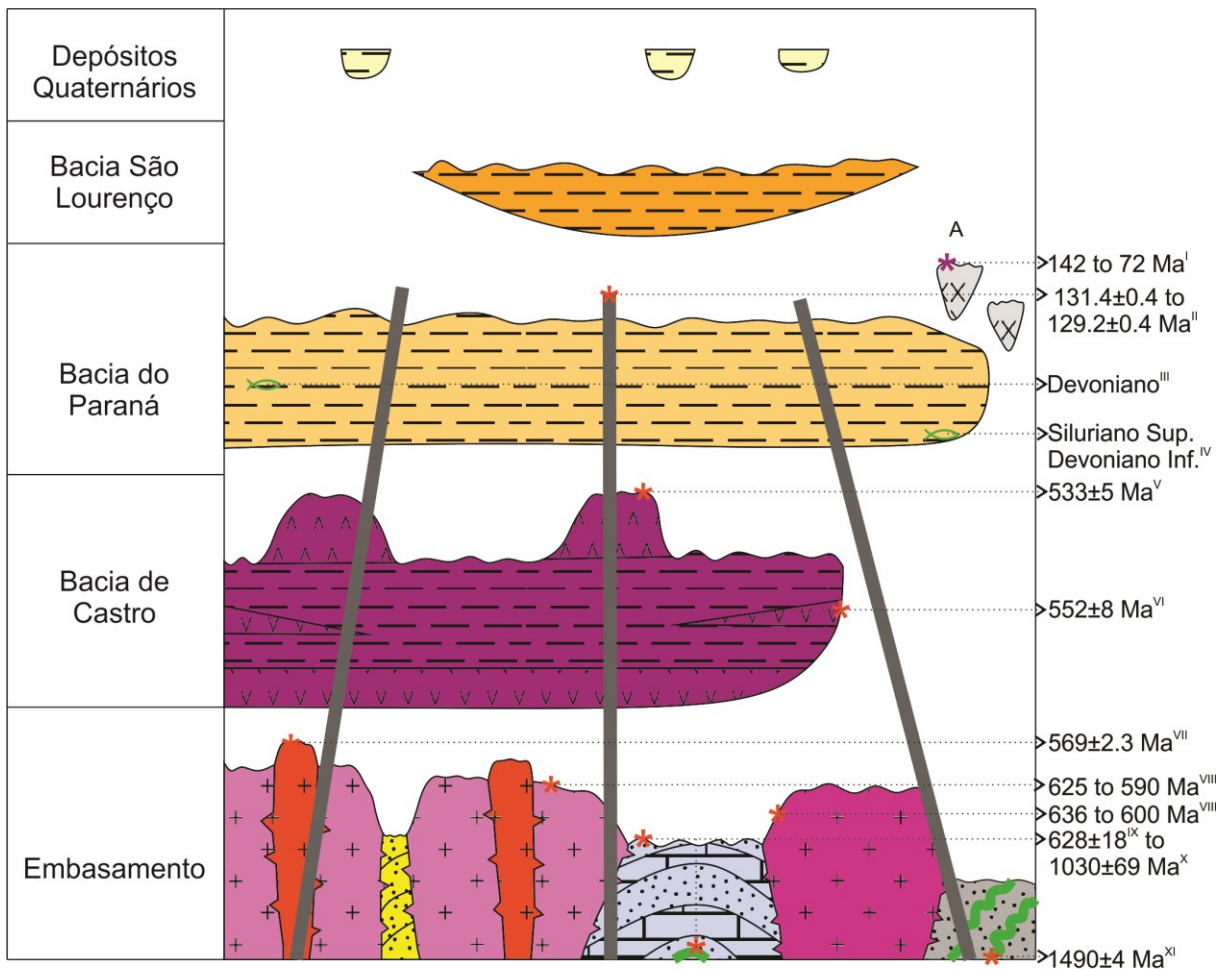
Figura 126 - Histograma das idades concordantes  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtidas em zircão na amostra IM-062, omitindo resultados discordantes (inferiores ou iguais a 536 Ma e superiores ou iguais a 594 Ma e quatro análises fora destes intervalos, com idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  discordantes).

O primeiro grupo, com idades entre 536 Ma até 547 Ma devem estar relacionados diretamente com a matriz riolítica. Há dados na literatura de idades de riolitos do Grupo Castro dentro desta faixa (ver Tabela 17 e Tabela 18). O segundo grupo, de idades de 562 Ma até 574 Ma (com uma concentração de 10 dos 11 cristais de zircão entre 562 Ma e 569 Ma), exibe idades similares às conhecidas para o Granito Joaquim Murinho. Portanto, esta faixa de idade pode ser relacionada com a intrusão dos álcali-feldspato granitos na região da Bacia de Castro. Estes granitos ou correlatos possivelmente representam as antigas câmaras magmáticas relacionadas ao vulcanismo ácido da Bacia de Castro. Esta idade também deve ser relacionada ao arcabouço da brecha riolítica, a qual apresentava maior volume do que a matriz, o que explicaria também a maior quantidade de cristais de zircão na faixa de 562 Ma até 574 Ma. A brecha riolítica analisada (Figura 127) é uma rocha similar à descrita por Leinz (1936) como “quartzo pórfiro brechoso” (aqui agrupado no “Membro Bulcão” da Formação Tirania). Há também um grupo de quatro cristais, com idade entre 587 Ma e 594 Ma, idades estas similares as descritas para alguns granitoides do Complexo Cunhaporanga. Estes cristais podem ser herdados dos granitos encaixante dos álcali-feldspato granitos. As suítes de álcali-feldspato granitos aflorantes na região (Serra do Carambeí e Joaquim Murinho) são incluídos por alguns autores no Complexo Cunhaporanga (Guimarães, 2000) e estão em contato com rochas do mesmo complexo.



Figura 127 - Brecha riolítica analisada, arcabouço de riolito róseo claro envolta por matriz riolítica arroxeadado (Amostra extraída do afloramento IM-062).

Na análise da amostra FB-120, também julgada incoerente, notou-se um intenso processo de metamictização nos cristais de zircão analisados (Figura 87). Este processo deve ser relacionado à alta concentração de urânio e tório do granito. A amostra escolhida também não foi a mais adequada, pois se escolheu em campo uma amostra de cor clara, por se julgou naquele momento sendo a qual apresentaria menor intensidade de alteração hidrotermal em relação às amostras róseas e avermelhadas mais comuns. Porém, análises petrográficas posteriores ao envio da amostra ao laboratório mostraram que a amostra sofreu um processo de albitização (ver Figura 35B, Figura 35C e Figura 35D). É esperado que este processo hidrotermal tenha tornado a amostra ainda mais radioativa. Em testemunhos de sondagem foram descritos diques de riolitos e riodacitos, intrusivos no Granito Serra do Carambeí, os quais estão são associados a mineralizações de tório e processos de albitização na rocha encaixante (Santos & Felipe, 1980). Como síntese do subcapítulo, foi preparada uma coluna estratigráfica esquemática da região de estudo (Figura 128) com dados provenientes da literatura.



## Legenda

### Quaternário

Depósitos Aluvionares

### Paleógeno - Neógeno?

Formação Castrolanda

### Bacia do Paraná

Intrusões Alcalinas

Diques (Formação Serra Geral)

Grupo Paraná

### Bacia de Castro

Grupo Castro

### Granitoides

Álcali-Feldspato Granitos

Granito Três Córregos

Granito Cunhaporanga

### Metassedimentos

Grupo Itaiacoca

Quartzito Serra das Pedras

Grupo Votuverava

Idade relativa - Fósseis

Datação U-Pb em zircão

Compilação datações

K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr and U-Pb

### Litologia

Clástico Terrígeno

Alcalina

Biabásio (predominante)

Vulcânica Félsica

Vulcânica Máfica/Intermediária

Granitoide

Metaterrígena

Metacarbonato

Metabásito

Figura 128 - Contexto geológico e coluna estratigráfica simplificada da Bacia de Castro e arredores. Referências: I – Magmatismo alcalino relacionado ao Arco de Ponta Grossa (Gomes et al., 2011); II – Diques de diabásio (Renne et al., 1996); III – Invertebrados marinhos Formação Ponta Grossa, do Grupo Paraná (Clarke, 1913); IV – Restos de plantas fossilizadas da Formação Furnas, do Grupo Paraná (Mussa et al., 1996); V – Riólito e VI – Andesito (Mapa et al., 2019); VII – Granito (Prazeres Filho et al., 2003a); VIII – Granitos Múltiplas amostras de Granito (Prazeres Filho et al., 2003b); IX – Rochas metavulcânicas intercaladas com metagrauvas (Siga Jr. et al., 2003); X – Metabásito (Siga et al., 2009); XI – Metabásito (Campanha et al., 2015). Figura retirada e traduzida do artigo a ser submetido à revista Brazilian Journal of Geology (disponível no Apêndice IX).

### 6.11. Síntese da Evolução Geológica da Bacia de Castro

Ao redor de 575 Ma, no fim da Orogênese Brasileira na região (Figura 129A), iniciou-se o magmatismo intraplaca (sendo o magmatismo félsico do tipo A2) e processo de rifteamento da instalação da Bacia de Castro. A bacia instalou-se aproveitando estruturas prévias, e a evolução destes riftes levou à formação de *horsts* e *grabens*. As estruturas reativadas, concordantes com as bordas dos *horsts* e *grabens*, serviram como condutos para a percolação de fluidos mineralizantes. O vulcanismo da Bacia de Castro deve ter cessado por volta de 530 Ma (Figura 129B). No final do Ordoviciano, por volta de 430 Ma, houve o início da deposição de sedimentos da Bacia do Paraná, preservando a Bacia de Castro (Figura 129C). Ao redor de 130 Ma, houve a instalação do enxame de diques relacionado ao Arco de Ponta Grossa e o magmatismo da Formação Serra Geral (Figura 129D). Os processos relacionados com a formação do arco e do enxame de diques resultaram no início da exumação da Bacia de Castro. A posterior deriva da anomalia mantélica ocasionou o rearranjo estrutural e a reativação de falhas na região (como a falha de Jaguariaíva). Este rearranjo culminou na instalação da Bacia São Lourenço – Formação Castrolanda, há cerca de 20 Ma (Figura 129E), além de outras bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil. A erosão progressiva seguiu rebaixando o nível de base dos rios, o que levou à erosão parcial dos sedimentos da Formação Castrolanda e exposição da Bacia de Castro na sua configuração atual (Figura 129F).

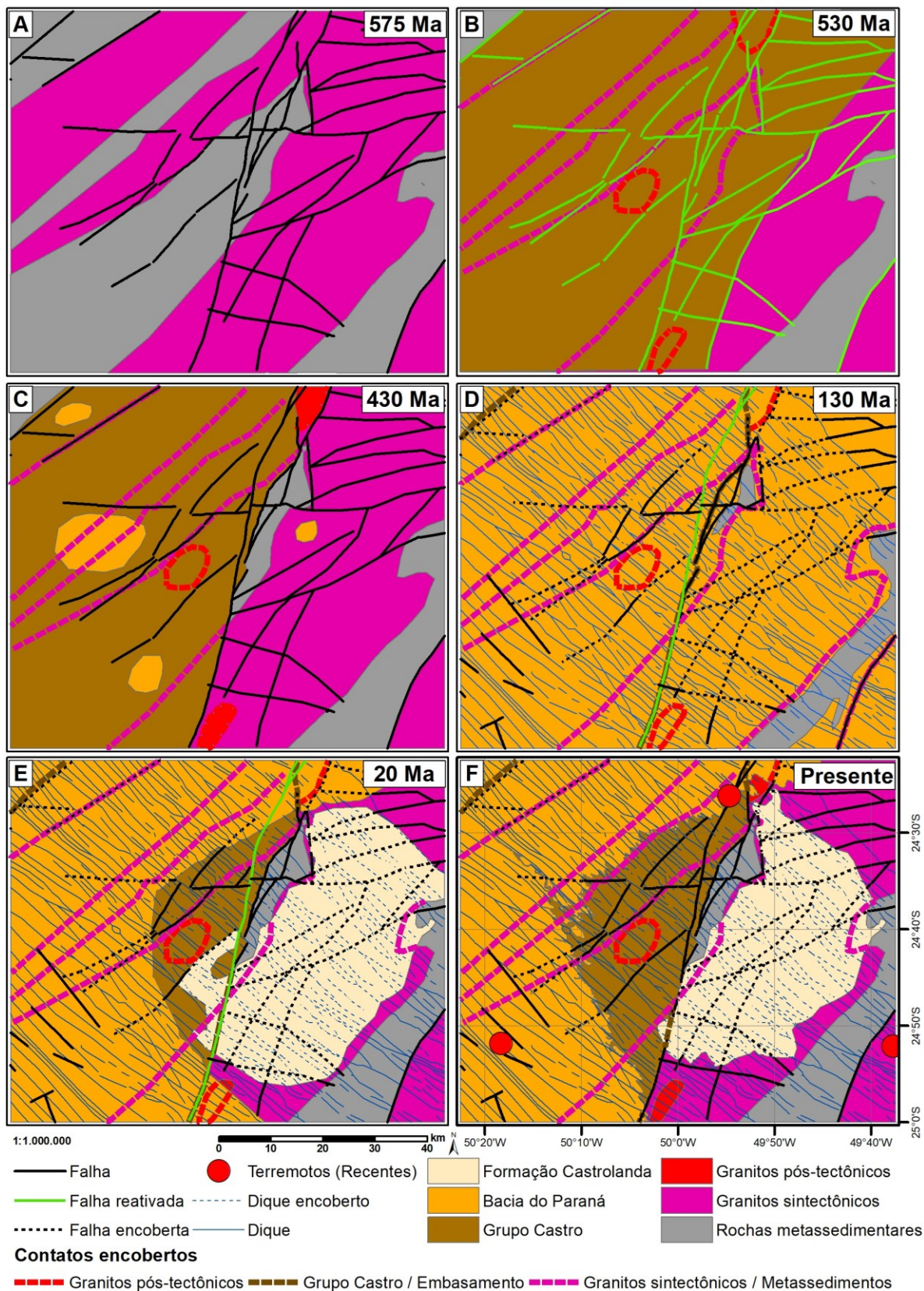


Figura 129 - Prancha de mapas esquemáticos representando a evolução geológica da Bacia de Castro. A: Fim da Orogênese Brasileira (575 Ma); B: Fim do vulcanismo do Grupo Castro (530 Ma); C: Início da deposição sedimentos Bacia do Paraná (430 Ma); D: Enxame de diques e exumação da Bacia de Castro (130 Ma); E: Deposição da Bacia São Lourenço (Formação Castrolanda); F: Configuração atual da Bacia de Castro e arredores (Presente)

## 6.12. Síntese da Evolução Metalogenética da Bacia de Castro

Um resumo dos sistemas minerais da Bacia de Castro pode ser observado no perfil esquemático (Figura 130). Os sistemas minerais da Bacia de Castro se encontram diretamente ligado aos eventos magmáticos e à extensão pós-tectônica. Fluidos magmáticos relacionados com este magmatismo e seu vulcanismo ácido tem ligação direta com enriquecimento em ouro em grandes volumes de rocha. Esse enriquecimento ocorreu durante o desenvolvimento de zonas de alteração hidrotermal na base de derrames, como observado na alteração sericítica com *lithophysae*, que apresentam teores detectáveis de ouro.

A base dos derrames também serviu como canalização de fluidos exsolvidos do magma, assim como estruturas prévias da bacia diretamente ligadas com a reativação de estruturas do embasamento. Estes fluidos canalizados formaram os principais veios de quartzo e calcedônia auríferos da Bacia. Estes veios apresentam teores de ouro relativamente mais elevados que as zonas de alteração hidrotermal por sericita.

A precipitação do ouro pode ter sido favorecida por processos de *boiling*. *Blankets*, inclusões fluidas com fase vapor e líquido variável nos veios auríferos e presença de calcita placoide nestes veios são evidências deste processo. Os *Blankets* também denotam uma baixa erosão da bacia, e são o material lavrado para caulim na área.

Há potencial para a existência de depósitos de lítio em ambientes lacustrino intracaladeira na Bacia de Castro e bacias correlatas. O ambiente tectônico também é favorável para a existência de depósitos do tipo *intermediate-sulfidation*, e há potencial na bacia para este tipo de mineralização como evidenciam teores relativamente altos de Pb e Zn obtidos em campanhas de geoquímica prospectiva prévias.

Sistemas minerais relacionados com depósitos IOCG também são plausíveis neste ambiente tectônico. É possível que as ocorrências de hematita hidrotermal representem feições rasas de um sistema IOCG. Nesta profundidade do sistema, a formação da hematita deve-se principalmente à fluidos formacionais, oxidados,

sendo possível alguma contribuição magmática. Estes fluidos foram canalizados por estruturas profundas da bacia, que devem apresentar comunicação com as câmaras magmáticas dos granitos pós-colisionais. A hematita de maior temperatura estimada (469 °C) foi coletada na região central do arco (FB-008). É possível que esta amostra de hematita apresente uma temperatura um pouco maior de formação, pois a região na qual foi coletada deve refletir uma maior exumação do sistema. A de menor temperatura (247 °C) foi coletada ao sul da bacia (afloramento FB-002), próximo ao contato dos arenitos da Formação Furnas (Bacia do Paraná). É possível que o baixo grau de erosão da Bacia de Castro impeça o afloramento das raízes desses sistemas.

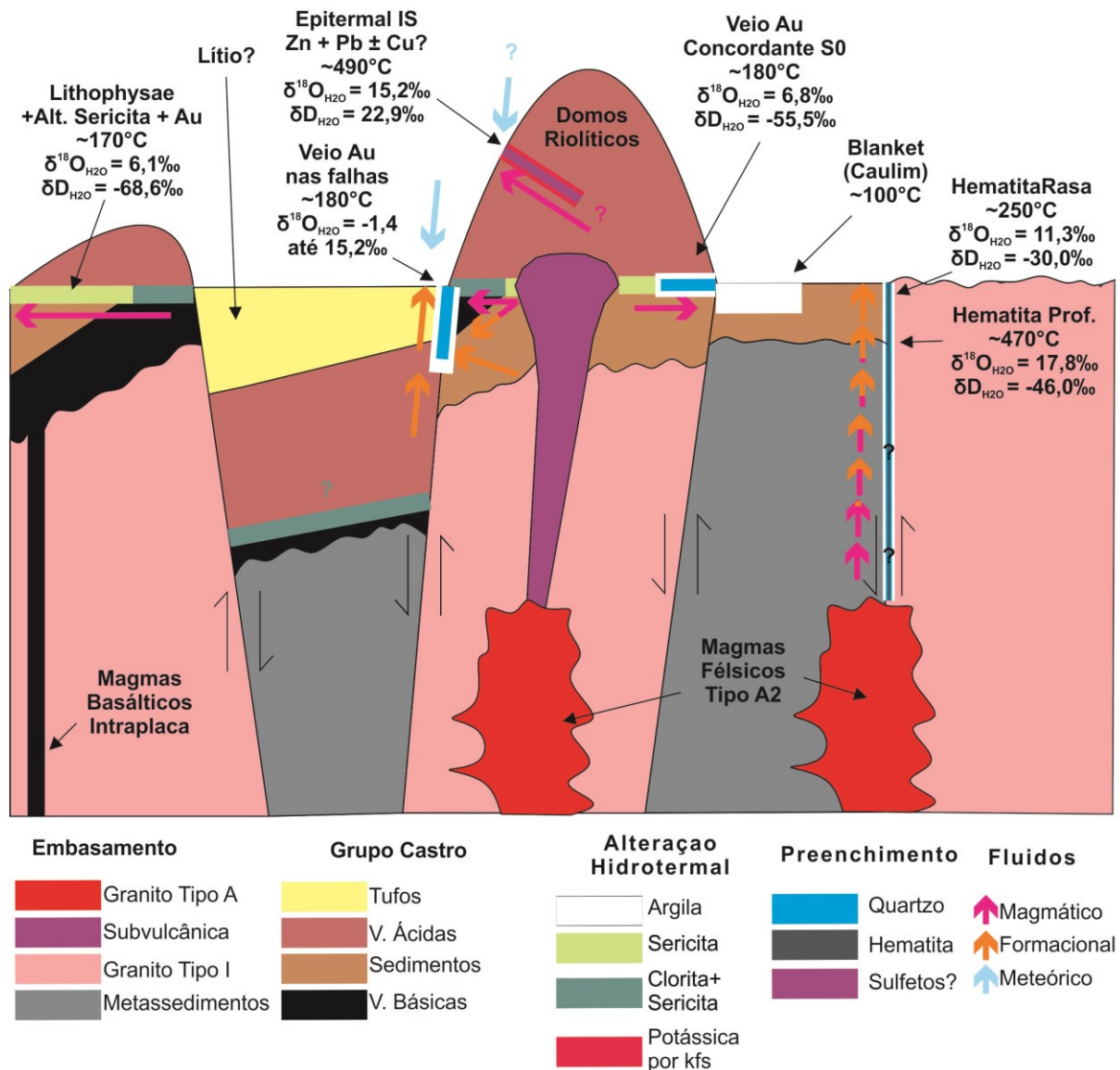


Figura 130 - Perfil esquemático das zonas de alteração hidrotermal e mineralizações associadas no Grupo Castro.

O mapa metalogenético da Bacia de Castro, que contém uma síntese dos dados de ocorrências minerais, zonas de alteração hidrotermal, análises litogeoquímicas, geoquímica prospectiva pode ser consultado no Apêndice XI. Nesse mapa, as zonas potenciais indicadas foram delimitadas com o auxílio de técnicas de *machine learning* como forma de condensar os dados de campo, sensoriamento remoto e geofísica.



## 7. CONCLUSÕES

A recém descrita Bacia São Lourenço (Formação Castrolanda) recobre áreas consideráveis da Bacia de Castro e do embasamento. Esta cobertura deve ser considerada em trabalhos prospectivos na região. É possível que ela recubra depósitos minerais, sem afetar diretamente a sua viabilidade, devido à pequena espessura relativa desta unidade.

A Bacia de Castro é hospedada em um sistema de rifte ativo, que reflete a ascensão do manto na área. Esta ascensão do manto está associada ao fim da Orogênese Brasileira. A ascensão mantélica gerou magmatismo pós-colisional intraplaca, dos quais as rochas vulcânicas do Grupo Castro são derivadas.

O reconhecimento da relação da Bacia de Castro com o magmatismo pós-colisional indica a possibilidade de depósitos *intermediate-sulfidation* na região. Os dados de geoquímica do Projeto Pirá-Castro (CPRM) indicam a área previamente requerida pela empresa Anglo American como a de maior potencial para depósitos desta natureza.

As zonas de alteração hidrotermal por sericita são zonas de enriquecimento de ouro. Este ambiente pode gerar prospectos de grandes volumes e baixos teores ou ao menos gerar um protominério a ser reconcentrado em zonas de altos teores e baixos volumes. Os isótopos estáveis indicam que esta alteração hidrotermal deriva de fluidos magmáticos.

As *lithophysae*, por serem associadas à alteração sericítica da base dos derrames riolíticos podem servir como guia prospectivo das zonas hidrotermalizadas. Algumas *lithophysae* podem ser aproveitadas economicamente como material gemológico, em especial as com preenchimento por ágata.

As zonas de alto teor de ouro e baixos volumes são relacionadas com os veios e zonas silicificadas por calcedônia com quartzo associado, os quais apresentam dois tipos de controles estruturais. Há veios associados à base de derrames riolíticos, os quais formam barreiras impermeáveis e canalizam os fluidos mineralizantes, formando estruturas com um baixo mergulho relativo. Neste caso, os fluidos são magmáticos. Nos veios com maiores mergulhos relativos, os fluidos são

canalizados por estruturas da bacia, neste caso a resposta dos isótopos estáveis de oxigênio é variável e em alguns casos indicam mistura com água meteórica.

A presença de mantas de alteração argílica preservadas (*blankets*) denotam boa preservação da bacia e baixa erosão dos sistemas hidrotermais. Essas mantas, além de gerarem depósitos de argila de alta qualidade são zonas prospectivas para mineralizações associadas a sistemas epitermais. Essas zonas denotam também eventos de *boiling* no sistema, assim como a variação volumétrica observada nas inclusões fluidas e cavidades de calcita placoide.

A mineralização de hematita hidrotermal representa feições de baixa profundidade relacionados a possíveis sistemas do tipo IOA-IOCG. Essas ocorrências estão associadas com grandes estruturas da Bacia de Castro, que serviram que canalizaram os fluidos mineralizantes. Os fluidos formadores da hematita possivelmente derivam da canalização nestas estruturas, indicado pelos dados de isótopos estáveis. O ambiente tectônico inferido para a Bacia de Castro também é promissor para a formação deste tipo de depósito.

Os mapas gerados por *machine learning*, além de serem uma ferramenta útil para o aprimoramento da cartografia geológica, também auxiliam na otimização da exploração mineral. Mesmo buscando-se feições relativamente pequenas para a escala da resolução dos dados disponíveis, essa técnica ressaltou áreas próximas das zonas mineralizadas e *trends* favoráveis para a pesquisa mineral.

## 8. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Para a prospecção de depósitos minerais abaixo da cobertura da Formação Castrolanda é necessário a utilização de métodos indiretos. Por esse motivo, a delimitação mais precisa da Formação Castrolanda e de sua estratigrafia devem ser úteis para projetos futuros na área. Estudos palinológicos forneceriam idades mais precisas para a deposição desta unidade.

O estudo detalhado nos diques diferenciados do Enxame de Diques do Arco de Ponta Grossa ofereceria informações relevantes sobre a evolução da Província magmática do Paraná-Etendeka e seu magmatismo alcalino associado. Sugere-se estudos de paleomagnetismo e datações geocronológicas destes diques diferenciados. A mudança na orientação magnética dos diques deve ser reflexo de inversões do polo magnético da terra no período da intrusão destes diques.

O reconhecimento da Formação Aparição como uma fácies vulcanossedimentar intracaldeira abre a possibilidade para depósitos de lítio na região e em unidades similares em bacias correlatas. Sugere-se o levantamento estratigráfico e o mapeamento detalhado desta unidade, embasado com análises litoquímicas visando esse bem mineral.

Estudos sistemáticos das ocorrências de hematita hidrotermal da Bacia de Castro forneceriam informações sobre a fertilidade dos sistemas IOA-IOCG da área. Para o entendimento das estruturas profundas relacionadas a este sistema, sugere-se adensamento dos dados gravimétricos e perfis magnetotelúricos.

Análises sistemáticas de teores de ouro na zona de alteração hidrotermal por sericita com *lithophysae* forneceriam dados sobre a distribuição deste bem mineral neste contexto geológico. O entendimento da distribuição dos teores deve fornecer informações sobre a remobilização do ouro para sistemas de veios fértéis ou até mesmo delimitar o potencial de zonas mineralizadas com baixo teor de ouro e grande volume.

Sugere-se no embasamento o mapeamento geológico dos arredores do *stock* granodiorítico Gentil e de zonas de alteração hidrotermal associadas. Estes estudos podem fornecer arcabouço para a viabilidade de depósitos do tipo pórfiro na área.

Também seria de grande valia checar anomalias geofísicas similares e estruturas associadas a este contexto.

As anomalias de urânio localizadas no contato do Complexo Granítico Cunhaporanga com a Faixa Itaiacoca abrem possibilidades para a exploração deste bem mineral. Sugere-se checar essas anomalias com apoio de gamaespectrômetro portátil para entendimento da distribuição do urânio nestas anomalias *in situ*.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrams, M.J., Brown, D., Lepley, L., & Sadowski, R., 1983, Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona: *Economic Geology*, v. 78, p. 591–604, doi:10.2113/gsecongeo.78.4.591.
- Abreu, G.C.D., & Serrano, V.D., 2014a, A estrutura circular da Fazenda São Daniel – Carambeí, *in* VI Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, Brazil, ADIMB.
- Abreu, G.C.D., & Serrano, V.D., 2014b, As Mineralizações auríferas epitermais da Bacia de Castro - PR, *in* Palestra Student Chapter USP, São Paulo, Society of Economic Geologists.
- Abreu, G.C.D., Serrano, V.D., & Meloni, R.E., 2013, As Mineralizações auríferas epitermais da Bacia de Castro-PR, *in* III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, IBRAM.
- Algarte, J.P., Cunha, H.C. da S., Daitx, E.C., Chierigati, L.A., & Cavalcante, J.C., 1974, Projeto Sudeste do Estado de São Paulo: São Paulo.
- Almeida, F.F.M. de, 1957, Novas Ocorrências de Fósseis no Pré-Cambriano Brasileiro: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 29, p. 63–72.
- Almeida, R.P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A.R.S., & Fambrini, G.L., 2010, The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications: *The Journal of Geology*, v. 118, p. 145–161, doi:10.1086/649817.
- ANM - Agência Nacional de Mineração, 2022, Pesquisar Processos: <https://sistemas.anm.gov.br/SCM/Extra/site/admin/pesquisarProcessos.aspx> (accessed January 2023).
- Antonelli, F., 2020, Geofísica aplicada na exploração de ouro do alvo Torre, Bacia de Castro-PR [Master Thesis]: Universidade Federal do Paraná, 90 p., <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/74325>.
- Antonelli, F., & Ferreira, F.J.F., 2019, Annual effective and air absorbed doses based on airborne and ground gamma-ray spectrometry: Serra do Carambeí and Joaquim Murtinho granites, southern Brazil, *in* 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, doi:10.22564/16cisbgf2019.049.
- Arioli, E.E., 1981, Geologia do Grupo Castro na Folha SG.22-D-IV-4, *in* Atas, Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo de São Paulo, v. 1, p. 185–200.
- Arioli, E.E., & Moreton, L.C., 1982, Projeto Castro - Relatório de Etapa: Minerais do Paraná S.A. - Mineropar, 106 p.

- ASF - Alaska Satellite Facility, 2019, ALOS PALSAR – Radiometric Terrain Correction: <https://search.asf.alaska.edu/#/> (accessed November 2019).
- Bakker, R.J., 2003, Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties: *Chemical Geology*, v. 194, p. 3–23, doi:10.1016/S0009-2541(02)00268-1.
- Bertoldo, A.L., Muratori, A., Trein, E., & Basumallick, S., 1970, Fôlha Geológica Joaquim Murtinho: Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Bigarella, J.J., & Salamuni, R., 1958, Contribuição à geologia da fonte termal de Castro (Estado do Paraná): *Humanitas*, v. 3, p. 202–210.
- Biondi, J.C., 1999, Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (Formação Campo Alegre - SC) - 2 Petroquímica e modelo genético: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 151–156.
- Biondi, J.C., & Furtado, L.I., 1999, Geologia e gênese dos depósitos de caulim Floresta e Cambuí (Formação Campo Alegre - SC) - 1. Faciologia e mineralogia das rochas e minérios: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, p. 141–150.
- Biondi, J.C., Moser, D., Fagundes, M.R., Niedzielski, O., Lopes, A.P., Bahniuk, J., & Silveira, L.S., 2000, Características físicas dos minérios de caulim das minas floresta, Cavalheiro, Turvo e Kowalski, em Campo Alegre (SC), e de Trigolândia (PR): *Cerâmica*, v. 46, p. 67–75, doi:10.1590/S0366-69132000000200004.
- Biondi, J.C., Vasconcellos, E.M.G., & Vanzela, G.A., 2002, Estudo comparativo entre os minérios da Mina Bateias e de outras minas da região de Campo Alegre (Santa Catarina): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 32, p. 245–254.
- BNDG - Banco Nacional de Dados Gravimétricos, 2021, Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, <https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/legislacao-aplicavel/bndg-banco-nacional-de-dados-gravimetricos> (accessed December 2022).
- Bodnar, R., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., & M., S.-M., 2014, Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits, *in* *Treatise on Geochemistry: Second Edition*, v. 13, p. 119–142, doi:10.1016/B978-0-08-095975-7.01105-0.
- Bonacim, E.A., Moro, R. de P.X., & Soares, P.C., 1994, Tectônica da Bacia Ordoviciano de Castro – Paraná: *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 42, p. 59–72.
- Bonvalot, S. et al., 2012, World Gravity Map: Bureau Gravimetrique International (BGI), map, CGMW-BGI-CNES-IRD Ed., Paris, v. 1, p. 8.
- Bowers, T.S., & Taylor Jr., H.P., 1985, An integrated chemical and stable-isotope model of the origin of Midocean Ridge Hot Spring Systems: *Journal of*

- Geophysical Research: Solid Earth, v. 90, p. 12583–12606, doi:10.1029/JB090iB14p12583.
- Bradley, D.C., Stillings, L.L., Jaskula, B.W., Munk, L., & McCauley, A.D., 2017, Lithium: U.S. Geological Survey Professional Paper USGS Numbered Series 1802-K, 34 p., doi:10.3133/pp1802K.
- Breitkreuz, C., 2013, Spherulites and lithophysae-200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks: Bulletin of Volcanology, v. 75, p. 1–16, doi:10.1007/s00445-013-0705-6.
- Brito, L.F., & Juliani, C., 2021, Genesis of base metal deposit in the Camaquã basin (RS) and guides for the mineralization, *in* Boletim de resumos, São Paulo, Instituto de Geociências, p. 31, <https://repositorio.usp.br/item/003040414> (accessed January 2023).
- Caltabelotta, F.P., Lopes, A.P., Mapa, F.B., Marques, I.P., Palmeira, L.C.M., Silva, M.P., Costa, V.S., & Almeida, V.V. de, 2017, Projeto ARIM Vale do Ribeira (SP e PR): Mapas geológico e de recursos minerais: CPRM Map, <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/18964> (accessed December 2022).
- Campanha, G.A.C., Faleiros, F.M., Basei, M.A.S., Tassinari, C.C.G., Nutman, A.P., & Vasconcelos, P.M., 2015, Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism: Precambrian Research, v. 266, p. 530–550, doi:10.1016/j.precamres.2015.05.026.
- Capuano, R.M., 1992, The temperature dependence of hydrogen isotope fractionation between clay minerals and water: Evidence from a geopressured system: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 56, p. 2547–2554, doi:10.1016/0016-7037(92)90208-Z.
- Carvalho, M.A. da S., Colaneri, S., & Batolla Jr., F., 1977, Projeto Leste do Paraná - Folha Barra do Rio Pitangui - SG.22-X-A-V-3: CPRM, 86 p.
- CELEPAR, 2022, Documentador - Sistema de Gestão e Armazenamento de Documentos - Área de Pesquisa Pública: Documentador, <https://www.documentador.pr.gov.br/documentador/busca.do?action=buscar> (accessed December 2022).
- Centro de Sismologia - USP, 2015, Catálogo - Centro de Sismologia da Universidade de São Paulo:, <https://moho.iag.usp.br/rq/event> (accessed December 2022).
- Chen, Y., Zhu, D.-C., Zhao, Z.-D., Meng, F.-Y., Wang, Q., Santosh, M., Wang, L.-Q., Dong, G.-C., & Mo, X.-X., 2014, Slab breakoff triggered ca. 113Ma magmatism around Xainza area of the Lhasa Terrane, Tibet: Gondwana Research, v. 26, p. 449–463, doi:10.1016/j.gr.2013.06.005.
- Chierigati, L.A., 1989, Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo

[Master Thesis]: Universidade de São Paulo, doi:10.11606/D.44.1989.tde-12062013-141018.

- Clarke, J.M., 1913, Fosséis devonianos do Paraná: Rio de Janeiro, Ministerio da Agricultura, Industria e Commercio -Typ. Annexa á Directoria do Serviço de Estatística, Monographias do Serviço Geologico e Mineralogico do Brasil 1, 353 p.
- Clayton, R.N., Goldsmith, J.R., & Mayeda, T.K., 1989, Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 725–733, doi:10.1016/0016-7037(89)90015-X.
- Climate-Data.org, 2022, Clima Castro (Brasil):, <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/parana/castro-43746/> (accessed January 2022).
- Cordani, U.G., 1974, Comentários sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas folhas Asunción e Curitiba, *in* Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Asunción (SG-21), Folha Curitiba (SG-22)., Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 58–69.
- Cordani, Umberto.G., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., & Nutman, A., 1999, Idades U-Pb (Shrimp) em rochas vulcânicas das bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR): *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 71, p. 835.
- Corporation for Digital Scholarship, 2022, Zotero | Your personal research assistant:, <https://www.zotero.org/>.
- Correia, A.E., 2022, OpenStereo:, <https://github.com/spamlab-iee/os> (accessed January 2023).
- Coutinho, J.M.V., 1955, Geologia e petrologia da região de Pirai do Sul, Paraná: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 4, p. 51–67.
- CPRM, 2014, Comunicado sobre a disponibilização de dados digitais aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectometria):, [http://www.cprm.gov.br/publique/media/sensoriamento\\_geofisica/projetos\\_aerogeofisicos/comunicado\\_complemento\\_sucunduri.pdf](http://www.cprm.gov.br/publique/media/sensoriamento_geofisica/projetos_aerogeofisicos/comunicado_complemento_sucunduri.pdf).
- CPRM, (em andamento), Projeto Bacias Vulcanossedimentares Ediacarano-Cambrianas das Províncias Mantiqueira e Borborema (PBEC):
- CPRM, 2018, Sensoriamento Remoto e Geofísica - SIG:, <https://geoportal.cprm.gov.br/portal/apps/webappviewer/index.html?id=ab9142d362c24941840132959df3a179>.
- Cruz, A. de S., 1991, Prospecto Argilas do Grupo Castro: Mineraiis do Paraná S.A. - Mineropar Relatório de Etapa, 34 p.
- D'Agrella-Filho, M.S., & Pacca, I.G., 1988, Palaeomagnetism of the Itajai, Castro and Bom Jardim groups from southern Brazil: *Geophysical Journal*, v. 93, p. 365–376.

- Dardenne, M.A., Ronchi, L.H., Bastos Neto, A.C., & Touray, J.C., 1997, Geologia da fluorita, *in* Principais depósitos minerais do Brasil - Rochas e minerais industriais, Brasília, DNPM/CPRM, v. IV-B, p. 479–507.
- Davis, D., Lowenstein, T., & Spencer, R., 1990, Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 591–601, doi:10.1016/0016-7037(90)90355-O.
- Day, W.C., Slack, J.F., Ayuso, R.A., & Seeger, C.M., 2016, Regional Geologic and Petrologic Framework for Iron Oxide ± Apatite ± Rare Earth Element and Iron Oxide Copper-Gold Deposits of the Mesoproterozoic St. Francois Mountains Terrane, Southeast Missouri, USA: *Economic Geology*, v. 111, p. 1825–1858, doi:10.2113/econgeo.111.8.1825.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183–210, doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- Dentith, M., & Mudge, S.T., 2014, *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*: Cambridge University Press, 1249 p.
- Derby, O.A., 1878, A Geologia da Região Diamantífera da Província do Paraná no Brasil: *Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro*, v. 3, p. 89–98.
- DOCEGEO, 1997, Projeto Paraná, Área Castro: Rio Doce Geologia e Mineração S.A. Relatório de Etapa GS-RET-97-011, 45 p.
- Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications: *Geology*, v. 20, p. 641, doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2.
- Ernst, R.E., 2014, *Large Igneous Provinces*: Cambridge, Cambridge University Press, 653 p., doi:10.1017/CBO9781139025300.
- Eslinger, E.V., Savin, S.M., & Yeh, H.-W., 1979, Oxygen Isotope Geothermometry of Diagenetically Altered Shales, *in* Scholle, P.A. and Schluger, P.R. eds., *Aspects of Diagenesis*, SEPM Society for Sedimentary Geology, v. 26, p. 0, doi:10.2110/pec.79.26.0113.
- ESRI, 2018, ArcGIS Desktop, <https://www.esri.com/en-us/home>.
- Esri Technical Support, 2021, How To: Batch calculate line direction using the Field Calculator, <https://support.esri.com/en/technical-article/000015375> (accessed January 2023).
- Exército Brasileiro, 2021, BDGEx - Banco de Dados Geográficos do Exército, <https://bdgex.eb.mil.br/bdgexapp/> (accessed January 2023).

- Ferreira, F.J.F., 1983, Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa [Master Thesis]: Universidade de São Paulo, doi:10.11606/D.44.1983.tde-14082013-161535.
- Ferreira, F.J.F., Fruchting, A., Guimarães, G.B., Alves, L.S., Martin, V.M.O., & Ulbrich, H.H.G.J., 2009, Levantamentos Gamaespectrométricos em Granitos Diferenciados. II: O Exemplo do Granito Joaquim Murtinho, Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: Geologia USP. Série Científica, v. 9, p. 55–72, doi:10.5327/Z1519-874X2009000100004.
- Ferreira, F.J.F., Neto, L.F., Guimarães, G.B., & Ulbrich, H.H.G.J., 2005, Contrastes gamaespectrométricos (K, eTh, eU) dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos-PR: Análise dos dados do BARMP (Brazil Airborne Radiometric Mapping Project), *in* X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, 2005, Porto de Galinhas, <http://www.geologia.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2017/08/contrastes3.pdf>.
- Ferreira, F.J.F., Riffel, S.B., Forlin, M., & Guimarães, G.B., 2001, Gamaespectrometria do Granito Serra do Carambeí – PR, *in* 7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, European Association of Geoscientists & Engineers, doi:10.3997/2214-4609-pdb.217.121.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., Fambrini, G.L., Almeida, R.P.D., Pelosi, A.P.M.R., Janikian, L., Riccomini, C., Machado, R., Nogueira, A.C.R., & Saes, G.S., 2000, The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian Sequences in Southernmost Brazil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 442–445.
- Fuck, R.A., Trein, E., & Lopes, 1966, Fôlha Geológica de Abapã: Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Geofoto S.A., 1978, Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul: CPRM, 1–48 p., <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8583>.
- Geosoft, 2016, Geosoft - Oasis Montaj., <https://www.seequent.com/pt-br/produtos-e-solucoes/geosoft-oasis-montaj/>.
- Godoy, D.F., 2010, Evolução termocronológica por traços de fissão em apatita e zircão das Bacias da Transição Proterozóico-Fanerozóico de Camaquã (RS), Castro (PR), Eleutério (SP/MG), Jaibaras e Cococi (CE) [PhD Thesis]: Universidade Estadual Paulista, 127 p., <https://repositorio.unesp.br/handle/11449/103034>.
- Godoy, L.C., 2011, Radioanomalias no granito Serra do Carambeí - PR e possíveis implicações no uso e ocupação do solo [PhD Thesis]: Universidade Federal do Paraná, 216 p., <https://acervodigital.ufpr.br/handle/1884/25968>.
- Godoy, L.C., Bittencourt, A.V.L., Santos, L.J.C., & Ferreira, F.J.F., 2011, Distribuição de k, eU E eTh E avaliação da dose anual de radiação na região do Granito Serra do Carambeí - PR: *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, p. 359–375, doi:10.1590/S0102-261X2011000200011.

- Golyshev, S.I., Padalko, N.L., & Pechenkin, S.A., 1981, Fractionation of stable oxygen and carbon isotopes in carbonate systems: *Geochemistry International*, v. 18, p. 85–89.
- Gomes, C.B., Ruberti, E., Comin-Chiaramonti, P., & Azzone, R.G., 2011, Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: A review: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 152–168, doi:10.1016/j.jsames.2011.05.003.
- Google Developers, 2021, Eigen Analysis | Google Earth Engine: Google Developers, [https://developers.google.com/earth-engine/guides/arrays\\_eigen\\_analysis](https://developers.google.com/earth-engine/guides/arrays_eigen_analysis) (accessed December 2022).
- Google Developers, 2022, Google Earth Engine: Google Developers, <https://developers.google.com/earth-engine> (accessed December 2022).
- Google Maps, 2022, My Maps - About., <https://www.google.com/maps/about/mymaps/> (accessed December 2022).
- Götze, J., Möckel, R., Vennemann, T., & Müller, A., 2016, Origin and geochemistry of agates in Permian volcanic rocks of the Sub-Erzgebirge basin, Saxony (Germany): *Chemical Geology*, v. 428, p. 77–91, doi:10.1016/j.chemgeo.2016.02.023.
- Graham, C.M., Sheppard, S.M.F., & Heaton, T.H.E., 1980, Experimental hydrogen isotope studies—I. Systematics of hydrogen isotope fractionation in the systems epidote-H<sub>2</sub>O, zoisite-H<sub>2</sub>O and AlO(OH)-H<sub>2</sub>O: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 353–364, doi:10.1016/0016-7037(80)90143-X.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., & Hitzman, M.W., 2010, Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits: *Economic Geology*, v. 105, p. 641–654, doi:10.2113/gsecongeo.105.3.641.
- Grupo Calpar, 2015, Termas Riviera., <https://www.calpar.com.br/calpar.com.br/calpar-site2015/termas-riviera/termas-fronpage.html> (accessed January 2023).
- Guimarães, G.B., 2000, As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos [PhD Thesis]: Universidade de São Paulo, 230 p., doi:10.11606/T.44.2000.tde-29102015-111937.
- Guimarães, G.B., 1995, O complexo granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinho, Piraí do Sul (PR): caracterização faciológica das rochas granitoides [Master Thesis]: Universidade de São Paulo, doi:10.11606/D.44.1995.tde-11062015-095229.
- Hasui, Y., 2010, A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional: *Geociências (São Paulo)*, v. 29, p. 141–169.

- Hausen, J.P., Trein, E., Muratori, A., & Basumallick, S., 1970, Fôlha Geológica Jaguariaiva (Sul): Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Hedenquist, J.W., Arribas R., A., & Gonzalez-Urien, E., 2000, Exploration for Epithermal Gold Deposits, *in* Gold in 2000, Littleton, Colorado, USA, Society of Economic Geologists, Inc., Reviews in Economic Geology 13, p. 245–277.
- Hitzman, M.W., 2000, IRON OXIDE-Cu-Au DEPOSITS : WHAT , WHERE , WHEN , AND WHY: Porter, TM, Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, v. 1, p. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., & Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Precambrian Research, v. 58, p. 241–287, doi:10.1016/0301-9268(92)90121-4.
- Hitzman, M.W., & Valenta, R.K., 2005, Uranium in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems: Economic Geology, v. 100, p. 1657–1661, doi:10.2113/gsecongeo.100.8.1657.
- Huw Davies, J., & von Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: Earth and Planetary Science Letters, v. 129, p. 85–102, doi:10.1016/0012-821X(94)00237-S.
- Internacional Atomic Energy Agency - IAEA, 2003, Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data: IAEA-TECDOC 1363, 152 p.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks.: Mining Geology, v. 27, p. 293–305, doi:10.11456/shigenchishitsu1951.27.293.
- Isles, D.J., & Rankin, L.R., 2013, Geological Interpretation of Aeromagnetic Data: Australian Society of Exploration Geophysicists, 357 p.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., & Erban, V., 2006, Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit): Journal of Petrology, v. 47, p. 1255–1259, doi:10.1093/petrology/egl013.
- JavaScript | MDN, 2022, <https://developer.mozilla.org/pt-BR/docs/Web/JavaScript> (accessed December 2022).
- Ji, J., & Browne, P.R.L., 2000, Relationship Between Illite Crystallinity and Temperature in Active Geothermal Systems of New Zealand: Clays and Clay Minerals, v. 48, p. 139–144, doi:10.1346/CCMN.2000.0480117.
- Kadir, S., Külah, T., Eren, M., Önalgil, N., & Gürel, A., 2014, Mineralogical and Geochemical Characteristics and Genesis of the Güzelyurt Alunite-Bearing Kaolinite Deposit Within the Late Miocene Gördeles Ignimbrite, Central Anatolia, Turkey: Clays and Clay Minerals, v. 62, doi:10.1346/CCMN.2014.0620603.

- Kropáček, V., Krs, M., & Bucha, V., 1975, Magnetic properties of natural Mn-oxides: *Studia Geophysica et Geodaetica*, v. 19, p. 261–274, doi:10.1007/BF01614255.
- Lasa Prospecções S.A., 2011, Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina: CPRM, 88 p., <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/11241>.
- Laurencelle, J., Logan, T., & Gens, R., 2015, Alaska Satellite Facility (ASF) - Radiometrically terrain corrected ALOS PALSAR products: ASF-Alaska Satellite Facility, v. 1.2, p. 12.
- Lee, C.A., 2005, Trace Element Evidence for Hydrous Metasomatism at the Base of the North American Lithosphere and Possible Association with Laramide Low-Angle Subduction: *The Journal of Geology*, v. 113, p. 673–685, doi:10.1086/449327.
- Leinz, V., 1936, Os Porphyros de Castro: *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, v. 8, p. 305–311.
- Leonardos, O.H., 1938, Ferro no Paraná: Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Boletins - Serviço de Fomento da Produção Mineral 25, 65 p.
- London Metal Exchange, 2023, About Lithium | London Metal Exchange: Lme, <https://www.lme.com/Metals/EV/About-Lithium> (accessed January 2023).
- Lopes Jr., I., Carvalho, M.A. da S., Aguiar Neto, A., Batolla Jr., F., & Colaneri, S., 1977, Projeto Leste do Paraná - Folha Piraí do Sul - SG.22-X-A-VI: CPRM.
- Lopes Jr., I., Yamamoto, K., Addas, W., & Machado, G.J., 1979, Projeto geoquímica na área de Castro / Piraí: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8135> (accessed December 2022).
- Lopes, J.A., Trein, E., Muratori, A., Palka, J., & Fuck, R.A., 1966, Fôlha Geológica de Castro: Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Loyola, L.C. de, 2003, O Distrito de Talco do Paraná, gênese e características dos minérios [Master Thesis]: 82 p., <http://hdl.handle.net/1884/48802>.
- Magni, V., Allen, M.B., van Hunen, J., & Bouilhol, P., 2017, Continental underplating after slab break-off: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 474, p. 59–67, doi:10.1016/j.epsl.2017.06.017.
- Mapa, F.B., Marques, I.P., Turra, B.B., & Palmeira, L.C.M., 2019, Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): geologia e recursos minerais da bacia de Castro, estado do Paraná: CPRM, <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/21506> (accessed March 2022).
- Marques, I.P., 2012, Águas do Rio Grande do Sul: Contribuição à mineralogia, cristalquímica e às variedades encontradas. [Graduation work]: Universidade de São Paulo, 58 p.

- Marques, I.P., Monteiro, L.V.S., Johnson, C.A., Abreu, G., Benzel, W.M., Mapa, F.B., Turra, B.B., Palmeira, L.C.M., & Moscati, R.J., 2019, Utilização da difração de raios X como técnica de baixo custo para a vetorização da exploração mineral: exemplo de aplicação na Bacia de Castro, Paraná, Brasil, *in* Boletim de resumos, São Paulo, Instituto de Geociências, p. 80, <https://repositorio.usp.br/item/002956528> (accessed January 2023).
- Martín, J.D., 1996, EQMIN, a Microsoft® Excel© spreadsheet to perform thermodynamic calculations: A didactic approach: *Computers & Geosciences*, v. 22, p. 639–650, doi:10.1016/0098-3004(96)00006-4.
- Matthews, A., 1994, Oxygen isotope geothermometers for metamorphic rocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 12, p. 211–219, doi:10.1111/j.1525-1314.1994.tb00017.x.
- Matthews, A., Goldsmith, J.R., & Clayton, R.N., 1983, Oxygen isotope fractionations involving pyroxenes: The calibration of mineral-pair geothermometers: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 631–644, doi:10.1016/0016-7037(83)90284-3.
- Matthews, A., & Schliestedt, M., 1984, Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 88, p. 150–163, doi:10.1007/BF00371419.
- Merle, O., 2011, A simple continental rift classification: *Tectonophysics*, v. 513, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.004.
- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, v. 37, p. 215–224, doi:10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- MINEROPAR, 2006, Folha Telêmaco Borba: Secretaria de Estado do Meio Ambiente e Recursos Hídricos – SEMA Programa de Zoneamento Ecológico-Econômico do Paraná, [https://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos\\_restritos/files/documento/2020-07/sg22\\_x\\_a.pdf](https://www.iat.pr.gov.br/sites/agua-terra/arquivos_restritos/files/documento/2020-07/sg22_x_a.pdf).
- Moncada, D., Baker, D., & Bodnar, R.J., 2017, Mineralogical, petrographic and fluid inclusion evidence for the link between boiling and epithermal Ag-Au mineralization in the La Luz area, Guanajuato Mining District, México: *Ore Geology Reviews*, v. 89, p. 143–170, doi:10.1016/j.oregeorev.2017.05.024.
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T., Rimstidt, J., & Bodnar, R., 2012, Mineral Textures and Fluid Inclusion Petrography of the Epithermal Ag-Au Deposits at Guanajuato, Mexico: Application to Exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 114, p. 20–35, doi:10.1016/j.gexplo.2011.12.001.
- Moro, R. de P.X., 1993, A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro [Master Thesis]: Universidade Estadual Paulista, 157 p.
- Moro, R. de P.X., Bonacim, E.A., & Soares, P.C., 1994, Geologia da Bacia de Castro-PR: *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 42, p. 43–58.

- Mussa, D., Borghi, L., Bergamaschi, S., Schubert, G., Pereira, E., & Rodrigues, M.A.C., 1996, Estudo preliminar da tafoflora da Formação Furnas, bacia do Paraná, Brasil: Anais da Academia Brasileira de ciências, v. 68, p. 65–90.
- Nédélec, A., Bouchez, J.-L., & Bowden, P., 2015, *Granites: Petrology, Structure, Geological Setting, and Metallogeny*: Oxford; New York, Oxford University Press, USA, 335 p.
- Ohmoto, H., & Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulphur and carbon, *in* *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, New York, John Wiley and Sons, Inc., p. 509-567, p. 509–567.
- Oliveira, E.P. de, 1927, *Geologia e Recursos Mineraes do Estado do Paraná: Rio de Janeiro*, Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio - Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monographias do Serviço Geologico e Mineralogico do Brasil 6, 172 p.
- Oliveira, E. de, 1936, Os porphyros de Castro: Ministério da Agricultura - Serviço Geológico e Mineralógico - Notas Preliminares e Estudos, v. 5, p. 12–14.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G., 1984, Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956–983, doi:10.1093/petrology/25.4.956.
- Peate, D.W., 1997, The Paraná-Etendeka Province, *in* *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*, Geophysical Monograph Series, v. 100, p. 217–245.
- Perrotta, M.M., Mapa, F.B., Turra, B.B., & Marques, I.P., 2018, Espectroscopia de reflectância na definição das assembleias minerais do sistema de alteração epitermal de baixa sulfetação na Bacia de Castro (PR), *in* *Ouro Preto, Brazil*, ADIMB, <https://www.adimb.com.br/simexmin2018/sessao-poster-2/>.
- Petri, S., 1948, Contribuição para ao estudo do Devoniano paranaense [PhD Thesis]: Universidade de São Paulo, 1–125 p., doi:10.11606/T.44.2016.tde-07072016-161100.
- Petri, S., & Fulfaro, V.J., 1966, Contribuição à geologia das regiões de Jaguariaiva e Lamedor, Paraná: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 15, p. 33–48.
- Petrov, V., Andreyeva, O., Poluektov, V., & Kovalenko, D., 2021, Uranium-Bearing Volcanic Structures: Streltsovka (Russia), Xiangshan (China), and McDermitt (United States). A Comparative Analysis of the Petrology of Felsic Volcanics and the Composition of Near-Ore Metasomatites: *Geology of Ore Deposits*, v. 63, p. S1–S28, doi:10.1134/S1075701522010056.
- Pinese, J.P.P., 1989, Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa [Master Thesis]: Universidade de São Paulo, 197 p., doi:10.13140/RG.2.2.32422.32323.

- Pinho Filho, W.D., & Milmann Martins, A.J., 1972, Projeto Castro-Piraí do Sul: Convênio CNEN-CPRM, 59 p., <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/3921>.
- Pinto-Coelho, C.V., 1986, O granito Serra do Carambeí-PR e as anomalias uraníferas associadas [Master Thesis]: Universidade de Brasília, 309 p.
- Pirajno, F., & Santosh, M., 2015, Mantle plumes, supercontinents, intracontinental rifting and mineral systems: *Precambrian Research*, v. 259, p. 243–261, doi:10.1016/j.precamres.2014.12.016.
- Prazeres Filho, H.J., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Harara, O.M.M., & Siga Jr., O., 2003a, U-Pb Zircon ages of post-orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, Southern Brazil): Petrological and Geotectonic Significance, *in* Salvador, CBPM, v. I, p. 4.
- Prazeres Filho, H.J. dos, Harara, O.M., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., & Siga Jr., O., 2003b, Litoquímica, geocronologia U-Pb e Geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná: *Geologia USP. Série Científica*, v. 3, p. 51–70, doi:10.5327/S1519-874X2003000100005.
- QGIS Project, 2022, QGIS:, <https://qgis.org/en/site/>.
- Reis Neto, J.M., Moro, R.P.X., & Siga Júnior, O., 1994, Grupo Castro: idade e implicações tectônicas: *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 2, p. 394–395.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., & Reischl, J.L., 2000, Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil: *Gondwana Research*, v. 3, p. 155–174, doi:10.1016/S1342-937X(05)70094-0.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., & Piccirillo, E.M., 1996, Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 144, p. 199–211, doi:10.1016/0012-821X(96)00155-0.
- Riccomini, C., 1990, O Rift Continental do Sudeste do Brasil [PhD Thesis]: Universidade de São Paulo, 256 p., doi:10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.
- Richthofen, F.F. von, 1860, Studien aus den ungarisch - siebenbürgischen Trachytgebirgen.: *Jahrbuch Der Kais. Kön. Geologischen Reichs-Anstalt*, v. 11, p. 153–278.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Harlow, Essex, England : New York, Routledge, 352 p.
- Rytuba, J.J., & Glanzman, R.K., 1978, Relation of Mercury, Uranium, and Lithium Deposits to the McDermitt Caldera Complex, Nevada-Oregon: United States Geological Survey - USGS USGS Numbered Series Open-file report 78–926, 19 p.

- Santos, M.J. dos, & Felipe, R. da S., 1980, Projeto Granitos - Granito Serra do Carambei: Minerais do Paraná S.A. - Mineropar Relatório de Pesquisa, 47 p.
- Savin, S.M., & Epstein, S., 1970, The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 25–42, doi:10.1016/0016-7037(70)90149-3.
- Seoane, J.C.S., 1999, Geologia do ouro epitermal de castro, PR. Uso de Sistema de Infomação Geo-referenciada para avaliação de base de dados geológico-geoquímicos [PhD Thesis]: Universidade de Campinas, 102 p.
- Serrano, V.D., 2013, Mapeamento geológico e o contexto das mineralizações auríferas epitermais da Fazenda São Daniel, região de Castro - PR [Graduation Thesis]: Universidade de São Paulo, 49 p.
- Sharp, Z.D., & Kirschner, D.L., 1994, Quartz-calcite oxygen isotope thermometry: A calibration based on natural isotopic variations: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 4491–4501, doi:10.1016/0016-7037(94)90350-6.
- Sheppard, S.M.F., 1986, Characterization and isotopic variations in natural waters: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 16, p. 165–183.
- Siga, O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., & McReath, I., 2009, Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies: *Gondwana Research*, v. 15, p. 197–208, doi:10.1016/j.gr.2008.11.002.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Sato, K., Prazeres Filho, H.J. dos, Cury, L.F., Weber, W., Passarelli, C.R., Harara, O.M., & Reis Neto, J.M. dos, 2003, U-Pb (Zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications: *Geologia USP. Série Científica*, v. 3, p. 39–49, doi:10.5327/S1519-874X2003000100004.
- Sillitoe, R.H., & Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits, *in* *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth*, Boulder, Colorado, USA, Society of Economic Geologists, Inc., Special Publications of the Society of Economic Geologists, Inc. 10, p. 315–343.
- Silva, A.T.S.F., Francisconi, O., Godoy, Â.M. de G., & Batolla Jr., F., 1981, Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: Relatório Final:, 264 p.
- Silva, A.J.P. da, Vasconcelos, A.M., & Bahia, R.B.C., 2003, Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores, *in* *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG.*, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, p. 55–85, <http://www.cprm.gov.br/publique/Recursos-Minerais/Apresentacao/Livro---Geologia%2C-Tectonica-e-Recursos-Minerais-do-Brasil-3489.html>.

- Simmons, S.F., & Christenson, B.W., 1994, Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, v. 294, p. 361–400, doi:10.2475/ajs.294.3.361.
- Simmons, S.F., White, N.C., & John, D.A., 2005, Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits, *in* *Economic Geology - One Hundredth Anniversary Volume*, Littleton, Colorado, USA, Society of Economic Geologists, Inc., p. 485–522.
- Skirrow, R.G., 2022, Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification: *Ore Geology Reviews*, v. 140, p. 104569, doi:10.1016/j.oregeorev.2021.104569.
- Skirrow, R., Wielen, S., Champion, D., Czarnota, K., & Thiel, S., 2018, Lithospheric Architecture and Mantle Metasomatism Linked to Iron Oxide Cu-Au Ore Formation: Multidisciplinary Evidence from the Olympic Dam Region, South Australia: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 19, doi:10.1029/2018GC007561.
- Stevanato, R., 1998, Modelo exploratorio para depositos de chumbo e zinco na faixa Itaiacoca - PR/SP [Master Thesis]: Universidade Federal do Paraná, 205 p., <http://hdl.handle.net/1884/43575>.
- Tang, Y.-J., Liu, B., Li, M.-J., Wu, Y., Huang, J., Zhao, S.-Q., & Sun, Y., 2020, Origin of Devonian mafic magmatism in the East Kunlun orogenic belt, northern Tibetan Plateau: implications for continental exhumation: *Geological Magazine*, v. 157, p. 1265–1280, doi:10.1017/S0016756819001353.
- Teixeira, A.L., & Gaucher, C., 2004, Bacias do Estágio de Transição dos Setores Meridional (Parcial) e Central da Província Mantiqueira, *in* *Geologia do Continente Sul - Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Beca, p. 503–525.
- The Canadian Mineralogist, 2019, The Canadian Mineralogist list of symbols for rock- and ore-forming minerals: Mineralogical Association of Canada, <https://www.mineralogicalassociation.ca/wordpress/wp-content/uploads/2020/01/symbols.pdf> (accessed December 2022).
- Theodorovicz, A., 1984, Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SG.22-X-A, Telêmaco Borba:, <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8147> (accessed December 2022).
- Toniolo, J.A., Remus, M.V.D., & Reischl, J.L., 2010, Depósito de Cobre das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul, *in* *Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo*, Brasília, DF, Brasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, p. 163–188.
- Trein, E., Fuck, R.A., Lopes, J.A., Muratori, A., & Palka, J., 1966, Fôlha Geológica de Colônia Iapó: Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Trein, E., Fuck, R.A., & Muratori, A., 1967, O Grupo Castro: *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 23–25, p. 257–305.

- Tunnell, B.N., Locmelis, M., Seeger, C., Mathur, R., Dunkl, I., Sullivan, B., & Lori, L., 2021, The Pilot Knob iron ore deposits in southeast Missouri, USA: A high-to-low temperature magmatic-hydrothermal continuum: *Ore Geology Reviews*, v. 131, p. 103973, doi:10.1016/j.oregeorev.2020.103973.
- Wang, L., Qin, K.-Z., Song, G.-X., & Li, G.-M., 2019, A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification: *Ore Geology Reviews*, v. 107, p. 434–456, doi:10.1016/j.oregeorev.2019.02.023.
- Wenner, D.B., & Taylor, H.P., 1971, Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on O18/O16 fractionation between coexisting serpentine and magnetite: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 32, p. 165–185, doi:10.1007/BF00643332.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., & Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, p. 407–419, doi:10.1007/BF00402202.
- White, N., & Hedenquist, J., 1995, Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration: *Society of Economic Geologists, Newsletter*, v. 23, p. 1, 9–13, doi:10.5382/SEGnews.1995-23.fea.
- Woodworth, J.B., 1912, Geological Expedition to Brazil and Chile: *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College*, v. 56, p. 137.
- Yufanyi, D.M., Ondoh, A.M., Foba-Tendo, J., & Mbadcam, K.J., 2015, Effect of decomposition temperature on the crystallinity of  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Hematite) obtained from an Iron (III)-Hexamethylenetetramine Precursor: *Am. J. Chem*, v. 5, p. 1–9.
- Zhang Ligang, Liu Jingxiu, Zhou Huanbo, & Chen Zhensheng, 1989, Oxygen isotope fractionation in the quartz-water-salt system: *Economic Geology*, v. 84, p. 1643–1650, doi:10.2113/gsecongeo.84.6.1643.
- Zheng, Y.-F., 1993, Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 120, p. 247–263, doi:10.1016/0012-821X(93)90243-3.
- Zhu, D.-C., Wang, Q., Zhao, Z.-D., Chung, S.-L., Cawood, P.A., Niu, Y., Liu, S.-A., Wu, F.-Y., & Mo, X.-X., 2015, Magmatic record of India-Asia collision: *Scientific Reports*, v. 5, p. 14289, doi:10.1038/srep14289.



## APÊNDICE I – SCRIPT NDVI-LANDSAT

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3ANDVI%20-%20Castro>

```
//Imports
var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["NDVI"],"min":0.16783289817232375,"max":0.43772537680509166,"gamma":1},
    imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":7791,"max":10312,"gamma":1};

/* Cálculo NDVI e Exportação de imagens Landsat
Data: 25/11/22*/

// Carregar dados iniciais

var area = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/AreaCastro');

var areaCorte = area; // Polígono da área de estudo

Map.centerObject(areaCorte, 9);

var ls8 = ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C02/T1_L2")
    .filterBounds(areaCorte)
    .filterDate('2014-01-01','2021-12-31') //Data
    .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than',10); //Cobertura Nuvem

print(ls8);

// Meses escolhidos

var monthInitial = 10;
var monthFinal = 3;

var ls8Month = ls8.filter(ee.Filter.calendarRange(monthInitial, monthFinal, 'month'));

// Gerar Mosaico aplicando um Redutor Mediana

var lsMedian = ls8Month.median().clip(areaCorte).select(['SR_B2','SR_B3','SR_B4','SR_B5','SR_B6','SR_B7']);

Map.addLayer(lsMedian, imageVisParam2, 'Mosaico Landsat 8');

//Cálculo do NDVI da Landsat 8 - Para o Mês Escolhido
```

```

var ndviLs = lsMedian.expression('(nir - red)/(nir + red)', {
  'nir':lsMedian.select('SR_B5'),
  'red':lsMedian.select('SR_B4')
}).rename('NDVI');

//Valor somado NDVI área (para observar a variação conforme editamos as datas)

var sum = ndviLs.reduceRegion({
  reducer: ee.Reducer.sum(),
  geometry: areaCorte,
  scale: 30,
  // maxPixels: 1e9,
  bestEffort: true,
  maxPixels: 1e6
});

print (sum, 'Soma Valor NDVI Área');

Map.addLayer(ndviLs, imageVisParam, 'NDVI - Landsat');

Export.image.toDrive({
  image:lsMedian,
  folder:'Imagens',
  region:areaCorte,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description: 'LandsatMultibandaB2toB7'
});

Export.image.toDrive({
  image:ndviLs,
  folder:'Imagens',
  region:areaCorte,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description: 'NDVI'
});

```

## APÊNDICE II – SCRIPT NDVI MÍNIMO (LANDSAT)

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3ANDVI%20M%C3%ADnimo%20-%20Castro>

```
//Imports
var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":9493,"max":20240.5,"gamma":1},
  imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["NDVI"],"min":0.02539488017429194,"max":0.19494524521939885,"palette":["006211","1bfff0","fbff00","ffbc00","ff0000"]},
  imageVisParam3 = {"opacity":1,"bands":["R","G","B"],"min":0.7577036619186401,"max":1.6255313158035278,"gamma":1};

/* NDVI - Mínimo Abrams Ratio
Ivan Pereira Marques - Data 25/11/2022*/

//Máscara de Nuvem

var maskL8SR = function(image) {
  var cloudShadowBitMask = ee.Number(2).pow(3).int();
  var cloudsBitMask = ee.Number(2).pow(5).int();
  var qa = image.select('QA_PIXEL');
  var mask = qa.bitwiseAnd(cloudShadowBitMask).eq(0).and(
    qa.bitwiseAnd(cloudsBitMask).eq(0));
  return image.updateMask(mask);
};

// Carregar dados iniciais

var area = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/AreaCastro');

Map.centerObject(area, 9);

var ls8 = ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C02/T1_L2")
  .filterBounds(area)
  .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than',50)
  .filterDate('2013-01-01','2022-11-25')
  .map(maskL8SR);

print(ls8);

// NDVI Collection
var addNDVI = function(image) {
```

```

    var ndvi = image.normalizedDifference(['SR_B5', 'SR_B4']).rename('NDVI').multipl
y(-1);
    return image.addBands(ndvi);
};

// Aplicar medida NDVI para coleção
var ndviCol = ls8.map(addNDVI);
print (ndviCol);

// Mosaico - Redutor NDVI Mínimo

var ls8NDVImin = ndviCol.qualityMosaic('NDVI').clip(area);

Map.addLayer(ls8NDVImin, imageVisParam, 'Landsat - RGB');

//Cálculo NDVI - Landsat 8

var ndviMin = ls8NDVImin.expression('(NIR-red)/(NIR+red)', {
  'NIR':ls8NDVImin.select('SR_B5'),
  'red':ls8NDVImin.select('SR_B4')
}).rename('NDVI');

Map.addLayer(ndviMin, imageVisParam2, 'NDVI');

//Abrams Ratio

var R=ls8NDVImin.expression('swir/uswir', {
  'swir':ls8NDVImin.select('SR_B6'),
  'uswir':ls8NDVImin.select('SR_B7'),
}).rename('R');

var G=ls8NDVImin.expression('red/green', {
  'red':ls8NDVImin.select('SR_B4'),
  'green':ls8NDVImin.select('SR_B3'),
}).rename('G');

var B=ls8NDVImin.expression('NIR/swir', {
  'NIR':ls8NDVImin.select('SR_B5'),
  'swir':ls8NDVImin.select('SR_B6'),
}).rename('B');

var abrams=ee.Image([R,G,B]);
print(abrams);

Map.addLayer(abrams, imageVisParam3, 'Abrams');

// Máscara NDVI

var mask = ndviMin.where(ndviMin.lte(0.12),1).where(ndviMin.gt(0.12),0);
Map.addLayer(mask, '', 'Máscara');

```

```
// Abrams Ratio com Máscara NDVI

var abramsMask = abrams.mask(mask);
Map.addLayer(abramsMask, imageVisParam3, 'Abrams - NDVI');

Export.image.toDrive({
  image:abrams,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description: 'Abrams'
});
```



## APÊNDICE III – SCRIPT PCA

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3APCA%20-%20Castro>

```
//Imports
var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":7625,"max":10899.5,"gamma":1},
  imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["pc1","pc2","pc3"],"min":-0.5933129196552571,"max":0.62875022202076021,"gamma":1},
  imageVisParam3 = {"opacity":1,"bands":["NDVI"],"min":0.09781804261834885,"max":0.4182375692532841,"gamma":1},
  imageVisParam4 = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":7654.5,"max":9691.5,"gamma":1};

/*PCs Landsat 8
Ivan Pereira Marques 11/12/2022*/

//Seleção da Área

var area = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/AreaCastro');

Map.centerObject(area, 9);

var ls8 = ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C02/T1_L2")
  .filterBounds(area)
  .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than',10)
  .filterDate('2013-01-01','2020-12-31');

print(ls8);

// Mosaico - Redutor Mediana

var ls8Median = ls8.median().clip(area);

Map.addLayer(ls8Median,imageVisParam,'Landsat - RGB');

print(ls8Median);

// Carregar imagem Landsat 8 e selecionar bandas de interesse
var image = ls8Median
  .select(['SR_B2','SR_B3','SR_B4','SR_B5','SR_B6','SR_B7']);

print(image);
```

```

/*//Cálculo NDVI - Landsat 8 -
Para Máscara (Desativado para gerar imagem da área completa)

var ndvi = ls8Median.expression('(NIR-red)/(NIR+red)', {
  'NIR':ls8Median.select('SR_B5'),
  'red':ls8Median.select('SR_B4')
}).rename('NDVI');

Map.addLayer(ndvi, imageVisParam3, 'NDVI');

//Máscara NDVI

var mask = ndvi.where(ndvi.lte(0.35),0).where(ndvi.gt(0.35),1);
Map.addLayer(mask, '', 'Máscara');

// Abrams Ratio com Máscara NDVI

var image = image.mask(mask);
Map.addLayer(image, imageVisParam4, 'Landsat RGB - NDVI');*/

//A parte abaixo do script foi retirada de um guia do próprio GEE
// Set some information about the input to be used later.
var scale = 30;
var bandNames = image.bandNames();

// Mean center the data to enable a faster covariance reducer
// and an SD stretch of the principal components.
var meanDict = image.reduceRegion({
  reducer: ee.Reducer.mean(),
  geometry: area,
  scale: scale,
  maxPixels: 1e9
});
var means = ee.Image.constant(meanDict.values(bandNames));
var centered = image.subtract(means);

// This helper function returns a list of new band names.
var getNewBandNames = function(prefix) {
  var seq = ee.List.sequence(1, bandNames.length());
  return seq.map(function(b) {
    return ee.String(prefix).cat(ee.Number(b).int());
  });
};

// This function accepts mean centered imagery, a scale and
// a region in which to perform the analysis. It returns the
// Principal Components (PC) in the region as a new image.
var getPrincipalComponents = function(centered, scale, region) {
  // Collapse the bands of the image into a 1D array per pixel.

```

```

var arrays = centered.toArray();

// Compute the covariance of the bands within the region.
var covar = arrays.reduceRegion({
  reducer: ee.Reducer.centeredCovariance(),
  geometry: region,
  scale: scale,
  maxPixels: 1e9
});

// Get the 'array' covariance result and cast to an array.
// This represents the band-to-band covariance within the region.
var covarArray = ee.Array(covar.get('array'));

// Perform an eigen analysis and slice apart the values and vectors.
var eigens = covarArray.eigen();

// This is a P-length vector of Eigenvalues.
var eigenValues = eigens.slice(1, 0, 1);
// This is a PxP matrix with eigenvectors in rows.
var eigenVectors = eigens.slice(1, 1);

// Convert the array image to 2D arrays for matrix computations.
var arrayImage = arrays.toArray(1);

// Left multiply the image array by the matrix of eigenvectors.
var principalComponents = ee.Image(eigenVectors).matrixMultiply(arrayImage);

// Turn the square roots of the Eigenvalues into a P-band image.
var sdImage = ee.Image(eigenValues.sqrt())
  .arrayProject([0]).arrayFlatten([getNewBandNames('sd')]);

// Turn the PCs into a P-band image, normalized by SD.
return principalComponents
  // Throw out an an unneeded dimension, [[]] -> [].
  .arrayProject([0])
  // Make the one band array image a multi-band image, [] -> image.
  .arrayFlatten([getNewBandNames('pc')])
  // Normalize the PCs by their SDs.
  .divide(sdImage);
};

// Get the PCs at the specified scale and in the specified region
var pcImage = getPrincipalComponents(centered, scale, area);

// Plot each PC as a new layer (Desativado para ganho de agilidade no processamento)
/*for (var i = 0; i < bandNames.length().getInfo(); i++) {
  var band = pcImage.bandNames().get(i).getInfo();
  Map.addLayer(pcImage.select([band]), {min: -2, max: 2}, band);
}*/

```

```
Map.addLayer(pcImage, imageVisParam2, 'PCs - RGB');

Export.image.toDrive({
  image: pcImage,
  folder: 'Imagens',
  region: area,
  scale: 30,
  maxPixels: 1e13,
  description: 'PCA'
});
```

## APÊNDICE IV – SCRIPT MDE

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3AMDE%20-%20Castro>

```
//Imports
var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["elevation"],"min":394,"max":1269,"gamma":1},
    imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["hillshade"],"min":165,"max":193,"gamma":1},
    imageVisParam3 = {"opacity":1,"bands":["slope"],"min":6.8,"max":0,"gamma":1};

/* Dados MDE e derivados
Ivan Pereira Marques - 13/09/2022*/

// Carregar dados MDE - SRTM 30m

var srtm = ee.Image("USGS/SRTMGL1_003");

print(srtm);

//Map.addLayer(srtm);

//Selecionar área

var area = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/AreaCastro');

var srtmCorte = srtm.clip(area); // Corta a imagem a partir de um polígono

Map.addLayer(srtmCorte, imageVisParam, 'SRTM'); // Adiciona imagem ao mapa

Map.centerObject(area, 9); // Centraliza o mapa na área

// Gerar relevo Sombreado Direções 315, 0, 45, 90

var hillCorte315 = ee.Terrain.hillshade(srtmCorte, 315, 45);

Map.addLayer(hillCorte315, imageVisParam2, 'Hillshade 315');

var hillCorte0 = ee.Terrain.hillshade(srtmCorte, 0, 45);

Map.addLayer(hillCorte0, imageVisParam2, 'Hillshade 0');

var hillCorte45 = ee.Terrain.hillshade(srtmCorte, 45, 45);
```

```

Map.addLayer(hillCorte45, imageVisParam2, 'Hillshade 45');

var hillCorte90 = ee.Terrain.hillshade(srtmCorte, 90, 45);

Map.addLayer(hillCorte90, imageVisParam2, 'Hillshade 90');

//Gerar Mapa de Declividade

var slopeCorte =ee.Terrain.slope(srtmCorte);

Map.addLayer(slopeCorte, imageVisParam3, 'Slope');

// Exportar Imagens

Export.image.toDrive({
  image:srtmCorte,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'SRTM'
});

Export.image.toDrive({
  image:hillCorte315,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'Sombreado315'
});

Export.image.toDrive({
  image:hillCorte0,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'Sombreado0'
});

Export.image.toDrive({
  image:hillCorte45,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'Sombreado45'
});

```

```
Export.image.toDrive({
  image:hillCorte90,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'Sombreado90'
});
```

```
Export.image.toDrive({
  image:slopeCorte,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:30,
  maxPixels:1e13,
  description:'slope'
});
```



## APÊNDICE V – SCRIPT CANNY EDGE DETECTOR

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3ACannyEdge%20-%20Castro>

```
//Imports
var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["elevation"],"min":394,"max":1269,"gamma":1},
    imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["slope"],"min":6.8,"max":0,"gamma":1};

/*Detecção de Bordas - Relevo (Canny Edge Detector)
Ivan Pereira Marques 11/12/2022*/

// Carregar dados MDE - SRTM 30m

var srtm = ee.Image("USGS/SRTMGL1_003");

print(srtm);

//Map.addLayer(srtm);

//Selecionar área

var area = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/AreaCastro');

var srtmCorte = srtm.clip(area); // Corta a imagem a partir de um polígono
Map.addLayer(srtmCorte, imageVisParam, 'SRTM'); // Adiciona imagem ao mapa
Map.centerObject(area, 9); // Centraliza o mapa na área

//slope

var slopeCorte = ee.Terrain.slope(srtmCorte);

Map.addLayer(slopeCorte, imageVisParam2, 'Slope');

//Canny edge detection

var canny = ee.Algorithms.CannyEdgeDetector({
  image: srtmCorte, threshold: 20, sigma: 4
});
```

```
Map.addLayer(canny, {}, 'Canny');
```

```
Export.image.toDrive({  
  image:canny,  
  folder:'Imagens',  
  region:area,  
  scale:30,  
  maxPixels:1e13,  
  description:'Canny'  
});
```

## APÊNDICE VI – SCRIPT MAPA GERADO POR MACHINE LEARNING A PARTIR PONTOS DE CAMPO (RANDOM FOREST)

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3ARFpoints%20-%20Castro>

```
//Imports

var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":7656,"max":11886.5,"gamma":1},
  imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["elevation"],"min":388,"max":1293,"gamma":1},
  imageVisParam3 = {"opacity":1,"bands":["slope"],"min":0.028984088450670242,"max":13.662715911865234,"gamma":1},
  geof = ee.Image("users/ivanmarques/RF_GeoPoints/GeofCastro"),
  imageVisParam4 = {"opacity":1,"bands":["b1"],"min":0.017169173806905746,"max":1.680607795715332,"gamma":1},
  imageVisParam5 = {"opacity":1,"bands":["classification"],"min":1,"max":17,"palette":["ff0000","ffb100","fff700","00ff08","00ffff","002bff","e400ff"]},
  MapLito = ee.Image("users/ivanmarques/RF_GeoPoints/LitoMergeClip"),
  imageVisParam6 = {"opacity":1,"bands":["b1"],"min":1,"max":17,"palette":["ff0000","ffbc00","fbff00","1bff00","00fff3","0014ff","ff00f7"]};

/* Mapa Autogerado - Random Forest - Pontos de Campo
Ivan Pereira Marques - Data 14/09/2022*/

// Carregar dados iniciais

var shape = 'users/ivanmarques/RF_GeoPoints/CastroGeofArea';
var area = ee.FeatureCollection(shape).geometry();
Map.centerObject(area,9);

//Área Validação (Apenas se tiver mapa prévio)

//var areaTreino = ee.FeatureCollection('users/ivanmarques/RF_GeoPoints/TrainMapArea');

// Máscara de Nuvem
var maskL8SR = function(image) {
  var cloudShadowBitMask = ee.Number(2).pow(3).int();
  var cloudsBitMask = ee.Number(2).pow(5).int();
  var qa = image.select('QA_PIXEL');
  var mask = qa.bitwiseAnd(cloudShadowBitMask).eq(0).and(
```

```

        qa.bitwiseAnd(cloudsBitMask).eq(0));
    return image.updateMask(mask);
};

var ls8 = ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C02/T1_L2")
    .filterBounds(area)
    .filterDate('2020-01-01','2021-12-
31') // Intervalo de datas de aquisição das cenas.
    .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than', 10) // Percentual má
ximo de pixels com nuvens.
    .map(maskL8SR);

print(ls8);

var lsMedian = ls8.median().clip(area).select(['SR_B2','SR_B3','SR_B4','SR_B6','SR
_B7']); // Escolher as bandas que deseja utilizar.
Map.addLayer(lsMedian, imageVisParam, 'Mosaico LS8');

// SRTM
var satellite = "USGS/SRTMGL1_003";

var srtm_area = ee.Image(satellite).clip(area);
Map.addLayer(srtm_area, imageVisParam2, "SRTM");

//Declividade

var slopeCorte =ee.Terrain.slope(srtm_area);
Map.addLayer(slopeCorte, imageVisParam3, 'Slope');

//Dados Geofísicos (Neste caso usei ASA, Susc. Mag. Aparente, CT, K, Th e U)

Map.addLayer(geof, imageVisParam4, 'Geofísica');

//Razões Geofísica (Lembrar de mudar as bandas para corresponder aos radioelemento
s)

var K_Th=geof.expression('K/Th', {
    'K':geof.select('b4'),
    'Th':geof.select('b5'),
}).rename('K/Th');

var K_U=geof.expression('K/U', {
    'K':geof.select('b4'),
    'U':geof.select('b6'),
}).rename('K/U');

var Th_U=geof.expression('Th/U', {
    'Th':geof.select('b5'),
    'U':geof.select('b6'),
}).rename('Th/U');

```

```

var ratio=ee.Image([K_Th,K_U,Th_U]);
print(ratio);

// Unir bandas

var merge = lsMedian.addBands(srtm_area).addBands(slopeCorte).addBands(geof).addBands(ratio);
//Map.addLayer(merge, '', 'Merge');

//Classificação Supervisionada - Random Forest

//Dados de pontos Float (número, anotar o que cada classe representa, no caso Classes é a coluna dos dados)

var shp_points = 'users/ivanmarques/RF_GeoPoints/PontosCleanV2Aluviao';
var points = ee.FeatureCollection(shp_points).select('Class');

print(points);
Map.addLayer(points, '', 'Pontos');

// Extrair os valores das bandas para os pontos

var trainingPoints = merge.sampleRegions(points, ['Class'], 10);
print(trainingPoints);

// Geração de modelo preditivo

var modelRF = ee.Classifier.smileRandomForest(100).train(trainingPoints, 'Class');

// Aplicar o modelo para a área de estudo

var classArea = merge.classify(modelRF);

Map.addLayer(classArea, imageVisParam5, "Modelo");
print('Imagem - Classificação', classArea);

Export.image.toDrive({
  image:classArea,
  folder:'ExploMin',
  region:area,
  scale:100,
  maxPixels:1e13,
  description:'RF_Points'
});

/*//Validação do modelo
(Desativado para facilitar a geração de outros mapas apenas com pontos)

// Gerar pontos aleatórios

```

```

var randomPoints0 = ee.FeatureCollection.randomPoints({
  region: areaTreino,
  points: 5000,
  seed: 0
});
Map.addLayer(randomPoints0, '', 'Pontos Validação');

// Unir mapa classificado e modelo com outras bandas

var mergeClass = MapLito;
Map.addLayer(mergeClass, imageVisParam6, 'Mapa Validação');
var mergeVal = mergeClass.addBands(classArea);

//Amostragem - Pontos de Validação

var pointsVal = mergeVal.sampleRegions(randomPoints0, [], 100);
print('Pontos - Validação', pointsVal);

//Matriz de Confusão e validação do modelo

var trainAccuracy = modelRF.confusionMatrix();
print('Resubstitution error matrix: ', trainAccuracy);
print('Training overall accuracy: ', trainAccuracy.accuracy());

var testAccuracy = pointsVal.errorMatrix('b1', 'classification');
print('Validation error matrix: ', testAccuracy);
print('Validation overall accuracy: ', testAccuracy.accuracy());*/

```

## APÊNDICE VII – SCRIPT MAPA GERADO POR MACHINE LEARNING A PARTIR DE MAPA PRÉVIO (RANDOM FOREST)

Link para o *script*:

<https://code.earthengine.google.com/?scriptPath=users%2Fivanmarques%2FDOC%3ARFArea%20-%20Castro>

```
//Imports

var imageVisParam = {"opacity":1,"bands":["SR_B4","SR_B3","SR_B2"],"min":7899.5,"max":12648,"gamma":1},
    imageVisParam2 = {"opacity":1,"bands":["elevation"],"min":524,"max":1130,"gamma":1},
    imageVisParam3 = {"opacity":1,"bands":["slope"],"min":0.041630566120147705,"max":11.41752815246582,"gamma":1},
    imageVisParam4 = {"opacity":1,"bands":["b1"],"min":0.017169173806905746,"max":1.680607795715332,"gamma":1},
    imageVisParam5 = {"opacity":1,"bands":["classification"],"min":1,"max":14,"palette":["ff0000","ffb100","fff700","04ff00","00ffff","0014ff","ef00ff"]},
    mapaGeo = ee.Image("users/ivanmarques/RF_GeoPoints/LitoMergeClip"),
    geof = ee.Image("users/ivanmarques/RF_GeoPoints/GeofCastro");

/* Mapa Autogerado - Random Forest - Mapa
Ivan Pereira Marques - 05/10/2022*/

// Carregar dados iniciais

var shape = 'users/ivanmarques/RF_GeoPoints/CastroGeofArea';
var area = ee.FeatureCollection(shape).geometry();
Map.centerObject(area,9);

//Area dados treino *Colocar "areaTreino = area" se for um mapa da área completa.
var shape1 = 'users/ivanmarques/RF_GeoPoints/TrainMapArea';
var areaTreino = ee.FeatureCollection(shape1).geometry();

// Máscara de Nuvem
var maskL8SR = function(image) {
    var cloudShadowBitMask = ee.Number(2).pow(3).int();
    var cloudsBitMask = ee.Number(2).pow(5).int();
    var qa = image.select('QA_PIXEL');
    var mask = qa.bitwiseAnd(cloudShadowBitMask).eq(0).and(
        qa.bitwiseAnd(cloudsBitMask).eq(0));
    return image.updateMask(mask);
};
```

```

var ls8 = ee.ImageCollection("LANDSAT/LC08/C02/T1_L2")
    .filterBounds(area)
    .filterDate('2020-01-01','2021-12-
31') // Intervalo de datas de aquisição das cenas.
    .filterMetadata('CLOUD_COVER','less_than', 10) // Percentual má
ximo de pixels com nuvens.
    .map(maskL8SR);

print(ls8);

var lsMedian = ls8.median().clip(area).select(['SR_B2','SR_B3','SR_B4','SR_B5','SR
_B6','SR_B7']); // Escolher as bandas que deseja utilizar.
Map.addLayer(lsMedian, imageVisParam, 'Mosaico LS8');

//Dados de treino - Mapa Geológico Prévio

var mapaGeoClass = mapaGeo.select('b1').rename('classification');
Map.addLayer(mapaGeoClass, imageVisParam5, 'Mapa Litologia');

// SRTM
var satellite = "USGS/SRTMGL1_003";

var srtm_area = ee.Image(satellite).clip(area);
//Map.addLayer(srtm_area, imageVisParam2, "SRTM");

//Declividade

var slopeCorte =ee.Terrain.slope(srtm_area);
//Map.addLayer(slopeCorte, imageVisParam3, 'Slope');

//Dados Geofísicos (Neste caso useu ASA, Susc. Mag. Aparente, CT, K, Th e U)

//Map.addLayer(geof, imageVisParam4, 'Geofísica');

//Razões Geofísica (Lembrar de mudar as bandas para corresponder aos radioelemento
s)

var K_Th=geof.expression('K/Th', {
  'K':geof.select('b4'),
  'Th':geof.select('b5'),
}).rename('K/Th');

var K_U=geof.expression('K/U', {
  'K':geof.select('b4'),
  'U':geof.select('b6'),
}).rename('K/U');

var Th_U=geof.expression('Th/U', {
  'Th':geof.select('b5'),
  'U':geof.select('b6'),
}).rename('Th/U');

```

```

var ratio=ee.Image([K_Th,K_U,Th_U]);
print(ratio);

// Unir bandas

var merge = lsMedian.addBands(srtm_area).addBands(slopeCorte).addBands(geof).addBands(ratio);
var mergeClass = merge.addBands(mapaGeoClass);
//Map.addLayer(merge, '', 'Merge');

//Classificação Supervisionada - Random Forest

//Gerar pontos aleatórios

var randomPoints = ee.FeatureCollection.randomPoints({
  region: areaTreino,
  points: 5000,
  seed: 0
});

//Extrair dados de litologia para pontos aleatórios

var classPoints = mergeClass.sampleRegions(randomPoints, [], 100);
print (classPoints);
Map.addLayer(classPoints, '', 'Pontos Treino');

// Geração de modelo preditivo

var modelRF = ee.Classifier.smileRandomForest(100).train(classPoints, 'classification');

// Aplicar o modelo para a área de estudo

var classArea = merge.classify(modelRF);

Map.addLayer(classArea, imageVisParam5, "Modelo");
print('Imagem - Classificação', classArea);

Export.image.toDrive({
  image:classArea,
  folder:'Imagens',
  region:area,
  scale:100,
  maxPixels:1e13,
  description:'RF_Area'
});

//Validação do modelo

```

```

// Gerar novos pontos aleatórios

var randomPoints1 = ee.FeatureCollection.randomPoints({
  region: areaTreino,
  points: 5000,
  seed: 1
});
Map.addLayer(randomPoints1, '', 'Pontos Validação');

// Unir banda Classificada com outras bandas

var mergeVal = mergeClass.addBands(classArea);

//Amostragem - Pontos de Validação

var pointsVal = mergeVal.sampleRegions(randomPoints1, [], 100);
print('Pontos - Validação', pointsVal);

//Matriz de Confusão e validação do modelo

var trainAccuracy = modelRF.confusionMatrix();
print('Resubstitution error matrix: ', trainAccuracy);
print('Training overall accuracy: ', trainAccuracy.accuracy());

var testAccuracy = pointsVal.errorMatrix('classification', 'classification_1');
print('Validation error matrix: ', testAccuracy);
print('Validation overall accuracy: ', testAccuracy.accuracy());

```

**APÊNDICE VIII – MANUSCRITO “GEOLOGY OF THE CASTRO BASIN: AN  
EDIACARAN-CAMBRIAN VOLCANO-SEDIMENTARY BASIN, PARANÁ STATE,  
BRAZIL”**

Manuscrito o qual seria submetido à revista *Journal of Maps*.



## **Geology of the Castro Basin: An Ediacaran-Cambrian volcano-sedimentary basin, Paraná State, Brazil**

Ivan Pereira Marques<sup>ab</sup>, Gustavo Correa de Abreu<sup>a</sup>, Lena Virgínia Soares Monteiro<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil; <sup>b</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brazil

### **Keywords**

Castro Basin, Geological mapping, Volcano-sedimentary sequence, Epithermal deposits, Airborne Geophysics, Castrolanda Formation

### **Abstract**

Located in the Paraná state, south region of Brazil, the Castro volcano-sedimentary basin was formed in the Ediacaran-Cambrian transition. A new 1:100,000 geological map of the Castro Basin and surroundings covers an area of 5251.590 km<sup>2</sup> and is based on an integrated and compiled geological database from previous studies containing 3565 outcrop points, including 750 new points from our data. Processed open airborne geophysical data and high-resolution Digital Elevation Model (DEM) are applied to highlight the main geological and structural domains, contacts, and dikes from the Ponta Grossa dike swarm. A post-Cretaceous sedimentary unit, which was first described in this work, is newly defined as Castrolanda Formation and overlays the Castro Basin. The Castro Basin contains mafic-intermediary (Tronco Formation) and felsic (Tirania Formation) volcanic rocks, associated with epiclastic deposits (Piraí-Mirim Formation). There are also siltstones and sandstones with a tuffaceous contribution (Aparição Formation). The sedimentary rocks comprise alluvial fan deposits (Espalha-Brasa Formation) and reddish siltstones with heterolithic bedding (Piraí Formation), probably related to a continental lacustrine environment. Evidence of hydrothermal alteration in the Castro volcanic rocks is associated with low-sulfidation epithermal gold mineralization and highlights the metallogenetic potential of the Ediacaran-Cambrian basins formed after the Gondwana agglutination.

### **Introduction**

The Castro Basin is located in the state of Paraná, a southern region of Brazil. This Ediacaran-Cambrian basin<sup>1</sup> is filled by a volcano-sedimentary sequence overlying the Precambrian basement of granitoids and metasedimentary rocks. These granitoids rocks are mainly related to the Cunhaporanga Complex and alkali feldspar granites (Serra do Carambeí and Joaquim Murtinho). The metasedimentary rocks are grouped into the Açungui Supergroup, mostly the Itaiacoca Group. This group contains an important talc mining district<sup>2</sup> and hosts a Pb-Zn-(Cu) Mississippi Valley Type deposit (Palmeirinha)<sup>3</sup>. The Castro Basin and the Precambrian basement are covered by the Paraná Basin, mainly by Devonian sandstones of the Furnas Formation<sup>4</sup>. All of these rocks are truncated by a Cretaceous N50W-trending dike swarm closely related to the basalts of the Paraná-Etendeka Large

Igneous Province<sup>5</sup> (Serra Geral Formation). This dike swarm is associated with a structural feature named the Ponta Grossa Arch<sup>6</sup>. Our newly described Castrolanda Formation and recent alluvial deposits cover the Castro Basin and Precambrian rocks.

The Castro Basin is also an important metallogenic environment that hosts low-sulfidation epithermal gold<sup>7</sup> and hydrothermal iron oxide deposits<sup>8</sup>. In South America, some basins that formed after the Gondwana agglutination, are temporally correlated with the Castro Basin<sup>9</sup>, some of them with precious and base metal deposits. The best-known example of base metal mineralization in these basins is the exhausted Camaquã copper mines<sup>10,11</sup> (with associated Au, Ag, Pb and Zn), located in the Camaquã Basin, Rio Grande do Sul state, Brazil.

The updated geological mapping of the Castro Basin and surroundings is justified by its gold, silver, mercury, copper, lead, and zinc potential. In this contribution, we present new descriptions and interpretations for the geological domains of the Castro Basin, coupled to a compiled geological database, airborne geophysical data, and high-resolution Digital Elevation Model. The new 1:100,000 geological map of the Castro Basin and surroundings covers a 5251.590 km<sup>2</sup> area and aims to elucidate the evolution of the Ediacaran-Cambrian basins correlated to the Castro Basin and its metallogenic implications.

## **1. Materials and methods**

In the elaboration process of the new geological map of the Castro Basin, previous geological maps of the region were consulted and compiled (Table 1). Field data were extracted from previous works when available. Some of these works had tables with field data, descriptions and geological measures. Others contained only the outcrop location on the map. In these cases, the geological information was extracted from the lithological description in the geological map. In January 2020, a two-week field study was made in the region, aiming to collect new field data to elaborate this map. In total, a database of 3565 field points (Table 2 and Figure 1) was created. The database was organized using the software ESRI ArcGIS 10.7.

Gamma-ray spectrometry and magnetic data used in this study were obtained from the airborne geophysical survey “1095 - Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina”<sup>12</sup>. As in all airborne geophysical surveys made by the Geological Survey of Brazil, the raw data of this project is free to use and download<sup>13</sup>. Due to the lack of gravity data for all the area, the WGM2012 Earth's gravity anomalies<sup>14</sup> were utilized. Terrestrial gravity data from the Geological Survey of Brazil<sup>15</sup> available in the region, comprising few measures in the east region of the mapped area, was used to compare with the WGM2012 model. All the geophysical data was processed in Geosoft Oasis Montaj 9.3.

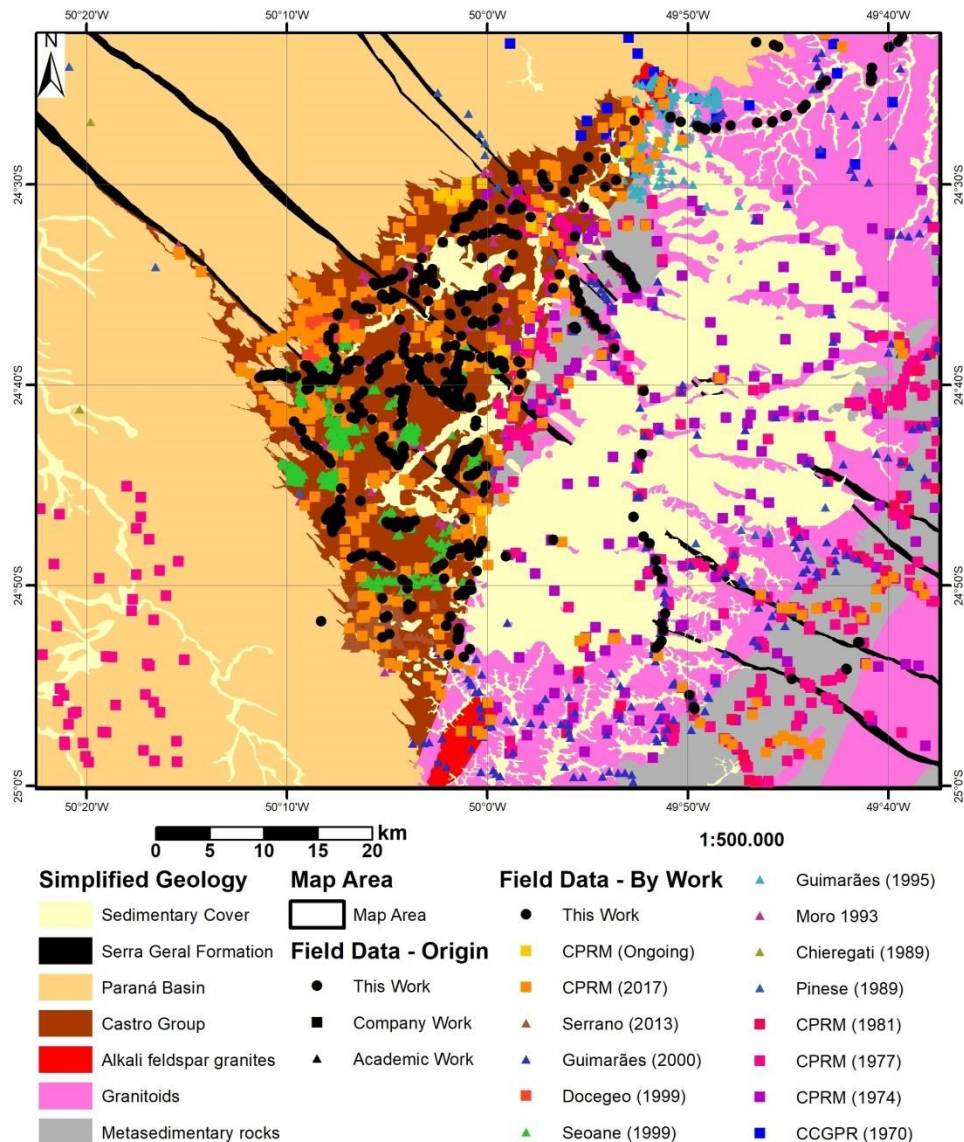
**Table 1 – Previous geological maps of the Castro Basin area**

Author	Year	Type	Maps (N°)	Scale	Area (km <sup>2</sup> )
<b>CPRM<sup>1</sup></b>	2019	Final report	1	1:100 000	<b>3519.381</b>
<b>CPRM<sup>16</sup></b>	2017	Geological map	1	1:250 000	<b>5251.590</b>
<b>Serrano<sup>17</sup></b>	2013	Graduation monography	1	1:10 000	<b>45.968</b>
<b>Mineropar<sup>18</sup></b>	2005	Geological map	1	1:250 000	<b>5251.590</b>
<b>Guimarães<sup>19</sup></b>	2000	PhD thesis	1	1:150 000	<b>2820.351</b>
<b>Seoane<sup>7</sup></b>	1999	PhD thesis	1	1:100 000	<b>1563.839</b>
<b>DOCEGEO<sup>20</sup></b>	1997	Partial report	9	1:5 000	<b>27.236</b>
<b>Guimarães<sup>21</sup></b>	1995	Master thesis	1	1:25 000	<b>98.507</b>
<b>Moro<sup>22</sup></b>	1993	Master thesis	1	1:200 000	<b>2368.402</b>
<b>Pinese<sup>23</sup></b>	1989	Master thesis	2	1:250 000	<b>3417.531</b>
<b>Mineropar<sup>24</sup></b>	1982	Partial report	3	1:25 000	<b>233.309</b>
<b>Mineropar<sup>24</sup></b>	1982	Partial report	1	1:100 000	<b>3097.778</b>
<b>CPRM<sup>25</sup></b>	1981	Final report	1	1:100 000	<b>2101.258</b>
<b>CPRM<sup>26</sup></b>	1977	Final report	1	1:50 000	<b>348.901</b>
<b>CPRM<sup>27</sup></b>	1977	Final report	1	1:100 000	<b>2101.258</b>
<b>CPRM<sup>28</sup></b>	1974	Final report	1	1:500 000	<b>2562.293</b>
<b>CCGPR<sup>29,30</sup></b>	1970	Geological map	2	1:70 000	<b>527.624</b>
<b>CCGPR<sup>31–35</sup></b>	1966	Geological map	5	1:50 000	<b>3152.457</b>
<b>Total</b>			<b>34</b>		

**Note:** The Area column shows the sum of the area covered by all the maps in each consulted work.

**Table 2 – Summarized field data compiled from previously published and unpublished sources.**

Author	Year	Type	Field Points	Information type
<b>This work</b>	2020		750	GPS data + Field notes
<b>CPRM<sup>36</sup></b>	Ongoing	Company research	28	GPS data + Field notes
<b>CPRM<sup>1</sup></b>	2019	Company research	474	GPS data + Field notes
<b>Serrano<sup>17</sup></b>	2013	Graduation thesis	478	Table with data and coordinates
<b>Guimarães<sup>19</sup></b>	2000	PhD thesis	223	Outcrop location only
<b>Docegeo<sup>7</sup></b>	1999	Company research	59	Outcrop location from Seoane (1999) map
<b>Seoane<sup>7</sup></b>	1999	PhD thesis	692	Outcrop location only
<b>Guimarães<sup>21</sup></b>	1995	Master thesis	137	Outcrop location only
<b>Moro<sup>22</sup></b>	1993	Master thesis	103	Outcrop location only
<b>Chierigati<sup>37</sup></b>	1989	Master thesis	2	Outcrop location, with data record
<b>Pinese<sup>23</sup></b>	1989	Master thesis	20	Outcrop location, with data record
<b>CPRM<sup>25</sup></b>	1981	Company research	34	Outcrop location, with data record
<b>CPRM<sup>26,27</sup></b>	1977	Company research	324	Outcrop location, with data record
<b>CPRM<sup>28</sup></b>	1974	Company research	218	Outcrop location, with data record
<b>CCGPR<sup>29,30</sup></b>	1970	Company research	23	Outcrop location only, from two maps
<b>Total</b>			<b>3565</b>	



**Figure 1 – Source of the field data utilized in this work on the simplified geological map of the Castro Basin and surroundings. For more detailed information, see Table 2.**

For interpretation and integration purposes, three types of products were generated from the airborne gamma-ray spectrometry data: single-channel displays (K, Th, U and total count), channel ratios and ternary compositions using single-channel (Figure 2A) and channel ratios displays. The same products were generated for geological objects, using previous map shapes<sup>1,16</sup>, to improve contrast in some selected geological domains (e.g., granitic intrusions and Castro Group). In addition, a Principal Component Analysis (PCA) image (Figure 2B) was generated in ESRI ArcGIS 10.7. This image was created using the Spatial Analyst extension, using exported grids of K (%), Th (ppm) and U (ppm) in “ArcView Binary Raster Grid” format (flt) from Geosoft Oasis Montaj 9.3.

From the aeromagnetic data, a total magnetic intensity display was generated. This display was reduced to the pole (Figure 2C), with the following parameters: adopted fly date 06/01/2010, slope of the magnetic field: -33.7; declination of the magnetic field: -18.42.

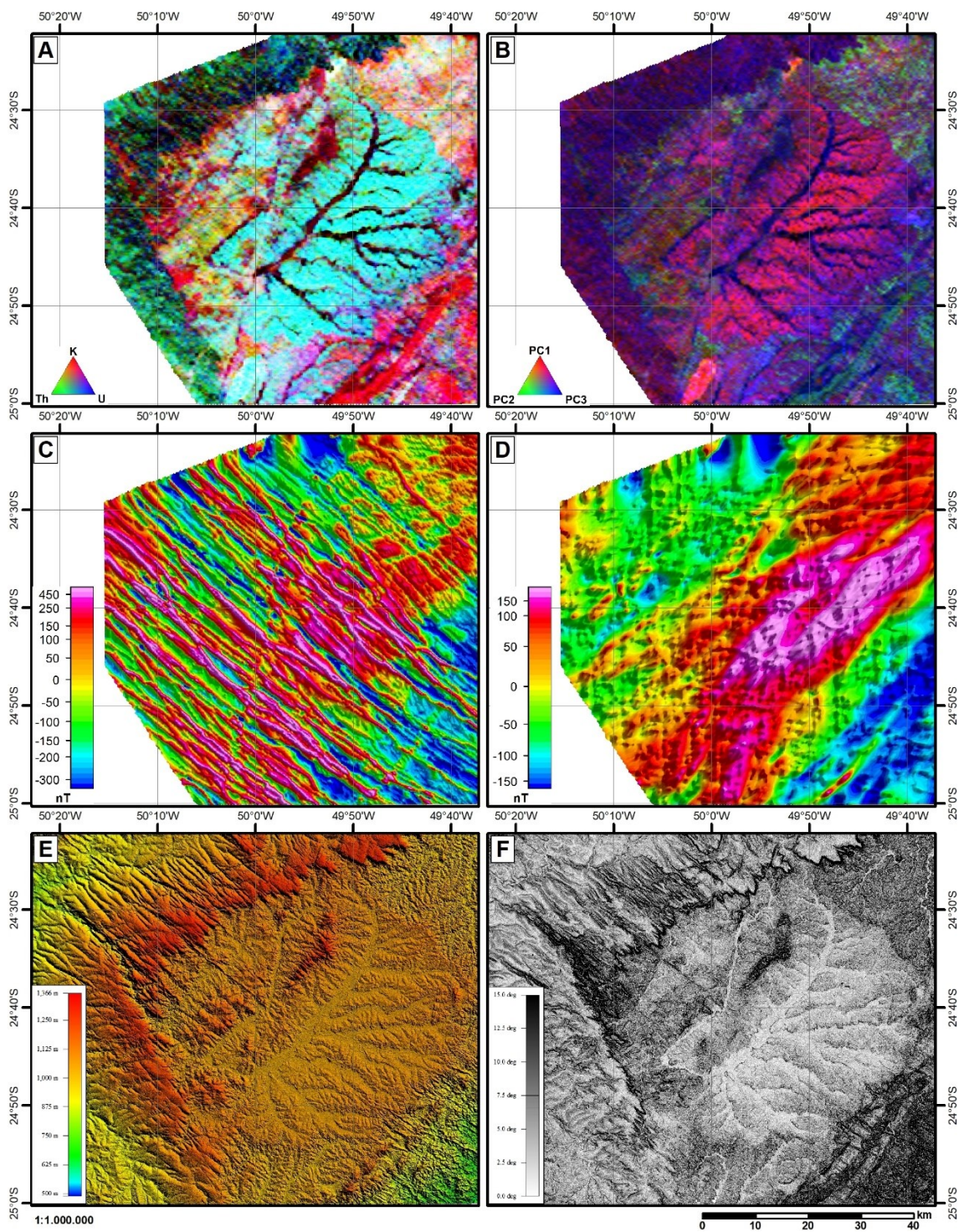
From the reduced to pole display, other enhancement methods were utilized to highlight magnetic features. The most notable enhancement method applied was a directional filter trying to minimize the effects of basic dikes. The Castro Basin is intercepted by Ponta Grossa dike swarm, a strong magnetic NW-SE feature. The filter was a Directional cosine, with the cut-off azimuth as 50 and  $K=2$  (degree of cosine function). Complementary to the directional filter, an upward continuation filter was applied (Figure 2D), with 300m, to reduce the remaining noise.

Because of the scale (2' spacing), the gravity model shows more correlation with major regional features. The model was useful to confirm the major fault-blocks in the Castro Basin and probable structures below the Paraná Basin, in the area not covered by the airborne geophysics.

The Digital Elevation Model (DEM) utilized in this work was from Radiometrically Terrain Correct (RTC) ALOS PALSAR products<sup>38</sup>. Color Shaded-relief and slope images were generated using Blue Marble Geographics Global Mapper 13.0. Also, some directional shaded relief images were generated using ESRI ArcGIS 10.7. and the 3D Analyst extension. Based on relief (Figure 2E) and slope (Figure 2F) images from Digital Elevation Model (DEM), circular structures were manually traced, separating positive and negative structures.

A shapefile of mineral resources was created from the compiled previous data and newly visited mineral occurrences and deposits (see Table 2). The gold-bearing veins were traced based in previous works<sup>17,20</sup>; some uncharted veins in these maps were visited during January fieldwork.

Transports (paved roads and railroads), localities, and hydrography were modified from ARIM – Vale do Ribeira<sup>16</sup> map shapefiles, using the ArcGIS Basemap as reference for some minor corrections.



**Figure 2** Examples of layers applied in this work: A - Ternary K-Th-U map, displaying a good correlation with the superficial geology; B - Principal Components map of K, Th U data, applied as an enhancement of the radiometric map attributes; C - Total magnetic intensity (TMI) reduced to pole (RTP), highlighting the Cretaceous N50W-trending dike swarm of the Serra Geral Formation; D - Directional filtered TMI-RTP (cut-off azimuth=50 and K=2), showing deep structures and tectonic compartmentation; E - Colorized shaded DEM, with visible height contrast between the geological units; F - Slope declivity based on DEM data, accentuating slope variation

## 2. Results

### Geology of the Castro Basin and Surroundings

#### Cunhaporanga Complex

The Cunhaporanga Complex is a granitic batholith (3000 km<sup>2</sup>), with calc-alkaline granitoids (I-type) and “alaskitic” granites (e.g., A-type Serra do Carambeí and Joaquim Murtinho granites)<sup>19</sup>. Using new field data and geophysical products, it was possible to make a fine adjustment in proposed “Cunhaporanga petrographic domains”<sup>19</sup>, with some new subdivisions. The most notable change in this domain was the discovery of an apparently younger massive granodiorite intrusion, named here as “Gentil Stock”. This granodiorite has a light-yellow color, plagioclase phenocrysts and a fine-grained matrix with pyrite associated with biotite and it is also magnetic. This intrusion was noticed by forming a positive circular structure in relief (Figure 2E and Figure 2F) and a relative high in reduced to pole display in aeromagnetic data (Figure 2C). This intrusion covers an area of 1,6 km<sup>2</sup>. The host rock of this intrusion is a hydrothermally altered and fractured porphyritic granite of the Cunhaporanga complex.

#### Castro Group

The stratigraphic nomenclature proposed for the Castro Group in the last published work<sup>1</sup> was adopted, maintaining: the alluvial fan conglomerate as the Espalha-Brasa Formation; the reddish lacustrine siltstone as Piráí Formation and the volcanic and associated rocks as Tronco Formation (mafic-intermediary volcanic rocks), Tirania Formation (felsic volcanic rocks), Piráí-Mirim Formation (epiclastic deposits), and Aparição Formation (siltstones and sandstones with a tuffaceous contribution). Some of the contacts inside the basin were adjusted with the new field data information. However, the rhyolitic unit (Tirania Formation) is now subdivided into two members; the Ressaca Member (Figure 3A) comprises the basal rhyolitic unit, commonly with light colors (pink to orange) and the Bulcão Member is correlated with rhyolitic domes, usually banded with darker colors (Figure 3B), and associated pyroclastic rocks. These pyroclastic deposits have stretched fragments, showing a syn-eruptive deformation (Figure 3C). In airborne gamma-ray spectrometry images (Figure 2A), this member also shows approximately 2% of increment in K, five times higher K enrichment than that measured in other members. Color sorting shows a good correlation with the Tirania Formation members but is not a determinant factor because it also can result from hydrothermal processes (Figure 3D). For example, hydrothermal kaolinite, occasionally associated with epidote and pyrite, occurs in veinlets, which sometimes have a pinkish alteration halo in rhyolites.

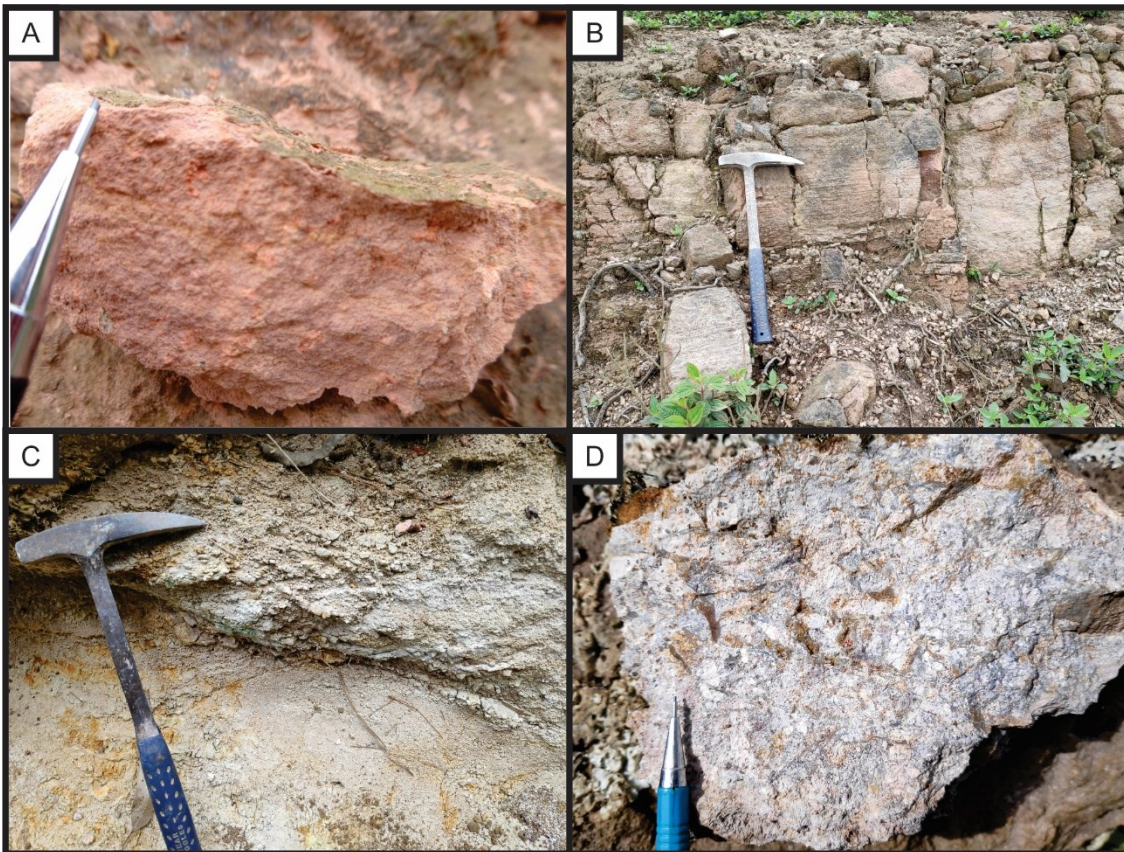


Figure 3 - A: Pink rhyolite poor in quartz and K-feldspar phenocrysts (Ressaca Member); B: Banded rhyolite, brown when fresh (Bulcão Member); C: Pyroclastic deposit, with some flattened fragments (Bulcão Member); D: Fractured purple rhyolite with kaolinite veinlets, near some of these veins, the rhyolite gets a pink color, possibly due to the effect of H<sub>2</sub>S-bearing fluids (Bulcão Member).

### Serra Geral Formation differentiated dikes (Ponta Grossa Dike Swarm)

In this work, the highlighted dikes are gabbroic (Figure 4A); porphyritic, with phenocrysts of plagioclase (labradorite), pyroxene and magnetite (Figure 4B); a coarse-grained felsic rock with a monzogranitic composition (Figure 4C), and an inequigranular pinkish quartz-syenite with some enclaves (Figure 4D). The dikes are only differentiated in the center. In some of CCGPR<sup>31,33,34</sup> maps, these differentiated dikes were discriminated as microdiorite, quartz-microdiorite and diorite-porphyr dikes or only as gabbroic rocks<sup>32,35</sup>.



Figure 4 – Main features of the Serra Geral dike swarm. A: Fine to medium-grained gabbroid dike, with plagioclase and pyroxene; B: Porphyritic diabase, with a fine matrix and phenocrysts of plagioclase (white minerals), pyroxene and magnetite; C: Coarse-grained monzogranite dike, composed of quartz, K-Feldspar, pyroxene and plagioclase; D: Pinkish quartz-syenite dike with xenoliths and, phenocrysts of pyroxene and plagioclase, with a fine-grained matrix of K-feldspar, quartz and plagioclase

### Castrolanda Formation – São Lourenço Basin

Our newly described Castrolanda Formation occupies an area of approximately 540 km<sup>2</sup>, characterized as a probable lagoon basin, named here as the São Lourenço Basin. This newly mapped unit was considered previously by other authors as part of Cunhaporanga Complex. However, it shows in airborne gamma-ray spectrometry (Figure 2A) a very distinct pattern due to relatively high U and Th and extremely low K contents compared to granites. In DEM this region, it corresponds to a relatively flattened area higher than the surrounding granites. Using an older geophysical project with lower resolution data, a previous work suggested this geophysical domain resulted from an intensive weathering process in the Cunhaporanga Complex<sup>39</sup>. However, during our recent fieldwork, sedimentary rocks outcrops (Figure 5A) were found in this region. The outcrops show layers with normal graded bedding from conglomerate to claystone, small to medium-scale cross-bedding stratification and channel structures, which cut the Castro Group rocks. Carbonized-plant fossils also were found in claystone beds in the top of channels (Figure 5B). A geological profile in the southeast region of the Castrolanda Formation with control field points suggested an estimated thickness of about 50m, but the difference between the highest and lowest points in DEM in the mapped area of the Castrolanda Formation is 150m.

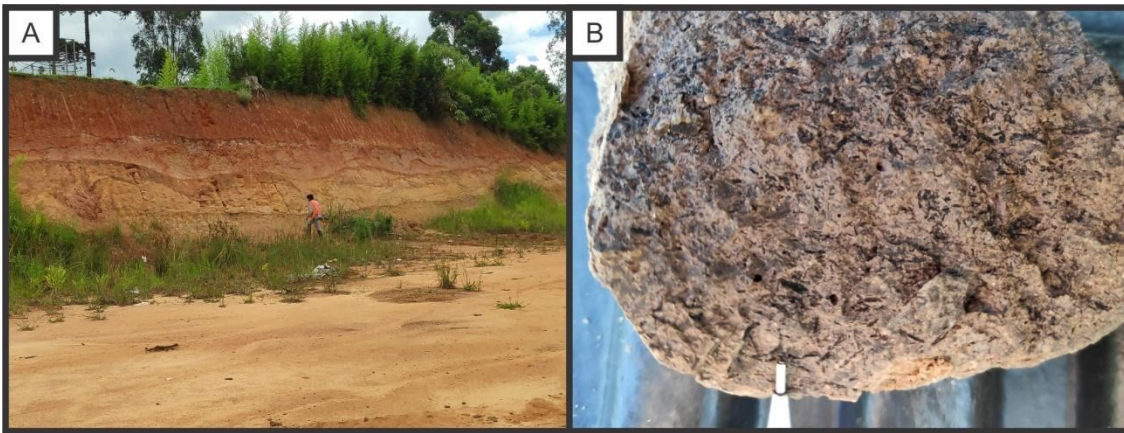


Figure 5 - A: Castrolanda Formation outcrop showing three layers with normal graded bedding (conglomerate to claystone) and lateritic red soil at the top of the outcrop B: Carbonized plants fossils in a claystone layer.

### Structures and mineralization controls

Linear and circular structures were traced with the aid of processed DEM and airborne geophysical products. Except for the Ponta Grossa Arch dikes, the main linear structure charted in the Castro Basin subdivides it. Another important structure marks the east contact of the Castro Basin, in the southern region, with the Precambrian basement. This structure also clearly displaces the Ponta Grossa Arch dikes, a feature observed in aeromagnetic data. This structure shows a link with the Jaguariaíva fault zone to the north, a structure that affects the Paraná Basin rocks. In field observations, hematite-quartz veins and some of the silicified zones with associated gold are also clearly controlled by structures, like extensional fault zones and fractures. There are also gold-bearing silicified zones in the basal contact of the rhyolites. Some circular structures were checked in the field, showing a good correlation with rhyolitic domes when positive, and volcanoclastic sediments when negative. In one of these negative structures, silicified volcanoclastic sediments were found.

## 3. Discussion

### Geological Cartography

Airborne gamma-spectrometry products combined with the hi-resolution DEM were a notably useful tool for improving the geological cartography of the Castro Basin. The airborne gamma-spectrometry products clearly separate the main geological domains. Resampled geophysical products of geological objects were fundamental to show subdivisions of major units, due to the increase in contrast. The slope image also often highlights the breaks in relief, often caused by geological contacts. Because of the DEM high resolution, this product helped to make fine adjustments in geological contacts and structures. In the Castro Basin, the subdivisions marked by the main faults probably reflect an ancient horst and graben system. The negative circular structures with volcanoclastic sediments are likely related to collapsed crater and caldera filling. The silicified sediments found in this context show a potential environment for fluid circulation and forming

epithermal deposits. This silicification process might have been related to resurgent magmatism.

Some differentiated dikes from the Ponta Grossa Dike Swarm are highlighted in this work. The dikes are well-marked in relief and are more resistant to weathering, probably due to higher silica content than common diabase dikes. The reduced to pole aeromagnetic data was very useful to trace the mafic dikes of the Ponta Grossa Dike Swarm, due to their very high magnetism. The first vertical derivative was applied to trace shallow structures outside of the dike swarm influence zone. The upward continuation filtered display was employed in tracing major deep structures. Complementary to the aeromagnetic data, the gravity anomaly model shows a noticeable probable structure in the northwest region of the map, with a NE-SW trend. This structure may be the west contact of Castro Basin with basement rocks, covered by the Paraná Basin.

### **Castrolanda Formation – São Lourenço Basin origin and evolution**

Some major structures may also be related to the Castrolanda Formation deposition, such as the Jaguariaíva Fault. The timing of the development of this structure is uncertain. Previous works described mafic rocks, probably correlated with the Serra Geral igneous event, intruding this fault zone<sup>40</sup>. In contrast, there is also displacement of the dikes of the Ponta Grossa Arch in the Jaguariaíva Fault Zone (noticeable in aeromagnetic data). If a Tertiary reactivation of older structures causes the dike displacement, the São Lourenço Basin installation can also be related to other Cenozoic Basins. These basins are located in a geological feature known as the “Continental Rift of Southeastern Brazil” and represented by the Taubaté, São Paulo, Curitiba, as well as additional smaller basins<sup>41</sup>. It is also possible the Cretaceous structures only controlled the São Lourenço Basin, with the dikes damming the paleolake, without reactivation of older structures. The tectonism of this basin can also be related to the Parana-Etendeka evolution and the associated alkaline magmatic events. In this region, the alkaline magmatic events are economically relevant owing to the presence of phosphate mines (e.g., Jacupiranga mine, Cajati, SP) and kimberlites<sup>42</sup> at the east of São Lourenço Basin, in Cerro Azul, PR. Diamonds also were mined nearby, but they are associated with the Itararé Group<sup>37</sup> (Carboniferous to Permian), of the Paraná Basin.

## **4. Conclusions**

With the availability of the new airborne geophysical data and using a robust field point database, we have improved the geological map of the Castro Basin region. This new map can also benefit the mineral exploration in the basin, known by hydrothermal hematite and epithermal gold deposits. Further major contributions of this work are the first descriptions of the São Lourenço Basin and the Castrolanda Formation. These discoveries open new opportunities for understating the Cretaceous to present geological history in southern Brazil, a period marked by the Paraná-Etendeka Large Igneous Province formation

and the related alkaline magmatism. These events have a relevant metallogenetic potential for phosphate, rare-earth elements and diamonds, among other types of mineral deposits.

### Software

Geophysical data was processed in Geosoft Oasis Montaj 9.3. Relief and slope figures were generated using Blue Marble Geographics Global Mapper 13.0. GIS database, map layout, PCA, and some shaded-relief images were elaborated in ESRI ArcGIS 10.7.

### Acknowledgments

The authors would like to thank the professor Ph.D. Francisco José Fonseca Ferreira (Federal University of Paraná) by discussions about the preliminary results of geophysical processing. We also thank Richard J. Moscati (US Geological Survey) for reviewing this manuscript. I.P. Marques is grateful for the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) Sandwich Doctorate scholarship and Geological Survey of Brazil – CPRM for the support.

### References

1. CPRM. *Áreas de Relevante Interesse Mineral - Vale do Ribeira: Geologia e Recursos Minerais da Bacia de Castro (PR)*. (2019).
2. Loyola, L. C. de. O Distrito de Talco do Paraná, gênese e características dos minérios. (2003).
3. Stevanato, R. Modelo exploratorio para depositos de chumbo e zinco na faixa Itaiacoca - PR/SP. (Universidade Federal do Paraná, 1998).
4. Petri, S. Contribuição para ao estudo do Devoniano paranaense. *Boletim DNPM/DGM* vol. 129 (Universidade de São Paulo, 1948).
5. Peate, D. W. The Paraná-Etendeka Province. in *Large Igneous Provinces* 438 (1997).
6. Ferreira, F. J. F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. (Universidade de São Paulo, 1983). doi:10.11606/D.44.1983.tde-14082013-161535.
7. Seoane, J. C. S. Geologia do ouro epitermal de castro, PR. Uso de Sistema de Infomação Geo-referenciada para avaliação de base de dados geológico-geoquímicos. (Universidade de Campinas, 1999).
8. Leonardos, O. H. *Ferro no Paraná*. (1938).
9. Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S. & Fambrini, G. L. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. *The Journal of Geology* **118**, 145–161 (2010).
10. Texeira, E. A. *A mina de cobre de Camaquan - Rio Grande do Sul*. (1941).

11. Bettencourt, J. S. Mina de Cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. (Universidade de São Paulo, 1972). doi:10.11606/T.44.2015.tde-06072015-100922.
12. Lasa Prospecções S.A. *Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina*. <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/11241> (2011).
13. CPRM. GeoSGB - Dados, Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil.
14. Bonvalot, S. *et al.* World Gravity Map. *Bureau Gravimetrique International (BGI), map, CGMW-BGI-CNES-IRD Ed., Paris 1, 8* (2012).
15. CPRM. Sensoriamento Remoto e Geofísica - SIG. <https://geoportal.cprm.gov.br/portal/apps/webappviewer/index.html?id=ab9142d362c24941840132959df3a179>.
16. CPRM. Mapa Geológico de Integração ARIM Vale do Ribeira. (2017).
17. Serrano, V. D. Mapeamento geológico e o contexto das mineralizações auríferas epitermais da Fazenda São Daniel, região de Castro - PR. (Universidade de São Paulo, 2013).
18. MINEROPAR. Folha Telêmaco Borba. (2005).
19. Guimarães, G. B. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. (Universidade de São Paulo, 2000). doi:10.11606/T.44.2000.tde-29102015-111937.
20. DOCEGEO. *Relatório de Etapa - Projeto Paraná, Área Castro*. (1997).
21. Guimarães, G. B. O complexo granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinho, Piraí do Sul (PR): caracterização faciológica das rochas granitoides. (Universidade de São Paulo, 1995). doi:10.11606/D.44.1995.tde-11062015-095229.
22. Moro, R. de P. X. A Bacia Ordoviciano do Grupo Castro. (Universidade Estadual Paulista, 1993).
23. Pinese, J. P. P. Caracterização geoquímica e petrológica dos diques do Arco de Ponta Grossa. (1989). doi:10.13140/RG.2.2.32422.32323.
24. MINEROPAR. *Projeto Castro - Relatório de Etapa*. (1982).
25. CPRM. *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: Relatório Final*. (1981).
26. CPRM. *Projeto Leste do Paraná - Folha Barra do Rio Pitangui - SG;22-X-A-V-3*. (1977).
27. CPRM. *Projeto Leste do Paraná - Folha Piraí do Sul - SG.22-X-A-VI*. (1977).
28. CPRM. *Projeto Sudeste do Estado de São Paulo*. (1974).
29. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica Jaguariaiva (Sul). (1970).

30. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica Joaquim Murтинho. (1970).
31. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica de Abapã. (1966).
32. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica de Castro. (1966).
33. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica de Colônia Iapó. (1966).
34. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica de Piraí do Sul. (1966).
35. CCGPR - Comissão da Carta Geológica do Paraná. Fôlha Geológica de Tibagi. (1966).
36. CPRM. Projeto Bacias Vulcanosedimentares Ediacarano-Cambrianas das Províncias Mantiqueira e Borborema (PBEC).
37. Chierigati, L. A. Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo. (Universidade de São Paulo, 1989). doi:10.11606/D.44.1989.tde-12062013-141018.
38. Laurencelle, J., Logan, T. & Gens, R. Alaska Satellite Facility (ASF) - Radiometrically terrain corrected ALOS PALSAR products. *ASF-Alaska Satellite Facility* **1.2**, 12 (2015).
39. Ferreira, F. J. F., Neto, L. F., Guimarães, G. B. & Ulbrich, H. H. G. J. Contrastes gamaespectométricos (K, eTh, eU) dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos-PR: Análise dos dados do BARMP (Brazil Airborne Radiometric Mapping Project). in *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, 2005* (2005).
40. Petri, S. & Fulfaro, V. J. Contribuição à geologia das regiões de Jaguariaiva e Lamedor, Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* **15**, 33–48 (1966).
41. Riccomini, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. (Universidade de São Paulo, 1990). doi:10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.
42. CPRM. Projeto Diamante Brasil. <https://geoportal.cprm.gov.br/diamante/>.

**APÊNDICE IX – MANUSCRITO “SÃO LOURENÇO BASIN: A NEW-DESCRIBED  
CENOZOIC BASIN IN CONTINENTAL RIFT OF SOUTHEAST BRAZIL”**

Manuscrito a ser submetido à revista *Brazilian Journal of Geology*.



## **São Lourenço Basin: a new-described Cenozoic basin in Continental Rift of Southeast Brazil**

Ivan Pereira Marques<sup>ab</sup>, Gustavo Correa de Abreu<sup>a</sup>, Lena Virgínia Soares Monteiro<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil; <sup>b</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brazil

### **Keywords**

**São Lourenço Basin, Castrolanda Formation, Continental Rift of Southeast Brazil, Lacustrine Sediments, Extensional tectonics**

### **Abstract**

Outcrops of relatively poorly consolidated sedimentary rocks were found in a region mapped as granites (Cunhaporanga Complex), near the Castrolanda District, Castro Municipality, state of Paraná, in the southern region of Brazil. Visible carbonized monocotyledon plant fossils are preserved in these sedimentary rocks. This newly described São Lourenço Basin occupies an area of approximately 540 km<sup>2</sup>, with a thickness of at least 50 meters. This basin is filled by clastic sedimentary rocks, grading from conglomerate to claystone, called here as Castrolanda Formation. This formation is interpreted as deposits of lacustrine origin. These rocks occur in a relatively elevated plain region, covering mostly granitic rocks of the Cunhaporanga Complex. In airborne gamma-ray spectrometry, the basin region shows a high contrast from these granitic rocks. The basin also covers the Ediacaran-Cambrian Castro Group rocks and Cretaceous dykes (highlighted in airborne magnetic data). These dykes from the Serra Geral Formation are related to the Ponta Grossa Arch and linked to the Paraná-Etendeka Large Igneous Province. This igneous province is also associated with alkaline magmatism in the region, and some of these intrusions are the host rocks of phosphate, fluorite and rare earth elements mines and deposits in this region of Brazil. This new-described basin appears to be related to others basins associated with the Continental Rift of Southeastern Brazil.

### **Introduction**

During studies in the Castro Group, a continental volcano-sedimentary rift-basin located in Paraná State – Brazil (Figure 1), we noted similarities in airborne geophysical response between the sedimentary units of Castro basin and part of a granitic complex, located at the east side of this basin. In literature, these granitic rocks are known today as the “Cunhaporanga Granitic Complex”<sup>1</sup>. The airborne gamma-ray spectroscopy data in this area of the granitic complex showed a relatively low content of potassium (K) and a relatively higher content of thorium (Th) and uranium (U) than the rest of the granitic complex. This anomalous region was also much flatter than the rest of the granitic complex. These contrasts between the central and external areas of the Cunhaporanga Granitic Complex were noticed in a previous work<sup>2</sup>, which used a lower-resolution airborne geophysical data<sup>3</sup> than is available today. The geophysical contrast was interpreted at the time as an effect of an intensive weathering process, which is coherent with the relatively elevated rainfall of the region (1589 mm per year on average<sup>4</sup>). Even with this possibility, the similar geophysical response in the new data between some of the sedimentary rocks of the Castro Group (mainly red

siltstone) and the central part of the Cunhaporanga Complex motivated a reconnaissance fieldwork in this region of the granitic complex. In these selected areas, outcrops of sedimentary rocks have an erosive basal contact above granitic and the Castro Group rocks. These sedimentary rocks range from claystone to conglomerate and, in some cases, are associated with carbonized-plant fossils (monocotyledons), which are not expected to be found in the Ediacaran-Cambrian transition basins, such as the Castro Basin. These outcrops also are more unconsolidated than the sedimentary rocks of the Castro Group and always show a horizontal stratification. The Castro Group sedimentary rocks are usually tilted, due to their higher complex geological evolution and setting (e.g., Ponta Grossa Arch development).

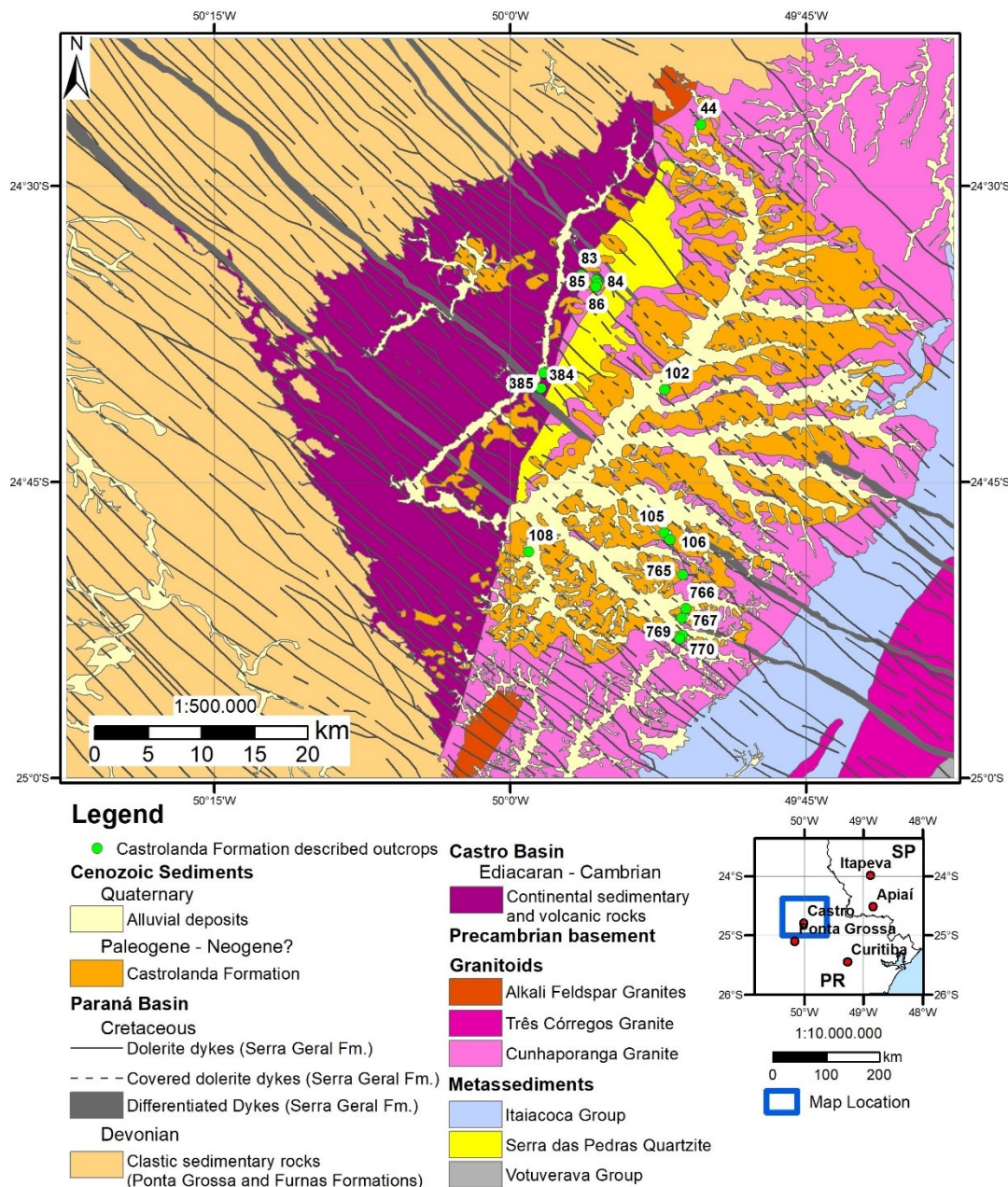


Figure 1 - Localization and simplified geological map of São Lourenço Basin and surroundings, with described outcrops indicated.

## **Materials and Method**

Gamma-ray spectrometry and magnetic data used in this study were obtained from the airborne geophysical survey “1095 - Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina”<sup>5</sup>. As in all airborne geophysical surveys made by the Geological Survey of Brazil, the raw data of this project is free to use and download<sup>6</sup>. The geophysical data was processed in Geosoft Oasis Montaj 9.3. DEM data applied in this work was from Alos Palsar Satellite Hi-Res Terrain Corrected, with a resolution of 12.5 meters<sup>7</sup>, obtained in ASF Data Search Vertex<sup>8</sup>. The DEM raw data processing, spatial statistics sampling, and the maps in this manuscript were made using ArcMap 10.7. The spatial statistics sampling was applied to estimate the superficial composition content of radioactive elements in subdomains of the area charted in previous maps as the Cunhaporanga Granitic Complex. The polygons of the regional geological map<sup>9</sup> were divided into subdomains, using the processed DEM and geophysical data for this interpretation. A negative buffer of 500 meters (the same spacing distance between the lines in the airborne geophysical survey) was added to the subdomain polygons to reduce the interference effect in estimating the subdomain contact areas. After the airborne geophysical and DEM data were processed, in January 2020, a reconnaissance fieldwork survey was made in the region highlighted by these methods, where the sedimentary rock outcrops were found.

## **Results**

### **DEM and airborne geophysical data**

In the region previously mapped as the Cunhaporanga Granitic Complex<sup>1,10-12</sup> (also named “Castrolanda Granite” in older maps<sup>13-15</sup>), DEM-processed images showed an area of relatively higher altitude area (Figure 2A). This region also was much flatter than the surroundings in the same mapped granitic complex (Figure 2B). The Iapó River drains this region, which has a considerable present-day alluvial plain. The DEM data reveal an even more flat area, but with a lower relative altitude.

Airborne gamma-ray spectrometry data showed clearly in the same elevated flat region a very lower relative potassium content than in the other areas mapped as the granitic complex (Figure 2C). Magnetic data (Figure 2D) reflects basement structures, especially the NW-SE dykes of the Ponta Grossa Arch Dyke Swarm. Some of the interpreted dykes also appeared to control this elevated area, especially in the northeast region.

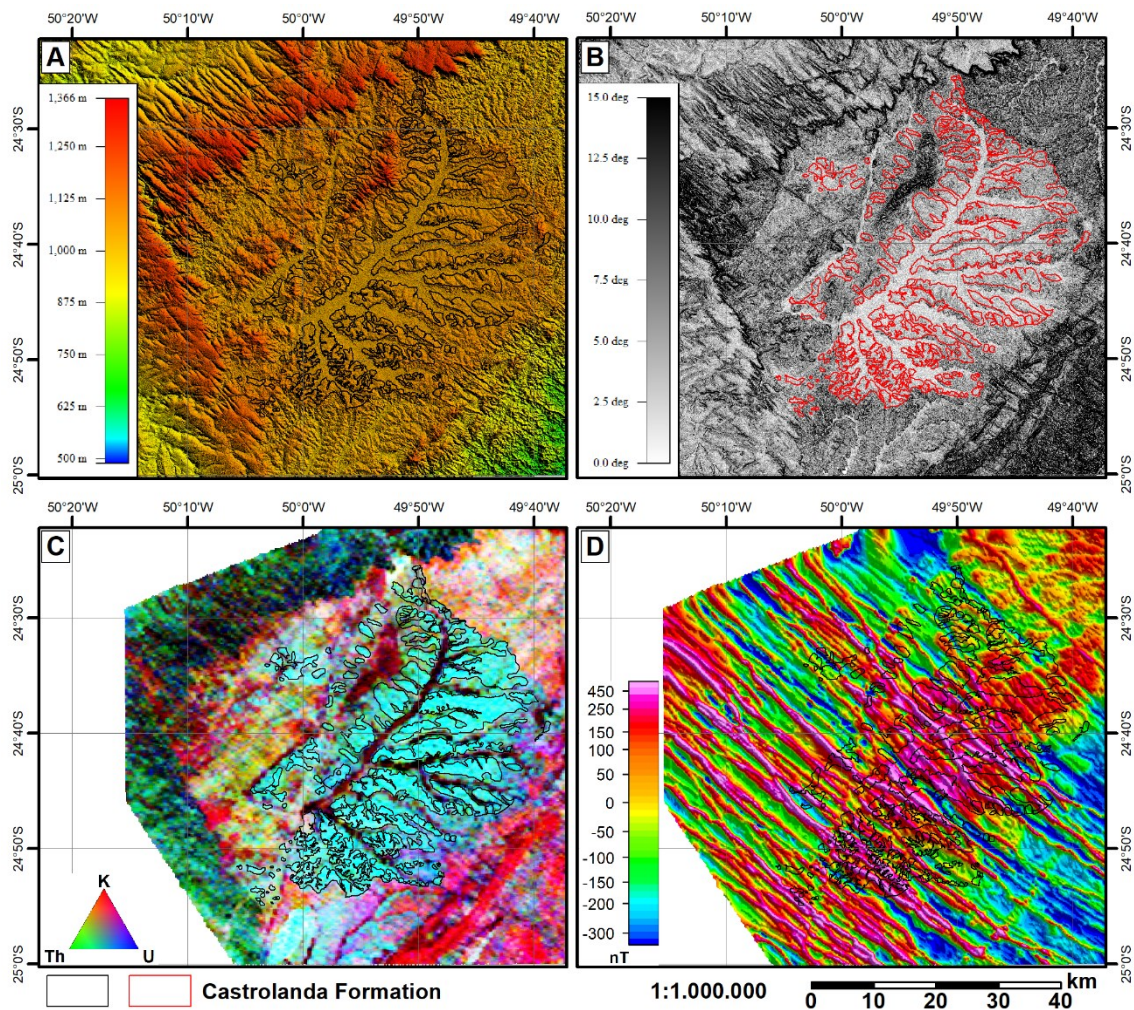


Figure 2 - Relief and airborne geophysical maps with Castrolanda Formation area superimposed: A- Colorized shaded DEM, Castrolanda Formation occurrences occupy relatively higher areas than surroundings units. B- Slope declivity based on DEM data, showing the low declivity of Castrolanda Formation. C- Ternary K-Th-U map, Castrolanda Formation shows a very low content of potassium. D- Shaded Total magnetic intensity (TMI) reduced to pole (RTP), highlighting the Cretaceous N50W-trending dyke swarm of the Serra Geral Formation, which appears to control the deposition of São Lourenço Basin partially.

The airborne gamma-ray spectrometry data was also applied to estimate the superficial content of K, Th and U in the area mapped by previous works as Cunhaporanga Granitic Complex. This area was divided into subdomains (North, Central and South), based on the airborne geophysical and DEM-processed images. As noted in the airborne geophysical processed images (Figure 2C), the estimative of potassium content (Table 1) showed a very low relative content of the element in the central domain (ranging from 1.00% to 3.39% of potassium in the surface, with the mean value as 1,38%). This relatively low value contrasted with the North and South subdomains (2.27% and 1.93% mean potassium content, respectively). The central area also has a relatively higher content of Th and U at the surface (mean of 15.53 and 4.51 parts per million, respectively) compared to the others subdomains.

Table 1 - Superficial estimated content of K, Th and U in the subdomains of the region previously mapped as the Cunhaporanga Granitic Complex

Region	K			Th			U		
	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max	Mean
North	1,04	5,06	2,27	4,92	23,32	12,85	1,85	6,91	3,93
Central	1,00	3,39	1,38	5,28	30,87	15,53	1,94	10,20	4,51
South	1,08	3,97	1,93	4,55	23,87	12,42	1,70	7,57	4,26
North + South	1,04	5,06	2,19	4,55	23,87	12,74	1,70	7,57	4,01

K – Estimated Potassium content in percent; Th – Estimated Thorium content in parts per million, U – Estimated Uranium content in parts per million; Min – Minimum Value, Max – Maximum Value, Mean - Weighted Average Value

### Field Data

Outcrops of sedimentary rocks were found in the area delimited using the airborne geophysical and DEM data. In some of these outcrops, it is possible to observe contact relationships between the Castrolanda Formation rocks and older units, such as channels cutting reddish siltstone from the Castro Group (Figure 3A). At the top of the channels, fossilized monocotyledon was observed mixed with the fine-grained sediment (Figure 3B).

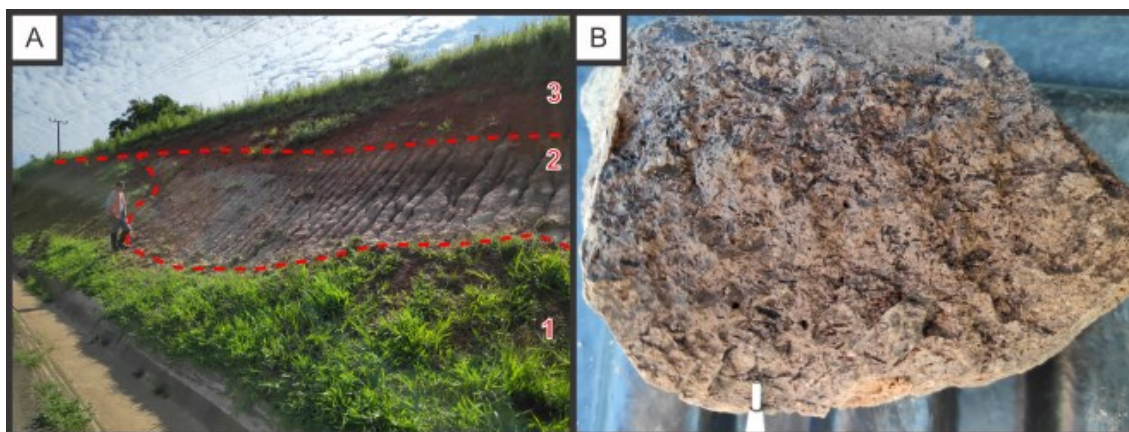


Figure 3 - Outcrop 83 A: Paleochannel from Castrolanda Formation (2) cutting Castro Group sediments (1 - red siltstone with detrital muscovite). Red soil at the top (3) B: Detail of argillaceous material from the top of the channel, with carbonaceous material (fragments of carbonized monocotyledon plants).

There are also paleochannels of the Castrolanda Formation that cuts the Castro Basin basement rocks (Figure 4A). The Castrolanda sediments can also be found as layered sediments directly over the basement (Figure 4B). The basement rocks observed directly below the Castrolanda Formation are mostly saprolite of granitic rocks from the Cunhaporanga Complex (Figure 4C).

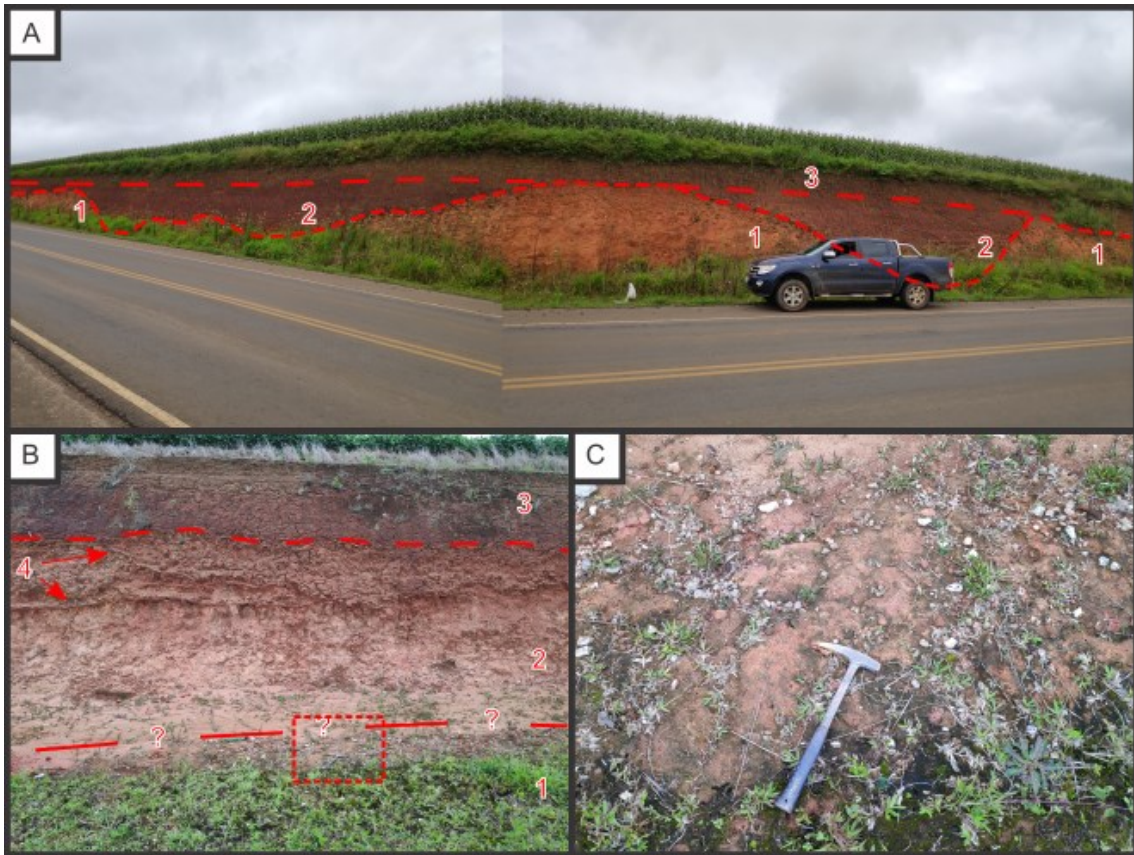


Figure 4 - A: Panoramic photo of outcrop 765, showing paleochannels (2), cutting a saprolite of a granitic rock from Cunhaporanga Complex (1). Outcrop 766 - B: Layers of argillaceous sediment, with gravel levels (2), and iron oxide enrichment zones formed by lateritic processes (4); contact covered up by loose sand with Granitic saprolite (1) at base and soil covering the outcrop at the top (3). C: Detail of saprolite of granitic origin at outcrop basis (in dashed area of the Figure 4B)

The layers of the Castrolanda Formation sediments show variation in grain size and composition, sometimes varying abruptly between arkosic and quartzose compositions (Figure 5A and Figure 5B). In addition, these layers preserve sedimentary structures like cross-bedding stratification (Figure 5C) and mudcracks (Figure 5D).

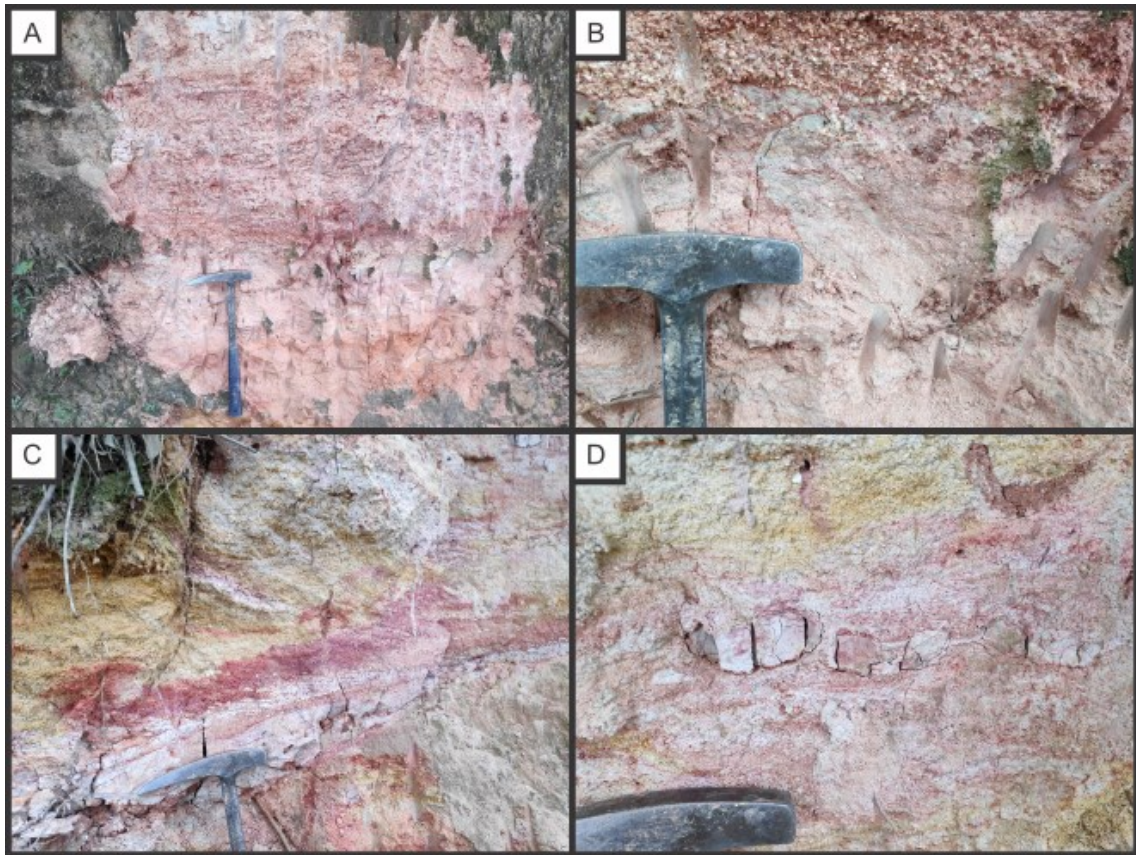


Figure 5 - Outcrop 102 – A: Decimetric layers of coarse-grained arkosic sandstone (above) and medium-grained quartzose sandstone (below). B: A detail of the contact between the layers shown in Figure 5A. C: Decimetric cross-bedding structure found in sandstone. D: A detail of a lateral view of a mudcrack structure (discontinue white clay layer in the center of image).

In rare large outcrops of the Castrolanda Formation (Figure 6A) sequenced metric layers with paleochannels structures between these layers are observed. Layers and the paleochannels structures show fining upward. A succinct description of the Castrolanda Formation outcrops and probable ones can be found in Table 2, with their corresponding coordinates.

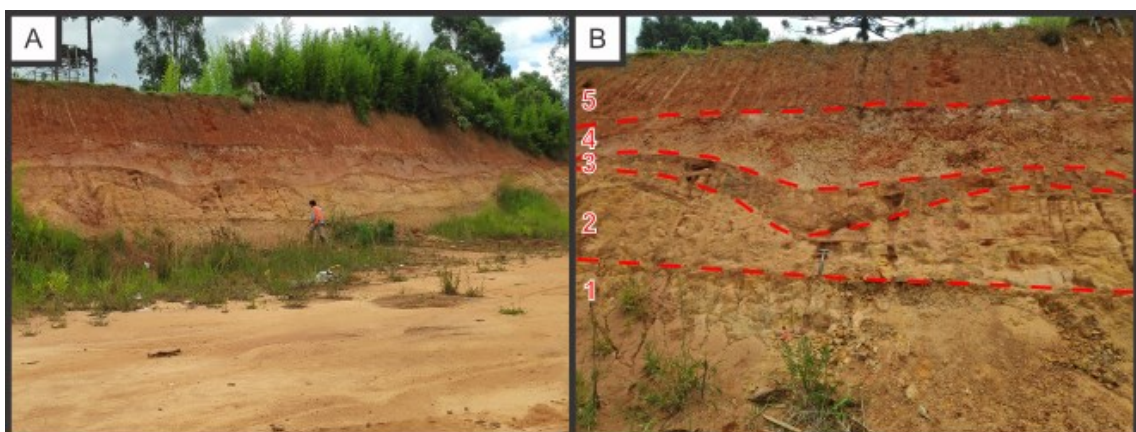


Figure 6 - Outcrop 108 - A: Large outcrop of Castrolanda Formation (around 100 meters long of continuous exposition). B: Detail of the outcrop, where can be observed metric layers (1,2 and 4) with fining upward, with preserved paleochannels (3) capped by red soil at the top (5). The channel structures are filled with gravel, with argillaceous sandstone at the top of layers.

Table 2 – Castrolanda Formation outcrops described during the reconnaissance fieldwork

Outcrop	lat	lon	Units	Short description
44	-24.44792898	-49.83899198	Castrolanda?	Laminated argillaceous sediment with silt and some granules, cream to grey color
83	-24,57483418	-49.93972233	Castro Group / Castrolanda	Paleochannel with fining upward and carbonaceous sediments, with fossils (roots bioturbation and coal). The paleochannel cuts red siltstones from Castro Group.
84	-24.57943694	-49.92745358	Castrolanda	Reddish to yellowish quartz sandstones, small channels with gravel. Red clay with granules.
85	-24.58261385	-49.92660088	Castrolanda?	Red argillaceous soil
86	-24.58492692	-49.92753857	Castrolanda?	Red soil
102	-24.67189536	-49.86958777	Castrolanda	Sandstone with layers of coarse-grained gravel, coarse-grained sandstone, siltstone, claystone. Layer composition varies between arkose and quartz sandstone. Presence of mudcracks
105	-24.7929821	-49.86970603	Castrolanda?	Red soil with clay layers
106	-24.79850535	-49.86484453	Castrolanda?	Reddish soil
108	-24.80903939	-49.98429168	Castrolanda	Sedimentary layers, around 1 meter thick, in normal position, fining upward (gravel to argillaceous sandstone). ~100 meter long outcrop.
384	-24.670797	-49.97375303	Castro Group / Castrolanda?	Castro Group siltstones cut off by apparently more recent paleochannels (Castrolanda Formation?)
385	-24.65786196	-49.97128104	Castro Group / Castrolanda?	Castro Group siltstones cut off by apparently more recent paleochannels (Castrolanda Formation?)
765	-24.82819397	-49.85429901	Granite / Castrolanda	Granite saprolite cut off by paleochannels with granules and some gravel in the base (composed predominantly of quartz)
766	-24.85670996	-49.85160498	Granite / Castrolanda	Argillaceous sediment, with gravel layers and iron oxide enriched material
767	-24.86477301	-49.85484702	Castrolanda	Soil with sand lenses
769	-24.87950304	-49.85469002	Castrolanda	Soil with sand lenses
770	-24.882474	-49.85680796	Granite / Castrolanda	Red sandy soil above granite saprolite

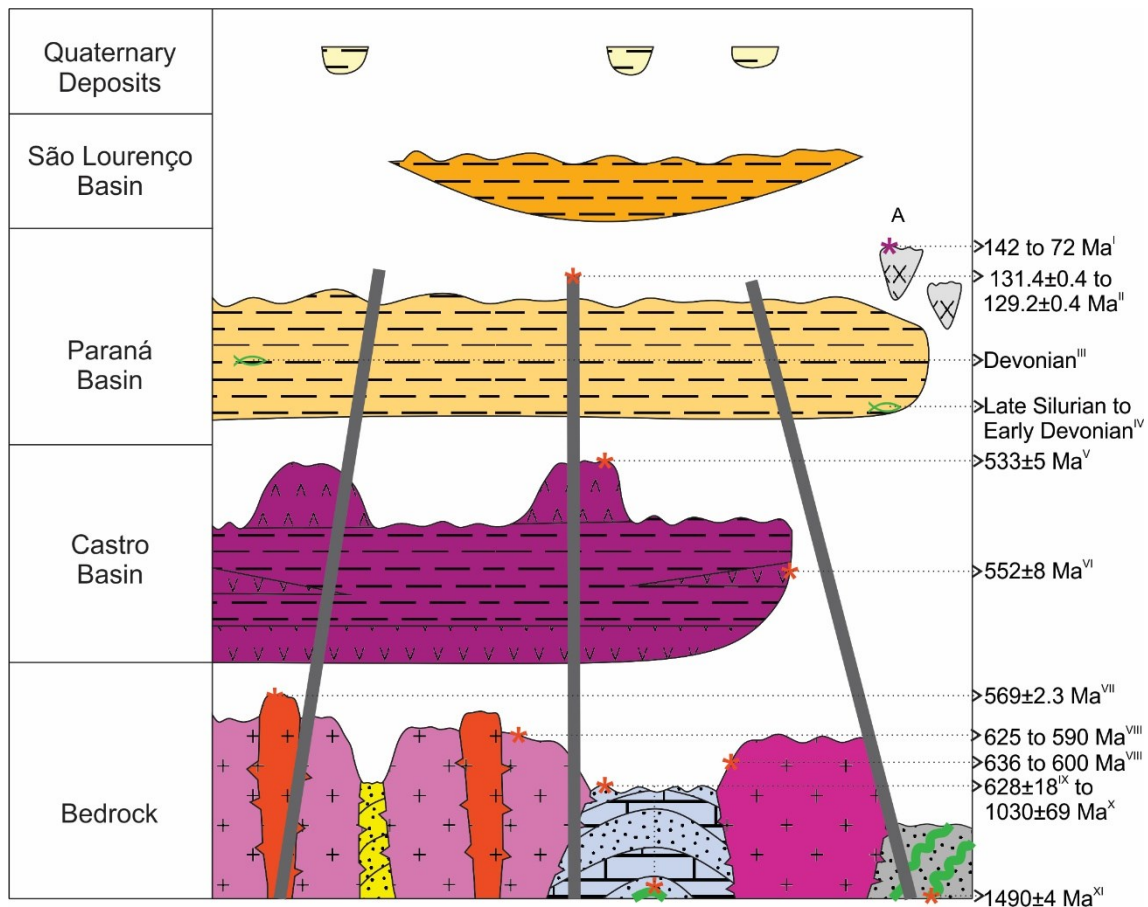
Abbreviations: lat= latitude; lon=longitude. Coordinate System: WGS 1984.

## Discussion

### Geological context and paleoenvironment of São Lourenço Basin

The newly described Castrolanda Formation occupies an area of approximately 540 km<sup>2</sup>, characterized as a continental lagoon basin, named here as the São Lourenço Basin. This basin was fed by braided river systems, represented by the paleochannels that cut the Castro Group rocks and its basement (Figure 7). A geological profile in the southeast region of the Castrolanda Formation with control field points suggested an estimated thickness of about 50 m, but the difference between the highest and lowest points in DEM in the area now mapped as the area of the Castrolanda Formation is 150 m. Near Castro City and in the valley of the Iapó River, sedimentary layers were described in the past. According to this description<sup>16</sup>, these layers elevated up to 60 meters from the modern alluvial plains of the Iapó River. These layers were supposedly from the Pliocene Epoch, through the correlation with similar sediments found near Curitiba City (now Guabirotuba Formation of the Curitiba Basin). A later geological mapping work also found these rocks, but they judged at the time to be impossible to individualize this unit<sup>17</sup> at the map<sup>15</sup>.

Layered sediments, with normal graded bedding from conglomerate to claystone, can be associated with lacustrine sediments, as a result of variable sedimentary supply into the paleolake. Mudcracks in the fine-grained sediment possibly record dryer periods, with a lower energy sedimentary influx. In addition, these dryer periods are inferred by the arkosic sediment associated with these mudcracks, which also shows a lower maturity of this sedimentary influx. Channel structures and small- to medium-scale cross-bedding stratification can be related to the fluvial sedimentary input to the basin. The relatively low K content in gamma-ray spectrometry is expected in sedimentary rocks compared with granitic rocks. The relative higher content of Th in the Castrolanda Formation can be explained by the concentration of heavy thorium-bearing minerals, like monazite, in sedimentary processes. The relatively higher content of U can be explained by its trapping by organic matter present in the Castrolanda Formation rocks, such as the carbonized plant fossils found. This fossilized monocotyledon is a clear field indicator that these channels are much younger and these rocks cannot be associated with the Castro Group sedimentary processes.



### Legend

#### Quaternary

Alluvial deposits

#### Paleogene - Neogene?

Castrolanda Formation

#### Paraná Basin

Alkaline Intrusions

Dykes (Serra Geral Formation)

Paraná Group

#### Castro Basin

Castro Group

#### Granitoids

Alkali Feldspar Granites

Três Córregos Granite

Cunhaporanga Granite

#### Metasediments

Itaiacoca Group

Serra das Pedras Quartzite

Votuverava Group

Fossil relative dating

U-Pb zircon dating

K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr and U-Pb data compilation

#### Litology

Terrigenous clastic

Alkaline intrusions

Dolerite (predominantly)

Felsic volcanic

Mafic/intermediate volcanic

Granitoid

Metaterigenous

Metacarbonate

Metabasite

Figure 7 - Geological setting and schematic stratigraphic column of the São Lourenço Basin deposition area and surroundings. References: I – Alkaline magmatism related to Ponta Grossa Arch<sup>18</sup>; II - Dolerite dykes<sup>19</sup>; III – Marine Invertebrates from Ponta Grossa Formation<sup>20</sup> (Paraná Group); IV – Fossilized plant remains from Furnas Formation<sup>21</sup> (Paraná Group); V - Riolite and VI - Andesite<sup>22</sup>; VII - Granite<sup>23</sup>; VIII – Granites (multiple samples)<sup>24</sup>; IX – Metavolcanic rocks interbedded with metawackes<sup>25</sup>; X – Metabasite<sup>26</sup>; XI -Metabasite<sup>27</sup>

### São Lourenço Basin structural framework

The airborne magnetometry data highlights that the São Lourenço Basin is located in the center of the Ponta Grossa Arch<sup>28</sup>, above the cretaceous dykes<sup>19</sup> of the Serra Geral Formation. The Paleogene<sup>29</sup> Curitiba Basin, located approximately 100 km in the SW direction from the São Lourenço

Basin, also lies above the same dykes. The position of the basins indicates a link between the sedimentary basin formation and accommodation processes (Figure 8) related to the magmatic events of Paraná-Etendeka Large Igneous Province<sup>30</sup> and the associated alkaline intrusions. In this region, the alkaline magmatic events are economically relevant due to the presence of phosphate mines (e.g., Cajati Mine at Jacupiranga Alkaline Complex, Cajati, SP<sup>31</sup>) and kimberlites<sup>32</sup> at the east of São Lourenço Basin, in Cerro Azul, PR. Diamonds were also mined nearby, but are associated with the Itararé Group<sup>33</sup> (Carboniferous to Permian), of the Paraná Basin. The São Lourenço Basin appears to be partially controlled by the dykes. It is possible that the dykes worked only by damming the paleolake as regional topographic highs. Reactivation of older basement structures also appear to control the basin development. The relatively elongated NE-SW format of the basin can also be related to the reactivation of basement structures. NE-SW direction is the regional trend from Precambrian Ribeira Fold Belt<sup>34</sup>.

Some major structures may also be related to the Castrolanda Formation deposition, such as the Jaguariaíva Fault. The timing of the development of this structure is uncertain. Previous works described mafic rocks, probably correlated with the Serra Geral igneous event, intruding this fault zone<sup>35</sup>. In contrast, there is also a displacement of the dykes of the Ponta Grossa Arch in the Jaguariaíva Fault Zone (noticeable in aeromagnetic data). If a Tertiary reactivation of older structures causes the dyke displacement, the São Lourenço Basin installation can also be related to other Cenozoic Basins. These basins are located in a geological feature known as the “Continental Rift of Southeastern Brazil” and represented by the Taubaté, São Paulo and Curitiba, as well as additional smaller basins<sup>36</sup>.

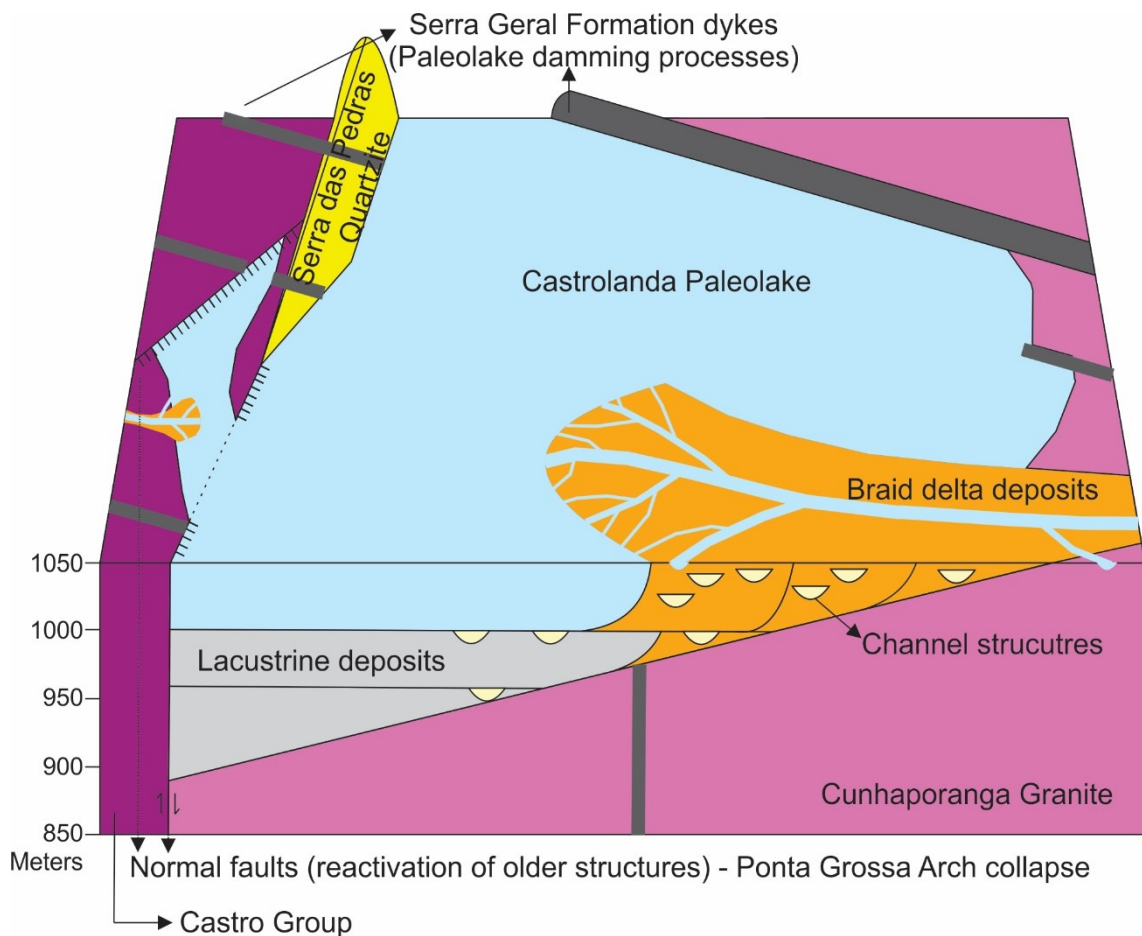


Figure 8 - Schematic reconstruction of Castrolanda Formation deposition environment.

## Conclusions

The major contribution of this work is the first description of the São Lourenço Basin and the Castrolanda Formation. The discovery of this intracontinental basin opens new opportunities for understating the Cretaceous to present geological history in southern Brazil. This period was marked by the Paraná-Etendeka Large Igneous Province formation, its related alkaline magmatism and the beginning of the continental drift between South America and Africa. As the basin is located in the center of the Ponta Grossa Arch, probably some of the alkaline magmatic events are related to the São Lourenço Basin development and evolution. The alkaline magmatism event in this region also has a relevant metallogenetic potential for phosphate, rare-earth elements and diamonds, among other mineral deposit types. This new described basin also hosts potential itself for clay and aggregate material and energetic resources due to its regional uranium anomalies and coal.

## Acknowledgments

The authors would like to thank the professor Ph.D. Francisco José Fonseca Ferreira (Federal University of Paraná) by discussions about the preliminary results of geophysical processing. I.P. Marques is grateful for the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) Sandwich Doctorate scholarship and Geological Survey of Brazil – CPRM for the support.

## References

1. Guimarães, G. B. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. (Universidade de São Paulo, 2000). doi:10.11606/T.44.2000.tde-29102015-111937.
2. Ferreira, F. J. F., Neto, L. F., Guimarães, G. B. & Ulbrich, H. H. G. J. Contrastes gamaespectométricos (K, eTh, eU) dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos-PR: Análise dos dados do BARMP (Brazil Airborne Radiometric Mapping Project). in *X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul Porto de Galinhas, Pernambuco, Brasil, 2005* (2005).
3. Geofoto S.A. *Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul*. 1–48 <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/8583> (1978).
4. Climate-Data.org. Clima Castro (Brasil).
5. Lasa Prospecções S.A. *Projeto Aerogeofísico Paraná - Santa Catarina*. 88 <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/11241> (2011).
6. CPRM. GeoSGB - Dados, Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil.
7. ASF - Alaska Satellite Facility. ALOS PALSAR – Radiometric Terrain Correction. (2019).
8. ASF - Alaska Satellite Facility. ASF Data Search Vertex. (2019).
9. CPRM. Mapa Geológico de Integração ARIM Vale do Ribeira. (2017).
10. CCGPR. Fôlha Geológica Joaquim Murtinho. (1970).

11. CCGPR. Fôlha Geológica Jaguariaiva (Sul). (1970).
12. MINEROPAR. Folha Telêmaco Borba. (2005).
13. CCGPR. Fôlha Geológica de Pirai do Sul. (1966).
14. CCGPR. Fôlha Geológica de Castro. (1966).
15. CCGPR. Fôlha Geológica de Abapã. (1966).
16. Almeida, F. F. M. de. Novas ocorrências de camadas supostamente pliocênicas nos estados de São Paulo e Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.* **1**, 53–58 (1952).
17. Fuck, R. A. Geologia da fôlha de Abapã. *Bol. Universidade Fed. Paraná - Geol.* **25**, 1–34 (1967).
18. Gomes, C. B., Ruberti, E., Comin-Chiaramonti, P. & Azzone, R. G. Alkaline magmatism in the Ponta Grossa Arch, SE Brazil: A review. *J. South Am. Earth Sci.* **32**, 152–168 (2011).
19. Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Fe´raud, G. & Piccirillo, E. M. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana´ flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 199–211 (1996).
20. Clarke, J. M. *Fosseis devonianos do Paraná*. (Ministerio da Agricultura, Industria e Commercio -Typ. Annexa á Directoria do Serviço de Estatística, 1913).
21. Mussa, D. *et al.* Estudo preliminar da tafoflora da Formação Furnas, bacia do Paraná, Brasil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **68**, 65–90 (1996).
22. Mapa, F. B., Marques, I. P., Turra, B. B. & Palmeira, L. C. M. *Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): geologia e recursos minerais da bacia de Castro, estado do Paraná*. (CPRM, 2019).
23. Prazeres Filho, H. J., Basei, M. A. S., Passarelli, C. R., Harara, O. M. M. & Siga Jr., O. U-Pb Zircon ages of post-orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, Southern Brazil): Petrological and Geotectonic Significance. in vol. I 4 (CBPM, 2003).
24. Prazeres Filho, H. J. dos, Harara, O. M., Basei, M. A. S., Passarelli, C. R. & Siga Jr., O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e Geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geol. USP Sér. Científica* **3**, 51–70 (2003).
25. Siga Jr., O. *et al.* U-Pb (Zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: tectonic implications. *Geol. USP Sér. Científica* **3**, 39–49 (2003).
26. Siga, O. *et al.* Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Res.* **15**, 197–208 (2009).
27. Campanha, G. A. C. *et al.* Geochemistry and age of mafic rocks from the Votuverava Group, southern Ribeira Belt, Brazil: Evidence for 1490 Ma oceanic back-arc magmatism. *Precambrian Res.* **266**, 530–550 (2015).
28. Ferreira, F. J. F. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. (Universidade de São Paulo, 1983). doi:10.11606/D.44.1983.tde-14082013-161535.
29. Salamuni, E. *et al.* Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *J. South Am. Earth Sci.* **15**, 901–910 (2003).

30. Peate, D. W. The Paraná-Etendeka Province. in *Large Igneous Provinces* 438 (1997).
31. Jacupiranga Alkaline Complex, Cajati, São Paulo, Brazil. <https://www.mindat.org/loc-451.html>.
32. CPRM. Projeto Diamante Brasil.
33. Chierigati, L. A. Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo. (Universidade de São Paulo, 1989). doi:10.11606/D.44.1989.tde-12062013-141018.
34. Almeida, F. F. M. de, Amaral, Cordani, U. G. & Kawashita]. The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin South of the Amazon River. in *The Oceans Basins and Margins, Volume 1 – The South Atlantic* 411–446.
35. Petri, S. & Fulfaro, V. J. Contribuição à geologia das regiões de Jaguariaiva e Lamedor, Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.* **15**, 33–48 (1966).
36. Riccomini, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. (Universidade de São Paulo, 1990). doi:10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507.

## APÊNDICE X – DADOS – MÍDIA FÍSICA

Espelho dos dados disponibilizados da pasta do Google Drive:

<https://drive.google.com/drive/folders/1wvPR084VSGFP9jOt3k4q1VxMLvj8BSim?usp=sharing>

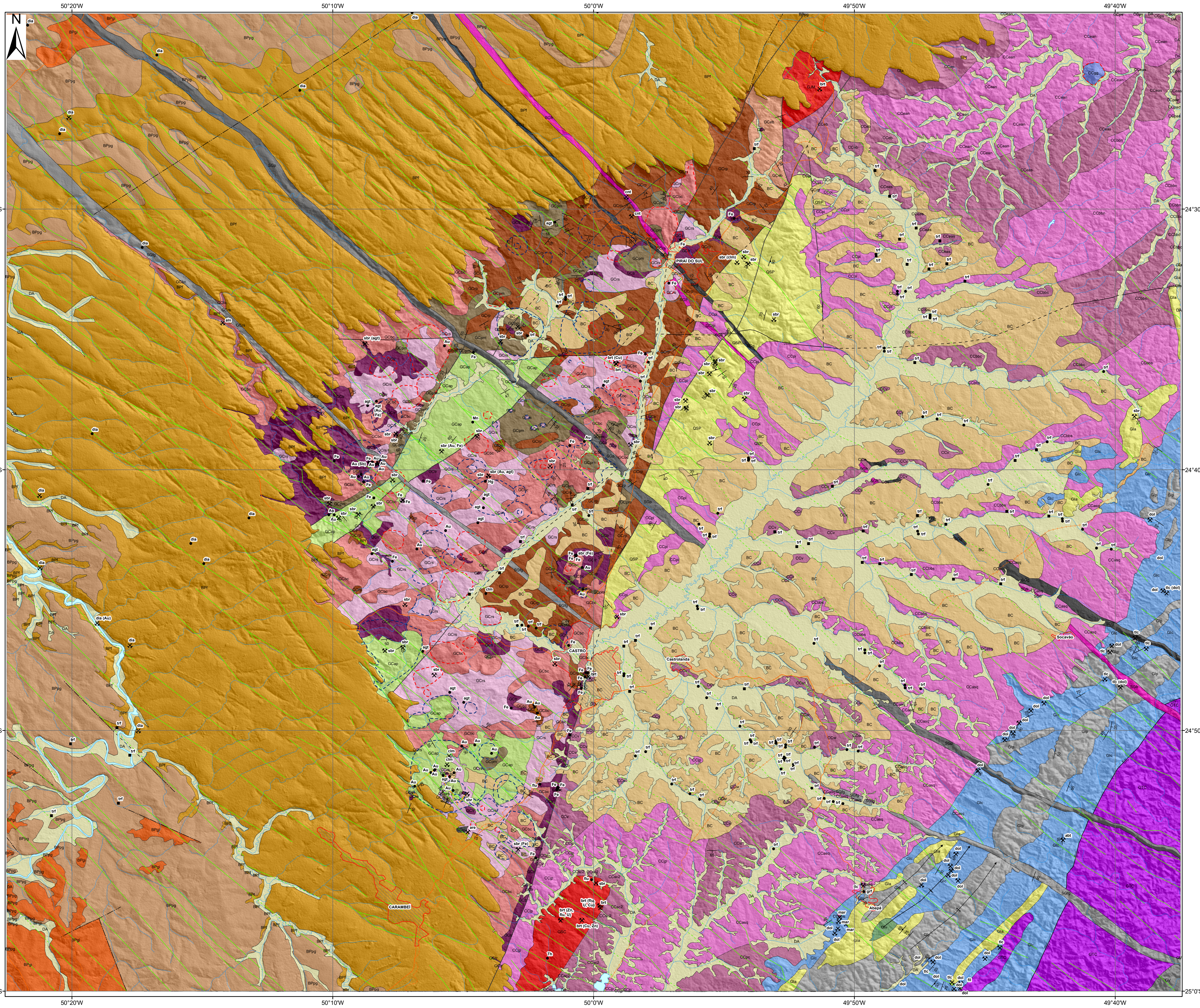
(Disponível apenas na versão impressa)



## **APÊNDICE XI – MAPAS**

Mapa geológico da Bacia de Castro e arredores (versões em português e inglês) – escala 1:100.000 e Mapa Metalogenético da Bacia de Castro – escala 1:75.000.

# Mapa Geológico da Bacia de Castro e Arredores



## Geologia

- Coberturas Sedimentares**
- DA Depósitos Aluvionares - Depósitos aluvionares recentes
- Bacia São Lourenço<sup>1</sup>**
- BC Fm. Castrolanda<sup>1</sup> - Coberturas sedimentares com intercalação de arento, lamito e argilito. Fossilífera, presença de vegetais carbonizados. Espessura mínima de 50m.
- Fm. Serra Geral - Diques**
- SGfr Dique Féisico Róseo<sup>1</sup> - Dique inequigranular róseo da Fm. Serra Geral, com cristais maiores de plagioclásio e piróxênio. Contém quartzo e feldspato potássico.
  - SGGf Dique Féisico Grosso<sup>1</sup> - Espesso dique acinzentado da Fm. Serra Geral, fanerítico grosso. Contém feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e minerais máficos.
  - SGp Dique Porfítico<sup>1</sup> - Espesso dique da Fm. Serra Geral, de composição gábrica, com fenocristais de plagioclásio, piróxênio e magnetita. Matriz fanerítica fina.
  - SGg Dique Gabroide<sup>1</sup> - Espesso dique da Fm. Serra Geral, fanerítico grosso no centro, com composição gábrica.
- Diabásio** - Diques de diabásio da Fm. Serra Geral, espessura variável, afaníticos a faneríticos médios.
- Bacia do Paraná**
- BPgr Grupo Itararé - Arenitos mal selecionados, diamictitos, silites e folhelhos.
  - BPpg Fm. Ponta Grossa - Folhelhos e silites vermelhos, acinzentados e negros. Fossilífera.
  - BPf Fm. Furnas - Arenitos grosseiros com níveis conglomeráticos e de silite subordinados. Presença de estratificação cruzada de médio porte. Fossilífera no topo.
- Grupo Castro**
- GCpm Fm. Pirai-Mirim - Depósitos epiclasticos relacionados com os domínios vulcânicos. Fragmentos angulosos de lamito variado, predominando rochas rílicas.
  - GCbc Mb. Bulcão<sup>1</sup> - Riolitos geralmente bandados, com cores usualmente mais escuras (marrom, vermelho, roxo). Subordinadamente rochas proclásticas associadas (Fm. Tirania).
  - GCrs Mb. Ressaca<sup>1</sup> - Riolitos usualmente de cores mais claras (rosados a alaranjados), geralmente macios ou brechados, (Fm. Tirania).
  - GCap Fm. Aparição - Silites e arenitos com contribuição tufácea. Cor geralmente creme ou verde claro, muitas vezes silicificados.
  - GCtr Fm. Tronco - Basaltos e andesitos de matriz afanítica, muitas vezes com fenocristais de plagioclásio e amigdalais.
  - GCrp Fm. Rio Pirai - Predominam silites laminados avermelhados. Presença de laminação heterotica, com intercalação de camadas mineralizadas de arenito fino.
  - GCeb Fm. Espalha Brasa - Conglomerados estratificados polimíticos de leque aluvial. Há seixos de granito, quartzo e clorita-xisto.
- Álcali-feldspato Granitos**
- GSC Granito Serra do Carambel<sup>1</sup> - Alcáli-feldspato granito avermelhado, equigranular e poucos máficos. Localmente com sulfetos disseminados e veios de
  - GJM Granito Joaquim Murinho<sup>1</sup> - Alcáli-feldspato granito avermelhado, equigranular, com raros minerais máficos.
- Granito Três Córregos**
- GTC Granito Três Córregos - Granito porfítico com megacristais de feldspato potássico róseo.
- Complexo Granítico Cunhaporanga<sup>2</sup>**
- CCgg Grandiorito Gentil<sup>1</sup> - Grandiorito macio, matriz fina com fenocristais de plagioclásio. Rocha magnética com pirita associada a botas.
  - CCap Dominio Arroio das Pedrinhas - Bt monzogranito a granodioritos equigranulares cinzentos (M=10-15) e raras micas graníticas quartzos róseos (M=5).
  - CCps Dominio Paredão da Santa - Bt monzogranitos equigranulares médios cinzentos (M=10).
  - CCpac Dominio Passo da Anta - Água Clara - (ms)-bt monzogranito a granodioritos cinzentos (M=5) a róseos (M=2) equigranulares finos a médios.
  - CCeb Dominio Espalha Brasa - Bt granodioritos avermelhados (M=5-7), cataclásticos, inequigranulares, fluorita como acessório.
  - CCean Dominio Espigão Alto - Norte - Hbl-bt monzogranitos porfíticos (fenocristais de kfs 1-5 cm) cinzentos (M=10-20). Mais fésico que o domínio sul.
  - CCeas Dominio Espigão Alto - Sul - Hbl-bt monzogranitos porfíticos (fenocristais de kfs 1-5 cm) cinzentos (M=10-20). Menos fésico que o domínio norte.
  - CCpi Dominio Piraí do Sul - Hbl-bt monzogranitos a bthbl dioritos inequigranulares a equigranular médios cinzentos (M=10-25). Potássio relativamente baixo.
  - CCbn Dominio Biscaias - Boa Vista - Norte - Hbl-bt monzogranitos porfíticos cinzentos (M=10-20). Potássio relativamente baixo.
  - CCbc Dominio Biscaias - Boa Vista - Central - Hbl-bt monzogranitos porfíticos cinzentos (M=10-20). Potássio relativamente elevado.
  - CCbs Dominio - Biscaias - Boa Vista - Sul - Hbl-bt monzogranitos porfíticos cinzentos (M=10-20). Potássio intermediário em relação aos subdomínios.
  - CCv Dominio Varginha - Bt granitos porfíticos cinza-claros a esbranquiçados (M=5-10).
  - CCasq Dominio Abapá - Santa Quitéria - Hbl-bt granodioritos a monzogranitos cinzentos (M=10-20) equigranulares ou fortemente porfíticos com matriz fina.
  - CCjp Dominio Jotuba - Pitangui - Hbl-bt monzogranitos a granodioritos cinzentos (M=10-20), macios ou foliados, porfíticos, subordinadamente equigranulares.
  - CCsc2 Dominio Serra do Carambel II - Bt sienogranito fortemente alterados (M=5-10), equigranulares a porfíticos.
  - CCar Dominio Santa Rita - Bt monzogranitos foliados branco-acinzentados a róseos (M=7), equigranulares finos a médios.
  - CCpc Dominio Pórfiros Cinzentos - Dácto pórfiro cinzentos (internamente ao complexo) ou granito porfiro róseos (estrutivos no Grupo Itaiococa).
- Supergrupo Açugui**
- Glc Grupo Itaiococa - Metacarbonatos - Metacálcios dolomíticos e calcíticos, com margas associadas. Presença de estromatólitos.
  - Glp Grupo Itaiococa - Metapelitos - Filitos com quartzo e sericita.
  - Gla Grupo Itaiococa - Metarenitos - Metarósios e metarenitos quartzosos.
  - Glv Grupo Itaiococa - Metavulcânicas - Rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas associadas a filitos provavelmente derivados de tufo.
  - QSP Quartzito Serra das Pedras - Quartzito branco impuro com feldspato caulizado e muscovita.
  - GV Grupo Votuverava - Filitos, sericita xistos e quartzo-sericita xistos.

## Estruturas

- Estruturas**
- Falha inferida
  - Falha normal
  - Falha destral
  - Falha sinistral
  - Antiforme
  - Sinforme
  - Diques Encobertos
  - Acamamento
  - Foliação Metamórfica
- Estruturas Circulares**
- Positiva
  - Negativa

## Recursos Minerais

- Anomalia
  - Ocorrência
  - Depósito
  - Mina Ativa
  - Mina Inativa
  - Veio Aurífero
- XXX - Substância Principal  
(XXX) - Substância secundária

- abf - Albita
- agl - Agalita (Lithophysa)
- aln - Alunita
- are - Areia
- au - Ouro
- brt - Brita
- cm - Caulim
- cnt - Cantaria
- cu - Cobre (Calcopirita)
- dia - Diamante
- dol - Dolomito
- fe - Ferro (Henattita Hidrotermal)
- fil - Filito
- flu - Fluorita
- grf - Grafita
- hg - Mercúrio (Cinábrio)
- mar - Mármore Calcítico
- mn - Manganês
- sp - Antimônio (Estibnita)
- sbr - Saibro
- tlc - Talco
- th - Tório
- trf - Turfa
- zn - Zinco (Esferalerita)

## Planimetria

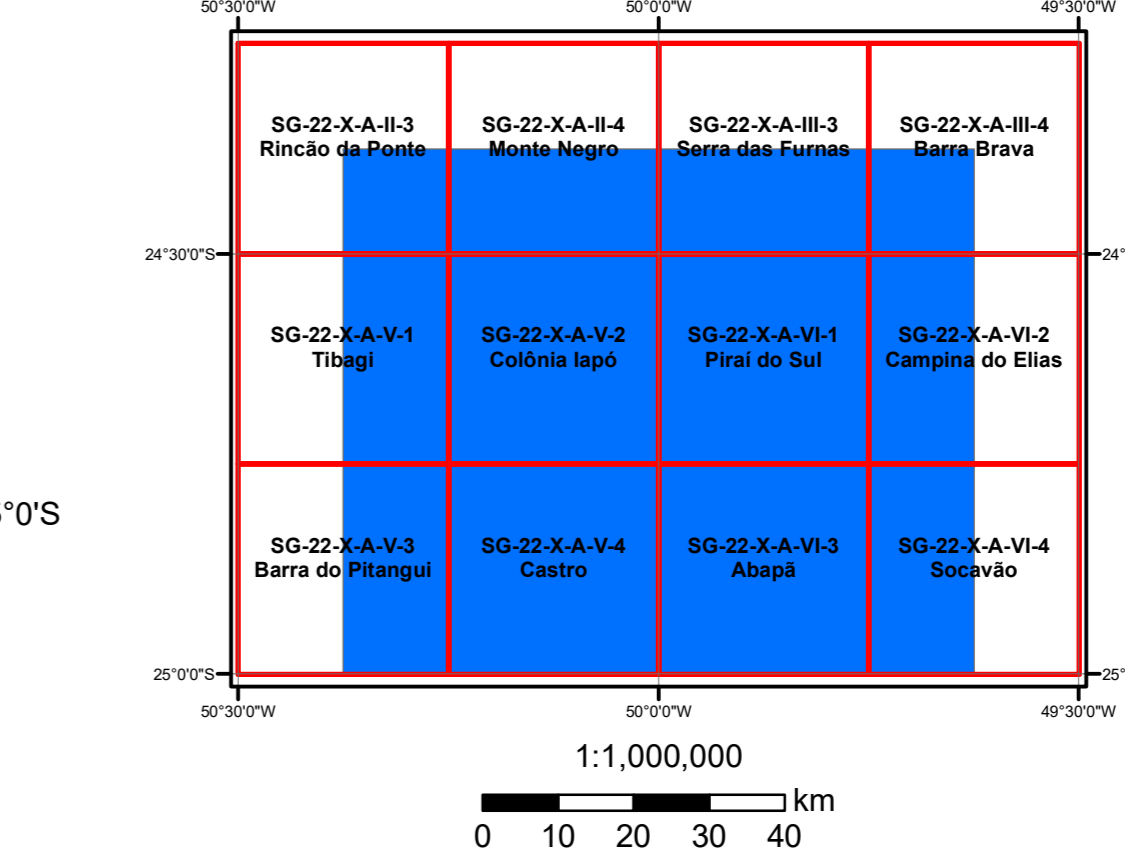
- Transportes**
- Estrada Pavimentada
  - Estrada de Ferro
- Localidade**
- CIDADE
  - Distrito
- Hidrografia**
- Rio
  - Massa d'Água

Planimetria: Modificada a partir da disponibilizada para o projeto ARIM - Vale do Ribeira (CPRM 2017)

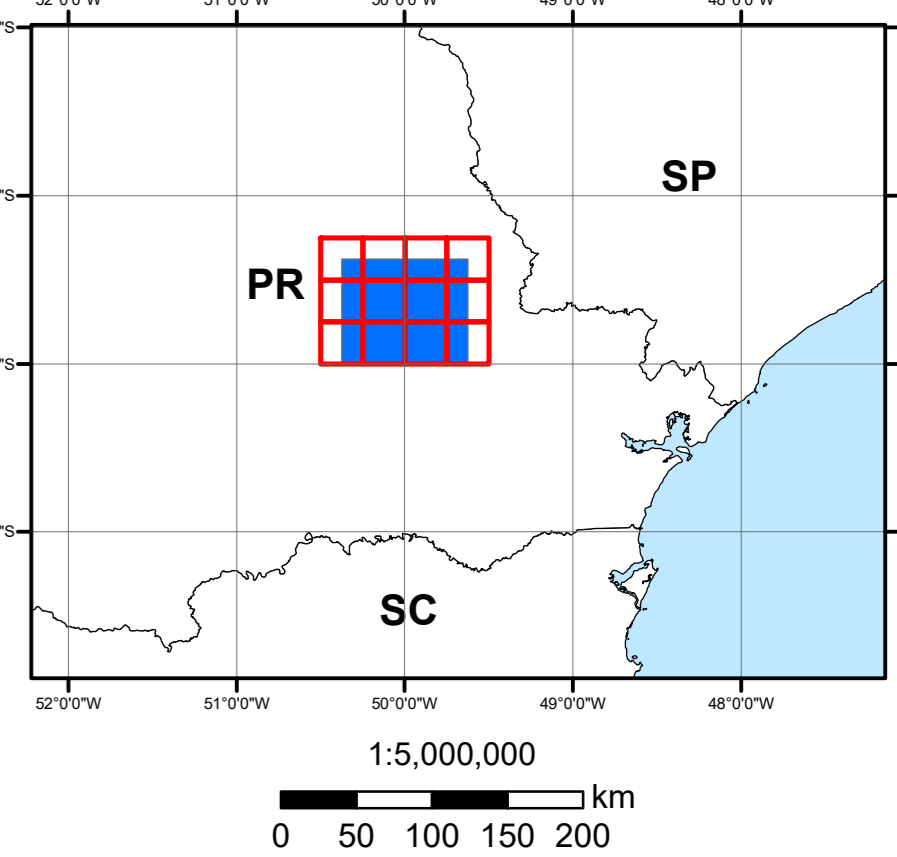
Modelo Digital de Elevação: ALOS PALSAR (Sombreado 45°)

Citação Bibliográfica: Marques et al. (2020)  
Marques, I.P., Abreu, G.C., Monteiro, L.V.S. 2020. Mapa Geológico da Bacia de Castro e Arredores, escala 1:100.000

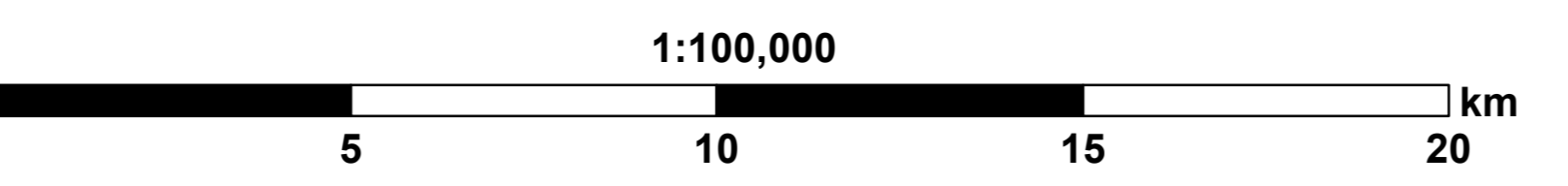
## Articulação - Folhas 1:50.000



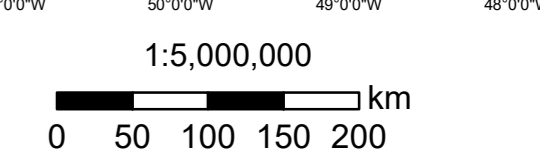
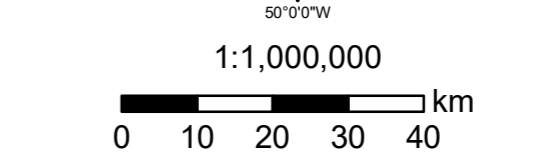
## Localização



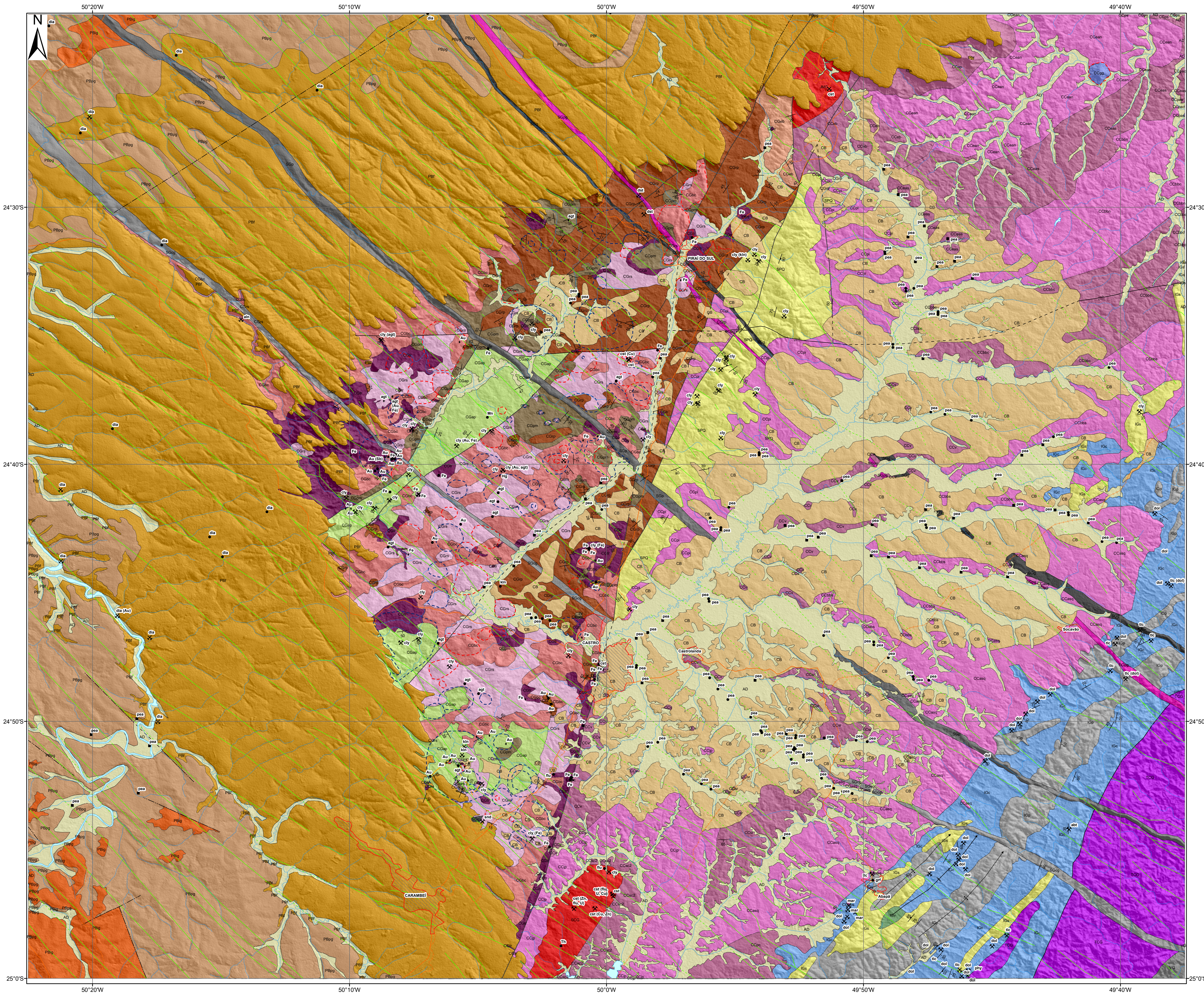
Sistema de Coordenadas: GCS SIRGAS 2000  
Datum: SIRGAS 2000  
Unidade: Graus



Mapeamento Geológico:  
Ivan Pereira Marques & Gustavo Correa de Abreu  
Revisão:  
Lena Virginia Soares Monteiro & Gustavo Correa de Abreu



# Geological map of Castro Basin and surroundings



## Geology

- Sedimentary cover**
- AD Alluvial deposits - Recent alluvial deposits
- São Lourenço Basin<sup>1</sup>**
- CB Castrolanda Fm.<sup>1</sup> - Sedimentary cover with intercalation of sandstone, mudstone claystones. Fossiliferous, presence of carbonized vegetals. Minimum thickness of 50m.
- Serra Geral Fm. - Dikes**
- SGGg Pinkish felsic dike<sup>1</sup> - Serra Geral Fm. Inequigranular pinkish dike, with larger plagioclase and pyroxene crystals. Contains quartz and potassium feldspar.
  - SGGg Coarse felsic dike<sup>1</sup> - Thick coarse-grained gray dike of Serra Geral Fm. Contains potassium feldspar, quartz, plagioclase and mafic minerals.
  - SGp Porphyritic dike<sup>1</sup> - Thick dike of Serra Geral Fm. of gabbroid composition, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and magnetite. Fine-grained matrix.
  - SGg Gabbroid dike<sup>1</sup> - Thick dike of Serra Geral Fm., coarse-grained in the center, with gabbroid composition.
  - Mafic dikes - Mafic dikes of Serra Geral Fm., variable thickness, aphanitic to medium-grained.
- Paraná Basin**
- PBg Itararé Group - Poorly sorted sandstones, diamictites, siltstones and shales.
  - PBpg Ponta Grossa Fm. - Shales and siltstones of red, gray and black colors. Fossiliferous.
  - PBF Furnas Fm. - Coarse sandstones with subordinate conglomeratic and siltstone levels. Presence of medium-sized cross-stratification. Fossiliferous at the top.
- Castro Group**
- CGpm Pirai-Mirim Fm. - Epiclastic deposits related to volcanic domains. Angular poorly sorted fragments, predominating rhyolitic rocks.
  - CGbc Bulcão Mb.<sup>1</sup> - Rhyolites usually banded and with darker colors (brown, red, purple). Subordinately pyroclastic rocks associated. Qtz and Kfs phenocrysts (Fm. Tirania).
  - CGrs Recessa Mb.<sup>1</sup> - Rhyolites commonly of lighter colors (pinkish to orange), usually massive or brecciated. Qtz and Kfs phenocrysts (Fm. Tirania).
  - CGap Aparição Fm. - Siltstones and sandstones with tuffaceous contribution. Commonly with cream or light green color, often silicified.
  - CGTr Tronco Fm. - Basalts and andesites with aphanitic matrix, often with plagioclase phenocrysts and amygdalites.
  - CGRp Rio Pirai Fm. - Predominance of laminated reddish siltstones. Presence of heterolithic bedding, with intercalation of fine-grained sandstones and micaceous layers.
  - CGEb Espinha Brasa Fm. - Alluvial fan stratified polytomic conglomerates. Clasts of granite, quartzite and chlorite schist.
- Alkali feldspar granites**
- SCG Serra do Carambel Granite - Red alkali feldspar granite, equigranular with very few mafic minerals. Locality with disseminated sulphides and fluorite veins.
  - JMG Joaquim Murinho Granite - Red alkali feldspar granite, equigranular, with very few mafic minerals.
- Três Córregos Granite**
- TCG Três Córregos Granite - Porphyritic granite with pink potassium feldspar megacrysts.
- Cunhaporanga Granitic Complex<sup>2</sup>**
- CCgg Gentil Grandiorite<sup>1</sup> - Massive granodiorite, fine-grained matrix and plagioclase phenocrysts. Magnetic rock with pyrite associated with biotite.
  - CCpac Arroio das Pedrinhas Domain - Grayish equigranular bi-tonogranites to granodiorites (M=5-15) e rare ms-qtz quartzose pinkish granitoids (M=5).
  - CCps Paredão da Santa Domain - Grayish bi-tonogranular medium-grained monzogranites (M=10).
  - CCpa Passo da Anta - Água Clara Domain - Grayish (M=5) to pinkish (M=2) (ms)-bi tonogranites to granodiorites, equigranular fine to medium-grained.
  - CCeb Espinha Brasa Domain - Reddish bi-tonogranites (M=5-7), cataclastic, inequigranular, fluorite as accessory.
  - CCean Espigão Alto Domain - North - Grayish hbl-bt porphyritic monzogranites (Kfs phenocrysts 1-5 cm)(M=10-20). More felsic than the south domain.
  - CCeas Espigão Alto Domain - South - Grayish hbl-bt porphyritic monzogranites (Kfs phenocrysts 1-5 cm)(M=10-20). Less felsic than the south domain.
  - CCpi Pirai do Sul Domain - Inequigranular to equigranular grayish hbl-bt monzogranites to bi-hbl diorites, medium-grained (M=10-25).
  - CCbn Biscailas - Boa Vista Domain - North - Grayish hbl-bt porphyritic monzogranites (M=10-20). Potassium relatively low.
  - CCbc Biscailas - Boa Vista Domain - Central - Grayish hbl-bt porphyritic monzogranites (M=10-20). Potassium relatively high.
  - CCbs Biscailas - Boa Vista Domain - South - Grayish hbl-bt porphyritic monzogranites (M=10-20). Subdomain with intermediate potassium.
  - CCv Varginha Domain - Light gray to whitish porphyritic bi-tonogranites porfíricos (M=5-10).
  - CCasq Abapá - Santa Quitéria Domain - Grayish hbl-bt granodiorites to monzogranites (M=10-20) equigranular or very porphyritic with fine-grained matrix.
  - CCjp Jotuba - Pitangui Domain - Grayish hbl-bt monzogranites a granodiorites (M=10-20), massive or foliated, porphyritic, subordinately equigranular.
  - CCsc2 Serra do Carambel II Domain - Bt sienogranite strongly altered (M=5-10), equigranular to porphyritic.
  - CCar Santa Rita Domain - Foliated bi-tonogranites white-gray to pinkish (M=7), equigranular fine to medium-grained.
  - CCpc Grayish Porphyries Domain - Grayish porphyritic dacite (internal in the complex) or pinkish porphyritic granite (intrusive in Itaicoaca Group).
- Acungui Supergroup**
- IGc Itaicoaca Group - Metacarbonates - Dolomitic and calcitic metalmestones, with marl associated. Presence of stromatolites.
  - IGp Itaicoaca Group - Metapelites - Phyllites with quartz and sericite.
  - IGs Itaicoaca Group - Metasandstones - Metakoses and quartzose metasandstones.
  - IGv Itaicoaca Group - Metavolcanics - Metavolcanic and metatuffaceous rocks associated with phyllites probably derived from tuffs.
  - SPq Serra das Pedras Quartzite - Quartzito branco impuro com feldspato caulizado e muscovite.
  - VG Votuverava Group - Phyllites, sericite schists and quartz-sericite schists.
- 1-New units  
2-Domains modified from Guimarães (2000)  
Mineral abbreviations: sb=biotite, hbl=hblende, Kfs=potassium feldspar, ms=muscovite, Qtz=quartz

## Structures

- Structures**
- Inferred fault
  - Normal fault
  - Dextral fault
  - Sinistral fault
  - Antiform
  - Synform
  - Undercover dikes
  - Bedding
  - Metamorphic foliation

## Circular structures

- Positive
- Negative

## Mineral Resources

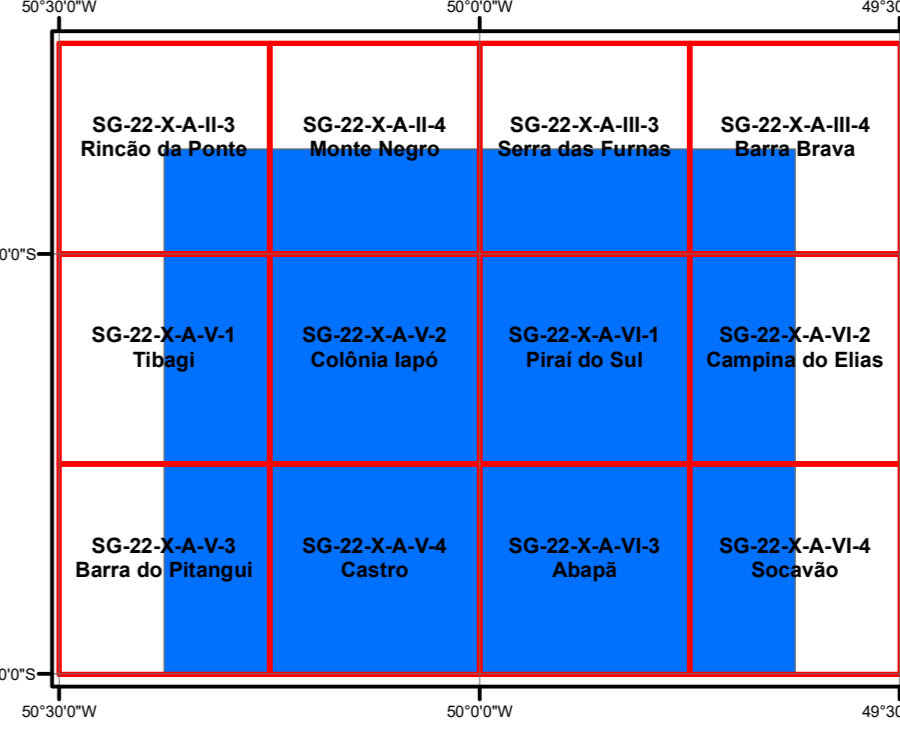
- Anomaly
- Occurrence
- Deposit
- Mine
- Abandoned mine
- Auriferous vein
- XXX - Principal product (XXX) - Byproducts
- abt - Albite
- agl - Agate (Lithophya)
- aln - Alunite
- Au - Gold
- cl - Clay
- cs - Crushed stone
- Cu - Copper (Chalcopyrite)
- dia - Diamond
- dol - Dolomite
- dst - Dimension stone
- Fe - Iron (Hydrothermal hematite)
- flu - Fluorite
- grf - Graphite
- Hg - Mercury (Cinnabar)
- kn - Kaolin
- Mn - Manganese
- mar - Calcitic marble
- pea - Pearl
- phy - Phyllite
- Sb - Antimony (Stibnite)
- snd - Sand
- Th - Thorium
- tlc - Talc
- Zn - Zinc (Sphalerite)

## Planimetrics

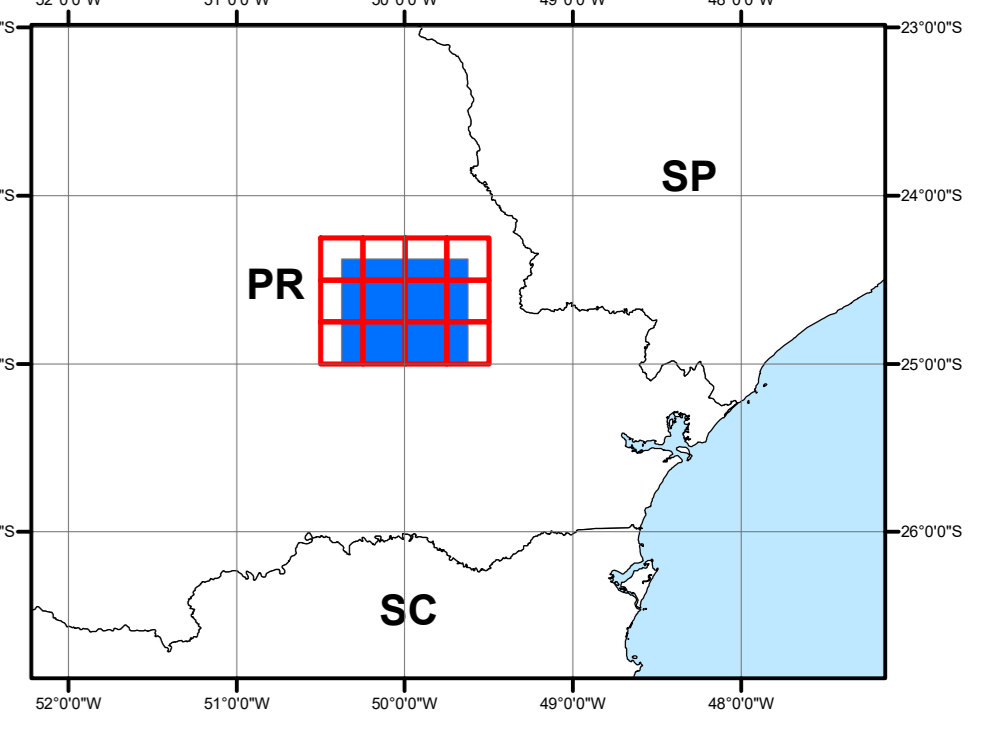
- Transportation**
- Paved Road
  - Railroad
- Locality**
- CITY
  - District
- Hydrography**
- River
  - Water mass

Planimetrics: Modified from the available of project "ARIM - Vale do Ribeira" (CPRM 2017)  
Digital Elevation Model: ALOS PALSAR (Shaded 45°)  
Citation: Marques et al (2020)  
Marques, I.P., Abreu, G.C., Monteiro, L.V.S. 2020. Geological map of Castro Basin and surroundings, scale 1:100 000

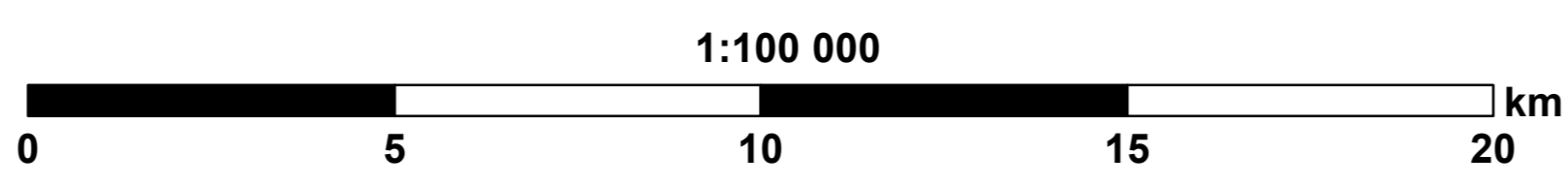
## 1:50 000 Topographic Maps



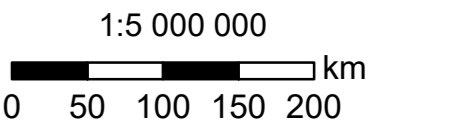
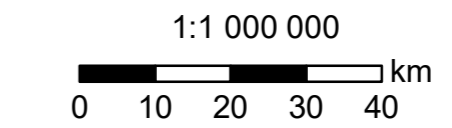
## Location



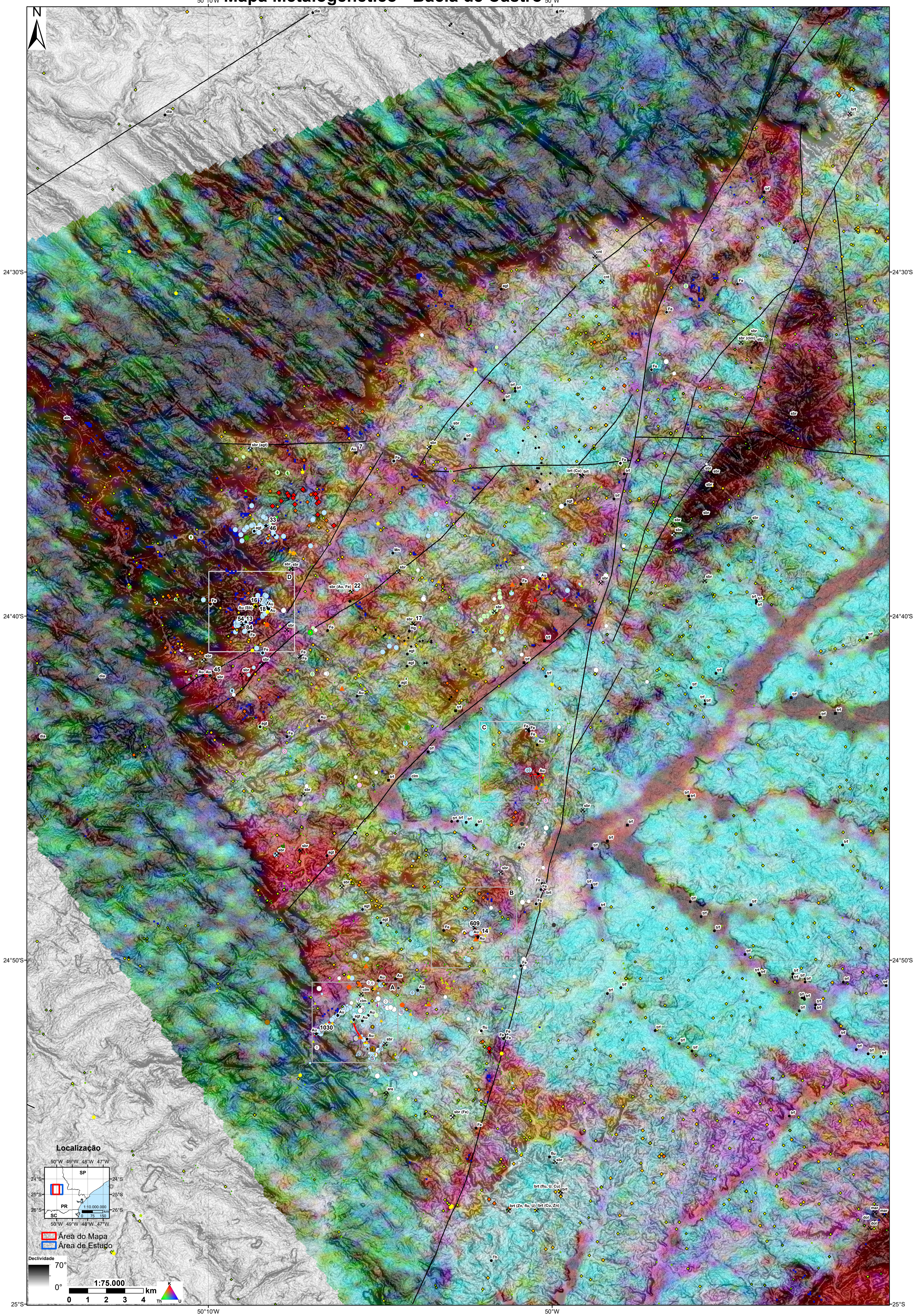
Coordinate system: GCS WGS 1984  
Datum: WGS 1984  
Unit: Degree



Geological mapping:  
Ivan Pereira Marques & Gustavo Correa de Abreu  
Review:  
Lena Virginia Soares Monteiro & Gustavo Correa de Abreu



# Mapa Metalogenético - Bacia de Castro



- Legenda**
- Recursos Minerais**
- Status**
- Anomalia
  - Ocorrência
  - Depósito
  - ✕ Mina Ativa
  - ✕ Mina Inativa
  - ★ Litoquímica - CPRM - Análises Au (ppb)
- Geoquímica CPRM - 2017 (Au)**
- Não analisado
  - <3 ppb
  - 3 - 6 ppb
  - 7 - 21 ppb
  - 22 - 46 ppb
  - 47 - 95 ppb
  - 96 - 158 ppb
- Geoquímica Docege - 1999 (Au)**
- <3 ppb
  - 3 - 6 ppb
  - 7 - 36 ppb
  - 37 - 101 ppb
  - 102 - 193 ppb
  - 194 - 737 ppb
- Geoquímica Pirai-Castro - 1972 (Zn)**
- <1,5 ppm
  - 1,5 - 26 ppm
  - 27 - 55 ppm
  - 56 - 100 ppm
  - 101 - 240 ppm
  - 241 - 940 ppm
- VeiosAu**
- Aflorante**
- Sim
  - Não
  - Potencial ( Random Forest)
  - Estruturas Principais
- XXX - Substância Principal  
(XXX) - Substância secundária
- abt - Albita  
agt - Ágata (Lithophysa)  
alm - Alunita  
are - Areia  
Au - Ouro  
brt - Brita  
clm - Caulim  
cnt - Cantaria  
Cu - Cobre (Calcopirita)  
dia - Diamante  
dol - Dolomito  
Fe - Ferro (Hematita)  
Hidrotermal  
fil - Filito  
flu - Fluorita  
grf - Grafita  
Hg - Mercúrio (Cinábrio)  
mar - Mármore Calcítico  
Mn - Manganês  
Sb - Antimônio (Estibnita)  
sbr - Saibro  
tlc - Talco  
Th - Tório  
trf - Turfa  
Zn - Zinco (Esferalita)
- Tipologia - Alteração**
- Albitização
  - Caulinização
  - Carbonato
  - Cloritização
  - Epidotização
  - Goethita
  - Hematita
  - Óxidos de Mn
  - Potassificação
  - Rodocrosita
  - Roscoelita?
  - Sericitização
  - Silicificação
  - Sulfetação
- Intensidade - Alteração**
- Forte
  - Médio
  - Fraco
  - Secundária
- Áreas - Detalhe**
- A São Daniel
  - B Torre
  - C Campo do Meio
  - D Colônia Iapó

