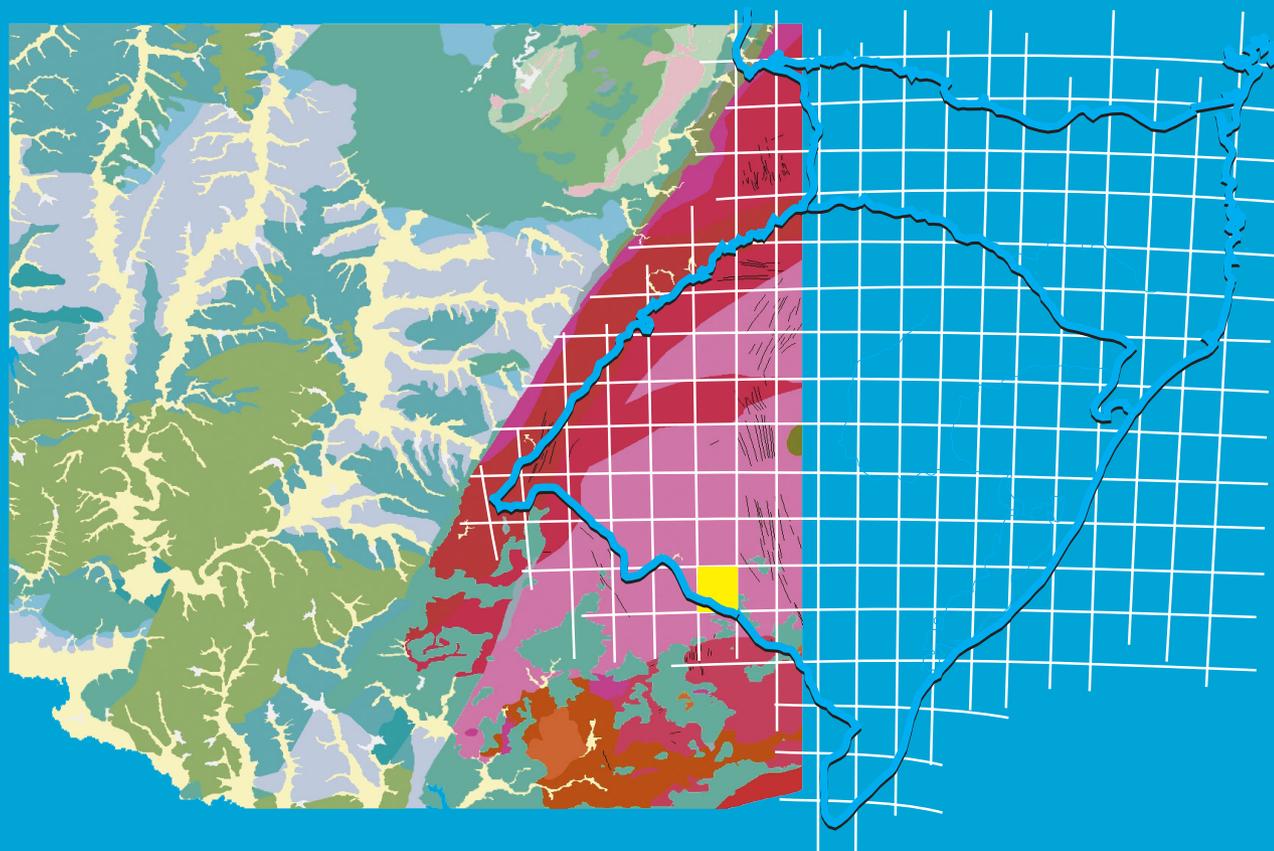


**Programa Geologia do Brasil**  
**Levantamentos Geológicos Básicos**

# **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PASSO SÃO DIOGO – SH.22-Y-C-IV**



**Escala: 1:100.000**  
**2018**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**  
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE

**Programa Geologia do Brasil**

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**  
**DA FOLHA PASSO SÃO DIOGO**  
**SH.22-Y-C-IV**

**ESCALA 1:100.000**

**ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL**

**Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias**  
**Eduardo Camozzato**  
**Carla Klein**  
**Jorge Henrique Laux**



**PORTO ALEGRE**  
**2018**

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE  
RUA BANCO DA PROVÍNCIA 105 – SANTA TEREZA  
RIO GRANDE DO SUL – RS – 90840-030  
FAX: (51) 3233-7773  
TEL: (51) 3476-7300  
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR

l21

Iglesias, Carlos Moacyr da Fontoura

Geologia e recursos minerais da Folha Passo São Diogo, SH.22-Y-C-IV, Escala 1:100.000, estado do Rio Grande do Sul /Carlos Moacyr da Fontoura; Eduardo Camozzato; Carla Klein; Jorge Henrique Laux. - Porto Alegre: CPRM, 2018.

114 p.: il. color.

Programa Geologia do Brasil.

ISBN 978-85-7499-380-5

1. Geologia Regional–Brasil–Rio Grande do Sul. 2. Recursos Minerais–Brasil–Rio Grande do Sul. I. Camozzato, Eduardo II. Klein, Carla. III. Laux, Jorge IV.Título

CDD 558.165  
CDU 55(816.5)

Ficha Catalográfica elaborada pela Bibliotecária Ana Lúcia B. F. Coelho (CRB 10/840)

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

**Programa Geologia do Brasil**  
**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS**  
**DA FOLHA PASSO SÃO DIOGO**

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**

Wellington Moreira Franco

*Ministro de Estado*

**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

Vicente Humberto Lôbo Cruz

*Secretário*

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM**

Esteves Pedro Colnago

*Diretor-Presidente*

José Leonardo Silva Andriotti (interino)

*Diretor de Geologia e Recursos Minerais*

Antônio Carlos Bacelar Nunes

*Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial*

Fernando Carvalho (interino)

*Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Juliano de Souza Oliveira (Interino)

*Diretor de Administração e Finanças*

Lúcia Travassos da Rosa Costa

*Chefe do Departamento de Geologia*

Marcelo Esteves Almeida

*Chefe do Departamento de Recursos Minerais*

Edilton José dos Santos

*Chefe da Divisão de Geologia Básica*

Hiran Silva Dias

*Chefe da Divisão de Geoprocessamento*

Fábio Silva da Costa

*Chefe da Divisão de Cartografia*

Denise Pimentel de Assis

*Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação*

**SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE**

Ana Cláudia Viero (interina)

*Superintendente*

Lucy Takehara Chemale

*Gerência de Geologia e Recursos Minerais*

Ana Cláudia Viero

*Gerência de Relações Institucionais e Desenvolvimento*

Diogo Rodrigues Andrade da Silva

*Gerência de Hidrologia e Gestão Territorial*

Leandro Borowski dos Santos (interino)

*Gerência de Administração e Finanças*

**MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA**  
**SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**  
**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM**

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE PORTO ALEGRE

**CRÉDITOS AUTORAIS**

Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias  
Eduardo Camozzato  
Carla Klein  
Jorge Henrique Laux

---

**CRÉDITOS DE AUTORIA DA NOTA EXPLICATIVA**

**1. INTRODUÇÃO**

Eduardo Camozzato  
Carlos M. da F. Iglesias  
Carla Klein

**2. CONTEXTO GEOLÓGICO, TECTÔNICO E GEOFÍSICO REGIONAL**

Eduardo Camozzato  
Carlos M. da F. Iglesias  
Ruy Paulo Philipp

**3. ESTRATIGRAFIA**

Carlos M. da F. Iglesias  
Eduardo Camozzato  
Carla Klein  
Andréa Beltrão Finamor  
Andrea Sander  
Edio-Ernst Kischlat  
Ruy Paulo Philipp

**4. ASPECTOS ESTRUTURAIS**

Eduardo Camozzato  
Carlos M. da F. Iglesias  
Ruy Paulo Philipp

**5. RECURSOS MINERAIS**

Eduardo Camozzato  
Carlos M. da F. Iglesias

**6. GEOQUÍMICA PROSPECTIVA**

José Leonardo Silva Andriotti  
João Henrique Wustrow Castro  
Carlos M. da F. Iglesias

**7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES**

Eduardo Camozzato

Carlos M. da F. Iglesias  
Carla Klein

**8. REFERÊNCIAS**

Ana Lúcia Borges Fortes Coelho  
(Organização e Formatação)

**CRÉDITOS DE AUTORIA DO MAPA GEOLÓGICO**

Carla Klein  
Carlos M. da F. Iglesias  
Eduardo Camozzato

**COORDENAÇÃO TÉCNICA REGIONAL**

João Angelo Toniolo  
Carlos Moacyr da F. Iglesias

**COLABORAÇÃO TÉCNICA**

Jorge Henrique Laux

**REVISÃO FINAL**

Edilton José dos Santos – DIGEOB

**PROJETO GRÁFICO (DIAGRAMAÇÃO) – GERIDE-PA**

Alessandra Luiza Rahel  
Raquel Barros Binotto (supervisão)

**PROJETO GRÁFICO (PADRÃO DIAGRAMAÇÃO E CAPA/EMBALAGEM – DERID/DIMARK)**

Washington José Ferreira Santos

# APRESENTAÇÃO

---

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo fornecer subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em ações de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre outras aplicações de interesse social.

O mapeamento geológico da Folha Passo São Diogo (SH.22-Y-C-IV) na escala 1:100.000 teve como finalidade obter subsídios que contribuíssem para o entendimento da geologia e estratigrafia da porção sul do Batólito Pelotas, em uma região com pouca informação geológica. Este levantamento permitiu importantes avanços no conhecimento da geologia, ampliando a área de exposição de metagranitos alcalinos-peralcalinos associados ao Complexo Porongos e também o aumento da área de exposição, para oeste, das rochas vulcânicas ácidas neoproterozoicas associadas à Bacia do Cerro Chato.

Os recursos minerais incluem a reserva de carvão da jazida de Candiota, maior reserva de carvão do Rio Grande do Sul e fornecedora de carvão para o complexo de usinas termelétricas - UTE Presidente Médici e também a jazida de metacalcário calcítico associado ao Complexo Porongos explorado por duas fábricas de cimento.

A presente Nota Explicativa acompanha o mapa geológico da Folha Passo São Diogo, que foi disponibilizado em 2014, em ambiente SIG. O projeto foi executado pela Superintendência Regional de Porto Alegre, e pode ser acessado a partir do banco de dados GEOSGB da CPRM ([geosgb.cprm.gov.br](http://geosgb.cprm.gov.br)).

ESTEVES PEDRO COLNAGO

*DIRETOR-PRESIDENTE*

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI (INTERINO)

*DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS*

# RESUMO

---

Este documento, integrante do Programa Geologia do Brasil - PGB e executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM para o Ministério de Minas e Energia do Brasil, apresenta os resultados dos levantamentos geológicos e geoquímicos da Folha Passo São Diogo (SH.22-Y-C-IV), situada no extremo sul do Estado do Rio Grande do Sul, na fronteira com a República Oriental do Uruguai, e delimitada pelos paralelos 31°30' e 32°00'S e meridianos de 53°30' e 54°00' W Gr.

O mapeamento geológico e os levantamentos geoquímicos (concentrados de bateia e sedimentos ativos de corrente) resultaram na produção do Mapa Geológico da área com densidade de informações compatível com a escala 1:100.000.

Na área estudada foram reconhecidos os seguintes domínios geológicos:

- 1) metassedimentares de baixo a médio grau do Neoproterozoico: Complexo Porongos e metagranitoides Arroio Candiota;
- 2) granitoides neoproterozoicos do Batólito Pelotas e Gabro Passo da Fabiana;
- 3) vulcânicas ácidas e diques ácidos neoproterozoicos das unidades Cerro Chato e Asperzas;
- 4) cobertura sedimentar neoproterozoica da Bacia Camaquã;
- 5) coberturas sedimentares paleozoicas e vulcânicas mesozoicas da Bacia do Paraná;
- 6) coberturas sedimentares do Cenozoico.

A prospecção geoquímica regional, através da amostragem de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia, revelou a presença muito limitada de zonas anômalas ou destaques mineralógicos para ouro e cobre. A maior reserva de carvão do Brasil, a Jazida de Candiota, situa-se nesta área.

# ABSTRACT

---

This report is part of the Brazilian Geology Program (PGB) that the Geological Survey of Brazil (Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais - CPRM) is carrying out for the Ministry of Mines and Energy of Brazil and it presents the geological and geochemical survey of the Passo São Diogo sheet (SH.22-Y-C-IV), in the southernmost portion of the Rio Grande do Sul State, southernmost Brazil, on the border with the Republic of Uruguay, and delimited by the 31°30' and 32°00'S parallels and 53°30' and 54°00' W Gr meridians.

The geological and geochemical (pan concentrates and stream sediments) surveys produced operational thematic maps that were integrated to compound the final Geologic Map, in the 1:100.000 scale.

Six geological domains have been identified in the area:

- 1) low to medium grade Neoproterozoic metasedimentary units of the Porongos Complex and metagranitoids of Arroio Candiota;
- 2) neoproterozoic granitoids of the Pelotas Batholith and Passo da Fabiana Gabro;
- 3) neoproterozoic acid volcanic and intrusive rocks of the Cerro Chato Formation and Asperzas Rhyolites;
- 4) neoproterozoic sedimentary cover of de Camaquã Basin;
- 4) paleozoic/Mesozoic sedimentary and volcanic cover of the Paraná Basin;
- 5) cenozoic alluvial deposits.

The regional geochemical exploration by stream sediments and pan-concentrates showed a very limited presence of anomalous zones or significant mineralogical highlights for gold and copper. The most important coal deposit of Brazil, the Candiota Mine, is found in this area.

# SUMÁRIO

---

<b>1 – INTRODUÇÃO</b> .....	<b>12</b>
1.1. APRESENTAÇÃO .....	12
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....	12
1.3. ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS .....	13
1.4. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	16
1.4.1. Introdução.....	16
1.4.2. Clima .....	16
1.4.3. Hidrografia .....	17
1.4.4. Geomorfologia .....	17
1.4.5. Solos.....	17
1.4.6. Vegetação .....	17
1.4.7. Meio Ambiente.....	17
1.5. EQUIPE EXECUTORA E MÉTODOS.....	18
<b>2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>19</b>
2.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO .....	19
<b>3 – ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>24</b>
3.1. DOMÍNIOS GEOLÓGICOS, TECTÔNICOS E LITOESTRATIGRAFIA.....	24
3.2. TERRENO TIJUCAS .....	26
3.2.1. Complexo Porongos (NP2po).....	26
3.2.1.1. Unidade Paraderivada (NP2pd) .....	27
3.2.1.1.1. Metapelitos e Mármore (NP2pdp) .....	27
3.2.1.1.2. Quartzitos (NP2pdq).....	29
3.2.1.2. Unidade Ortoderivada Máfico-Ultramáfica (NP2μpo) .....	30
3.2.2. Metagranito Candiotinha (NP3γcd) .....	30
3.3. BACIA CAMAQUÃ .....	32
3.3.1. Grupo Bom Jardim .....	33
3.3.2. Formação Arroio dos Nobres (NP3an) .....	33
3.3.2.1. Membro Mangueirão (NP3anm) .....	34
3.3.2.2. Membro Vargas (NP3anv).....	34
3.4. BATÓLITO PELOTAS .....	35
3.4.1. Complexo Pinheiro Machado (NP2pi) .....	36
3.4.2. Suíte Herval (NP2yh).....	37
3.4.3. Suíte Cordilheira (NP3γco).....	38
3.4.4. Gabro Passo da Fabiana (NP3δpf).....	39
3.4.5. Suíte Jaguarão Chico .....	40
3.4.5.1. Fácies (leuco)Monzogranitos (NP3γj) .....	40
3.4.5.2. Fácies Alcalina-peralcalina (NP3γjp).....	41
3.4.6. Suíte Dom Feliciano (NP3γdf) .....	42
3.4.6.1. Fácies Cerro Grande (NP3γdfc) .....	43
3.4.6.2. Fácies Serra do Erval (NP3γdfe) .....	44
3.4.7. Riolito Asperezas (NP3ara).....	44
3.4.8. Formação Cerro Chato (NP3cc) .....	49

3.4.8.1. Introdução.....	49
3.4.8.2. Cerro Chato, Fácies Coerente (NP3accv).....	50
3.4.8.3. Cerro Chato, Fácies Particulada (NP3ccp) .....	54
3.5. BACIA DO PARANÁ.....	56
3.5.1. Introdução.....	56
3.5.2. Grupo Itararé (C2P1i).....	57
3.5.2.1. Formação Taciba (P1t) .....	58
3.5.3. Grupo Guatá .....	59
3.5.3.1. Formação Rio Bonito (P1rb) .....	59
3.5.3.2. Formação Palermo (P1p).....	62
3.5.4. Grupo Passa Dois .....	62
3.5.4.1. Formação Irati (P2i) .....	62
3.5.4.2. Formação Serra Alta (P23sa) .....	63
3.5.4.3. Formação Teresina (P3t) .....	64
3.5.4.4. Formação Rio do Rasto (P3T1rr) .....	65
3.5.5. Grupo Serra Geral .....	65
3.5.5.1. Diques e Sills de Diabásio (K1δdb) .....	65
3.5.6. Aspectos Paleontológicos.....	65
3.5.6.1. Introdução.....	65
3.5.6.2. Registros Fósseis na Folha Passo São Diogo .....	66
3.6. DEPÓSITOS ALUVIAIS .....	66
<b>4 – ASPECTOS ESTRUTURAIS.....</b>	<b>68</b>
4.1. INTRODUÇÃO .....	68
4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS .....	70
4.2.1. Domínio Oriental .....	70
4.2.2. Domínio Central .....	71
4.2.2.1. Deformação Dúctil .....	72
4.2.2.2. Deformações Dúctil-Rúptil e Rúptil .....	74
<b>5 – RECURSOS MINERAIS.....</b>	<b>76</b>
5.1. PANORAMA MINERAL DA ÁREA.....	76
5.2. RECURSOS NÃO-METÁLICOS .....	76
5.2.1. Mármore .....	76
5.2.2. Fluorita .....	78
5.2.3. Argilitos Cerâmicos.....	78
5.2.4. Materiais de Uso na Construção.....	80
5.3. RECURSOS ENERGÉTICOS (CARVÃO MINERAL) .....	80
5.4. ÁGUA MINERAL .....	83
5.5. RECURSOS METÁLICOS (CU E PB).....	83
5.6. INDÍCIOS MINERALOMÉTRICOS .....	83
<b>6 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA.....</b>	<b>85</b>
6.1. GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE CORRENTE .....	85
6.1.1. Introdução.....	85
6.1.2. Metodologia .....	86
6.1.2.1. Metodologia de Campo .....	86

6.1.2.2. Metodologia Analítica e Tratamento Estatístico dos Dados .....	86
6.1.3. Descrição do comportamento individual dos elementos químicos .....	86
6.1.4. Tratamento dos Dados e Resultados Obtidos.....	97
6.1.4.1. Correlações Lineares .....	97
6.1.4.2. Estatística Multivariada .....	97
6.1.4.3. Análise de Componentes Principais .....	97
6.1.4.4. Análise de Agrupamentos .....	98
6.2. CONCENTRADOS DE BATEIA DA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA.....	100
6.2.1. Introdução.....	100
6.2.2. Metodologia de Coleta de Amostras no Campo .....	100
6.2.3. Preparação das Amostras no Laboratório.....	101
6.2.4. Análise dos Concentrados de Bateia.....	101
6.2.5. Interpretação da Mineralogia dos Concentrados de Bateia .....	101
6.2.5.1. Minerais e Elementos Identificados .....	101
6.2.5.2. Domínios Litológicos e Minerais Pesados Associados.....	104
<b>7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>105</b>
<b>8 – REFERÊNCIAS .....</b>	<b>106</b>

# **PROJETO GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PASSO SÃO DIOGO**

---

**ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL**

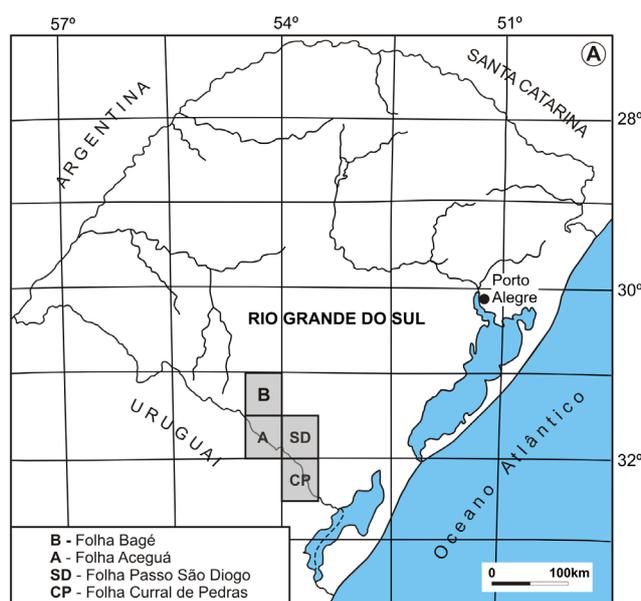
# 1 – INTRODUÇÃO

## 1.1. APRESENTAÇÃO

A presente nota explicativa, integrante do Programa Geologia do Brasil – PGB do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, constitui parcela dos resultados do mapeamento geológico e prospecção geoquímica de um conjunto de quatro folhas, na escala 1:100.000, na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, em área de fronteira com a República Oriental do Uruguai.

A seleção das folhas Passo São Diogo (ou Pedras Altas, SH.22-Y-C-IV; esta Nota Explicativa), Aceguá (SH.21-Z-D-VI), Bagé (SH.21-Z-D-III) e Curral de Pedras (SI.22-V-A-I) foi fundamentada no reduzido conhecimento geológico, em boa parte limitado a levantamentos regionais, e nos recursos minerais reais e potenciais da região: a) metais-base e preciosos e ETR em granitoides tardi e pós-colisionais; b) mármore nas unidades metamórficas ou como megaxenólitos nos granitoides; e c) carvões betuminosos, folhelhos oleígenos, dolomitos e argilas cerâmicas de alto valor agregado, em rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Incluindo litologias de todos os domínios tectônicos reconhecidos no Escudo Sul-Rio-Grandense, as quatro folhas do bloco de mapeamento abrangem metamórficas paleo e neoproterozoicas; granitoides e vulcanossedimentares neoproterozoicas; sedimentares paleozoicas e mesozoicas; intrusivas básicas mesozoicas; e coberturas recentes.



## 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Folha Passo São Diogo (SH.22-Y-C-IV) localiza-se na porção meridional do Estado do Rio Grande do Sul, na fronteira com a República Oriental do Uruguai, entre as coordenadas 31°30' e 32°00' de latitude Sul e 53°30' e 54°00' de longitude Oeste de Greenwich (Figura 1). Compreende as seguintes folhas da escala 1:50.000 do Corte Geográfico Internacional: Tupi Silveira (SH.22-Y-C-IV-1), Pedras Altas (SH.22-Y-C-IV-2), Passo São Diogo (também Passo do Diogo, SH.22-Y-C-IV-3) e Passo da Areia, antiga Coxilha (SH.21-Z-D-VI-4).

A principal via de acesso à área é a rodovia BR-293, que se estende por uma pequena parcela do extremo nordeste da folha. A pavimentação asfáltica está também disponível nos 15 km da Estrada Municipal Miguel Arlindo Câmara, que liga a Usina Termelétrica Presidente Médici com a BR-293, passando pela localidade de Dario Lassance, uma das duas sedes municipais no âmbito da Folha.

O extremo nordeste da área é servido por via férrea, que acompanha paralelamente pelo sul a rodovia BR-293 e liga o porto marítimo de Rio Grande ao sistema ferroviário do oeste e noroeste do Estado (Figura 2).

O acesso principal a Pedras Altas, a outra sede municipal na área, é a RS-608, pela qual dista 32 km da BR-293 e da cidade de Pinheiro Machado, ao nordeste; e 49 km de Herval, ao sul. O acesso a localida-

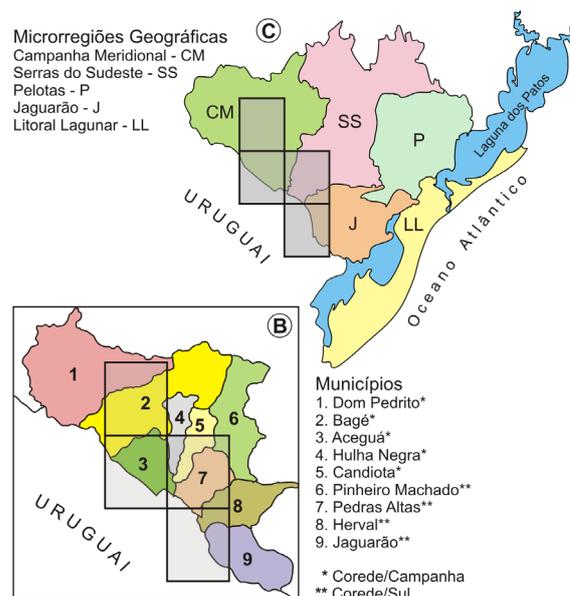


Figura 1 - Localização da Folha Passo São Diogo (SH.22-Y-C-IV): (A) no estado do Rio Grande do Sul, (B) na divisão municipal e (C) no espaço microrregional. As demais folhas do bloco de mapeamento estão indicadas.

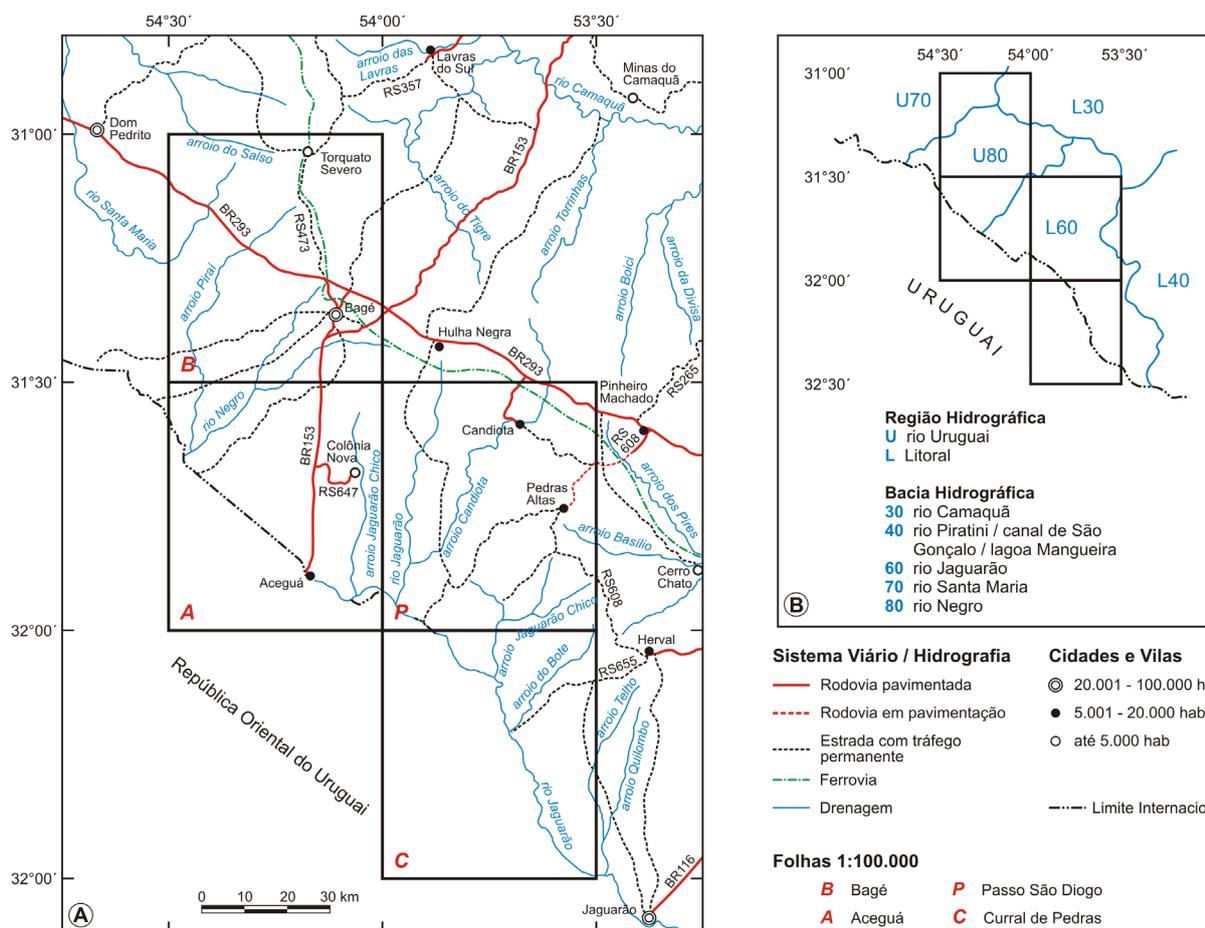


Figura 2 - Rede viária e hidrológica principal (A) e regiões e bacias hidrográficas (B) da porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Indicadas a Folha Passo São Diogo e demais folhas do bloco de mapeamento.

de pode também ser efetuado por vias municipais, a partir de Dario Lassance.

A cidade de Bagé, que dista pelas principais vias 56 km de Dario Lassance e 113 km de Pedras Altas (89 km por vias municipais), constitui o principal polo econômico e de educação superior da região. O outro, a cidade de Jaguarão, dista 146 km de Pedras Altas pela rota Herval – Arroio Grande – Jaguarão (RS-608, RS-602 e BR-116); ou cerca de 120 km pela via Herval – Curral de Pedras – Jaguarão (RS-608, RS-655 e Estrada Curral de Pedra).

A configuração da malha rodoviária no restante da Folha é característica da zona rural, com estradas municipais e secundárias de trânsito em geral permanente; e vias particulares, para acesso ou interligação de propriedades, de tráfego em geral restrito ao período mais seco.

A circulação direta entre as porções oeste, central e leste da Folha é dificultada pelas limitações na transposição do Rio Jaguarão e do Arroio Candiota, cujos cursos para sul, escoando para a fronteira internacional, fatiam a Folha em três segmentos. As condições de circulação mais precárias ocorrem no extremo sudoeste, na área de fronteira com o Uruguai, em especial nos períodos de chuvas.

### 1.3. ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

A Folha Passo São Diogo está localizada na mesorregião do Sudeste Rio-Grandense, na sua maior parte na microrregião das Serras do Sudeste, incluindo ainda parcelas das microrregiões da Campanha e de Jaguarão. Engloba a quase totalidade do município de Pedras Altas, as porções meridionais dos municípios de Hulha Negra e Candiota, e pequenas parcelas dos de Aceguá, Herval e Pedro Osório, os três últimos no SW, SE e NE da Folha.

As sedes dos municípios de Candiota e Pedras Altas, respectivamente Dario Lassance e Pedras Altas, constituem os núcleos habitacionais na área. A Vila Residencial, na proximidade de Dario Lassance, constitui um bairro não conurbado dessa localidade. A Vila Umbus (município de Pinheiro Machado), nas imediações da fábrica de cimento do Grupo Votorantim, às margens da BR-293, constitui uma comunidade ocupada por operários daquela empresa (Figura 3).

O quadro é completado por algumas dezenas de assentamentos promovidos pelo INCRA, em especial no quarto noroeste da Folha, no âmbito dos municípios de Candiota e Hulha Negra.

Um importante monumento histórico arquitetônico na área é o Castelo de Pedras Altas (ou Castelo de Assis Brasil), na periferia da localidade de Pedras Altas, uma fortaleza com traços medievais e 44 cômodos cuja pedra angular foi lançada em maio de 1909. O proprietário, Joaquim Francisco de Assis Brasil, transformou seu entorno em uma moderna

propriedade de campo e lançou as bases para a atual agropecuária do RS. Cabe também referir à antiga estação ferroviária de Pedras Altas (Estação Nascente), inaugurada em 02/12/1884 pela *Southern Brazilian Rio Grande do Sul Railway Co. Ltd.*, atualmente ocupada por um centro administrativo daquela prefeitura (Figura 4).

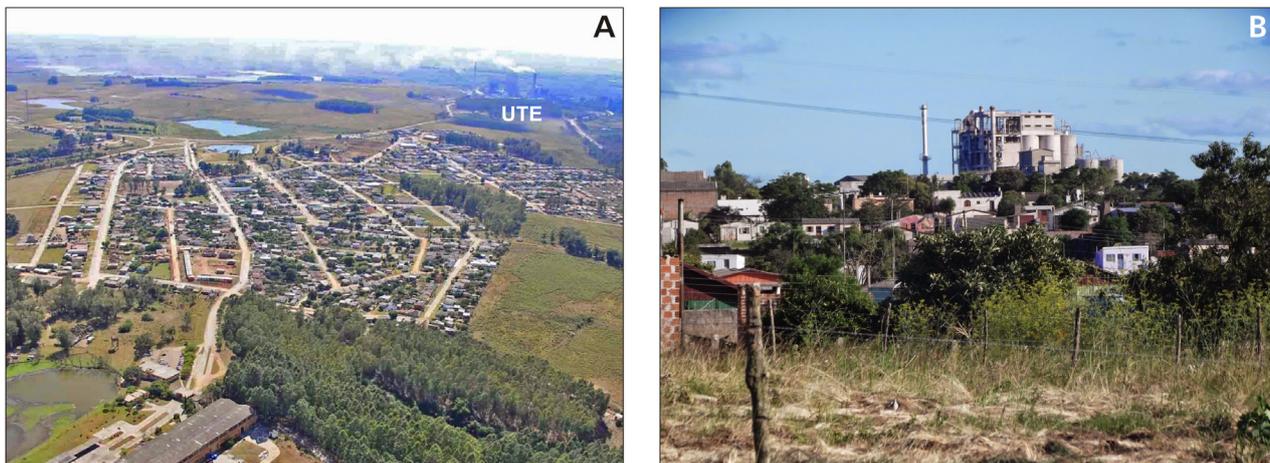


Figura 3 - Aspectos relacionados à ocupação humana: (A) Dario Lassance, sede do município de Candiota; no fundo à direita, complexo termoeletrico (UTE); (B) Vila Umbus e fábrica de cimento, às margens da BR-293, município de Pinheiro Machado.

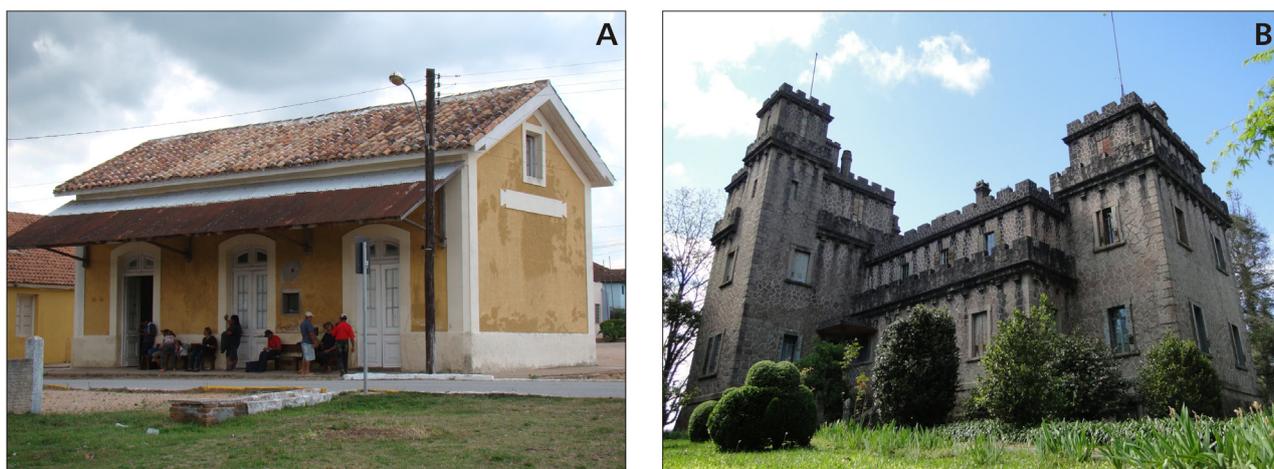


Figura 4 - Aspectos relacionados com a ocupação humana: (A) Antiga estação ferroviária de Pedras Altas (1884); e (B) Castelo de Pedras Altas (1909).

Nas proximidades do Cerro do Baú, no centro-leste da Folha Passo da Areia (1:50.000), a Estância Bela Vista constitui um marco histórico por ter pertencido ao Gen. Astrogildo Pereira da Costa, o Conde de Aceguá. Uma tapera nas proximidades da sede hospedou em 1865 o Imperador D. Pedro II (Figura 5), em visita documentada pelo Conde d'Eu e intitulada Viagem Militar ao RS.

O setor mineral constitui o principal segmento da economia do município de Candiota, com a extração de carvão para a geração de energia elétrica e de mármore para as indústrias do cimento e de corretivos de solos. No município de Pedras Altas ocorre a extração de água mineral Pedras do Sul, em uma fonte localizada cerca de 3 km daquela sede muni-

cipal. O setor mineral tem, também, significativa importância na arrecadação de tributos do município de Hulha Negra, com a extração de mármore para uso agrícola pela Mineração Mônico no extremo leste da vizinha Folha Bagé.

A Jazida de Candiota, que conta com recursos de  $12.295 \times 10^6$  t de carvão mineral, é explorada a céu aberto pela Companhia Riograndense de Mineração – CRM para o abastecimento da Usina Termoeletrica Presidente Médici – UTPM (térmica a vapor), operada pela Companhia de Geração Térmica de Energia Elétrica – Eletrobras CGTEE (Figura 6 A).

Destacam-se no conjunto da UTPM a torre de resfriamento da água utilizada para trocar calor no condensador, em casca de concreto, com 124 m de

diâmetro e 133 m de altura; e as duas chaminés de exaustão, com 150 m e 200 m de altura (Figura 6 B)

As operações de energia são distribuídas nas fases A, inaugurada em 1974 (duas unidades de 63MW); e B, que entrou em operação no final de

1986 (duas unidades de 160 MW), totalizando 446 MW instalados no período. A capacidade de geração foi ampliada em mais 350 MW (25 MW para consumo próprio) com a entrada em operação comercial, em janeiro de 2011, da unidade Candiota III (Fase C).



Figura 5 - Aspectos relacionados com a ocupação humana: (A) sede da estância Bela Vista, de propriedade do Gen. Astrogildo Pereira da Costa (Conde de Aceguá); e (B) placa comemorativa à visita de D. Pedro II, em 1865.



Figura 6 - Aspectos relacionados com a indústria: (A) Usina Termoelétrica Presidente Médici (foto de Nadine Momo); (B) Cerca de 2 km para NE da Usina: (1) pedreira abandonada de material de empréstimo, (2) arroio Candiota, (3) Barragem de Candiota e (4) reservatório de água para atendimento da central termoelétrica.

A mineração de mármore desenvolvida pelas companhias Portland Gaúcho (Grupo Votorantim) e pela InterCement, subsidiária da Camargo Corrêa (anteriormente Cimento e Mineração Bagé – CIMBAGÉ, do Grupo CIMPOR), atende as duas unidades industriais de produção de clínquer e cimento instaladas nos municípios de Candiota e Pinheiro Machado, bem como a produção de corretivos para a agricultura (Figura 7).

O município de Candiota é, também, referência na vitivinicultura, com as instalações da Vinícola Miolo na Estância Fortaleza do Seival, às margens da BR-293 (logo ao norte do limite da folha), com vinhedos formados especialmente por castas francesas e

portuguesas que permitem uma produção anual de mais de 500 mil litros de vinhos.

Em área contígua foi desenvolvida uma das várias áreas de plantio de oliveiras para a produção de azeite de oliva na Campanha, região considerada adequada para a espécie conforme o Zoneamento Agroclimático de Oliveira para o Rio Grande do Sul produzido em 2008 pela Embrapa Clima Temperado, sediada em Pelotas.

Parcelas importantes da área são ocupadas por reflorestamento de acácia e eucalipto, destinados à produção de MDF e à indústria de celulose, respectivamente. A fruticultura, por sua vez, vem se desenvolvendo na região, especialmente com

pomares de pêssegos. Destaca-se, ainda, a pecuária bovina de corte, a criação de gado leiteiro e a ovicultura de carne e lã, além da orizicultura irrigada e as produções de sementes olerícolas, sorgo, milho,

batata inglesa, mandioca e cenoura, com a soja ocupando gradativamente novas áreas de produção. No município de Hulha Negra é destaque a produção de carnes enlatadas pelo Frigorífico Marfrig/Pampeano.



Figura 7 - Aspectos relacionados com a indústria: (A) e (B) Indústrias do cimento, respectivamente, da Portland Gaúcho (Grupo Votorantim) e InterCement (Camargo Corrêa). No plano baixo da Foto B, litologias do Complexo Porongos e do Metagranito Candiotinha; na área elevada, no horizonte, a porção oeste do Batólito Pelotas (limite é dado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu).

## 1.4. ASPECTOS FISIOGRAFICOS

### 1.4.1. Introdução

A área de mapeamento está inserida no Bioma Pampa, também conhecido como Campos do Sul, Campos Sulinos ou Campanha Gaúcha, que na maior parte se caracteriza pelo relevo de planícies. No Brasil este bioma está presente apenas no estado do Rio Grande do Sul, onde ocupa 63% do território, mas é compartilhado com parte da Argentina e com o Uruguai, onde ocupa praticamente todo o território.

O bioma constitui uma das áreas de campos temperados mais importantes do planeta, formado por um mosaico de áreas campestres; matas aluviais, de galeria e capões de mata nativa; areais; banhados (áreas alagadiças); cerros-testemunhos, serras e áreas rochosas; áreas de recarga ou de descarga de aquíferos subterrâneos; entre outras particularidades resultantes da combinação do substrato geológico e do clima regional.

### 1.4.2. Clima

A área focalizada, conforme Moreno (1961) e Kuinchtner e Buriol (2001) se enquadra no tipo climático Cfa da classificação de Köppen, temperado subtropical úmido com verão quente (>22°C). Os valores de umidade relativa média são de 73% no verão e 83% no inverno, as normais anuais de chuvas são superiores a 1350 mm e inferiores a 1650 mm

e ocorre um predomínio das chuvas nos meses de maio, junho e agosto.

Os dados da estação meteorológica de Jaguarão indicam uma temperatura média anual de 17,2°C. O mês mais quente, janeiro, tem temperatura média de 23,2°C; enquanto julho, o mais frio, 11,5°C. As geadas podem ocorrer de abril a novembro e as estiagens de novembro a maio. A precipitação total anual é de 1.337 mm, não havendo grandes diferenças de distribuição entre as estações do ano. A diferença entre a mais seca (verão) e a mais chuvosa (inverno) é de apenas 77 mm. A maior precipitação é registrada em outubro, com 137 mm, e a menor em dezembro, com 60 mm.

As informações registradas nas diversas estações meteorológicas da região mostram variações bastante grandes de temperatura entre o verão e o inverno; nos meses quentes (janeiro e fevereiro) a temperatura pode alcançar 40°C, enquanto nos meses mais frios (junho e julho) desce a -5°C.

O comportamento da precipitação em Jaguarão não garante uma disponibilidade regular de água no solo, em especial nos meses mais quentes. Comprova-se a existência de deficiência hídrica de 31 mm entre os meses de novembro e fevereiro, sendo dezembro o mês mais crítico, com 24 mm. Os défices e excessos obtidos são semelhantes em toda a Região da Campanha.

Dados da estação meteorológica de Bagé mostram a seguinte distribuição do balanço hídrico: a) deficiência hídrica de (novembro) dezembro-março, que foi superior a 74 mm no mês de janeiro de 2011 e 2012 (associado ao fenômeno climático La Niña);

b) reposição em abril e maio; c) excedente de 294 mm distribuídos de junho a outubro; e d) uma retirada em novembro. No verão de 2013 ocorreu um excedente hídrico devido à presença do fenômeno El Niño; nestes casos os volumes excedentes são elevados e favorecem os sistemas agrícolas.

### 1.4.3. Hidrografia

Os cursos de água que drenam a Folha Passo São Diogo pertencem predominantemente ao curso superior da bacia do Rio Jaguarão, limitando-se ao leste da folha os pertencentes à bacia do Rio Piratini, ambos da região hidrográfica do Atlântico (Figura 2 A e B).

O Rio Jaguarão, com nascentes na Serra da Hulha Negra, tem direção geral norte-sul no oeste da folha; ao infletir para sudeste acaba por constituir o limite geográfico com o Uruguai.

O Arroio do Vime, no oeste da Folha é o único afluente significativo pela margem direita do Rio Jaguarão. A rede pela margem esquerda é, por sua vez, abundante e mantida pelo Arroio Candiota, um expressivo curso d'água que é abastecido por águas dos arroios Mau, Taquara, Pitangueira, Candioteira, Lajeado, Poacá e Seival; e pelas sangas Divisa, Cemitério e J. Antônio.

No extremo sudeste da Folha o Rio Jaguarão é abastecido pela microbacia do Arroio Jaguarão-Chico. As cabeceiras do Arroio Basílio e seus afluentes (arroios Nascentes, Alegrias e dos Pires) constituem uma pequena parcela da Bacia do Rio Piratini no extremo leste da Folha Passo São Diogo.

### 1.4.4. Geomorfologia

Conforme os critérios de mapeamento geomorfológico do Projeto Radambrasil (JUSTUS; MACHADO; FRANCO, 1986), na área estudada ocorrem os domínios morfoestruturais dos Embasamentos em Estilos Complexos e das Bacias e Coberturas Sedimentares, cujo limite geológico é caracterizado pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

O primeiro compreende as unidades geomorfológicas dos Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul (setor sul) e do Planalto Rebaixado Marginal, este marcando a região da zona de cisalhamento e a transição com as rochas sedimentares. A unidade Depressão Ibicuí-Rio Negro caracteriza o segundo, das bacias e coberturas.

No município de Pedras Altas, nos domínios dos granitoides do Batólito Pelotas, ocorrem áreas significativas com relevos fortemente ondulados e escarpados com afloramentos rochosos e solos rasos. Por sua vez, as áreas correspondentes às bacias dos rios Jaguarão e Candiota (no oeste da Folha) se

caracterizam pela presença de campos sobre terrenos suavemente ondulados (relevos em coxilhas).

### 1.4.5. Solos

Conforme Medaglia (1973), os solos da Campanha são, em sua maioria, de pouca espessura, entre 40 e 50 cm, raramente atingindo 80 cm; em áreas baixas ocorrem solos mais profundos, com um metro ou mais de espessura. Na maior parte dos campos limpos, próprios para a criação, os subsolos impermeáveis acham-se próximos a superfície, a menos de 30 cm.

O Mapa exploratório de solos de Ker et al. (1986) mostra que predominam na Folha, nas áreas das coberturas sedimentares paleozoicas, o brunizém vértico e os vertissolos; enquanto nos domínios dos granitoides ocorrem solos litólicos distróficos e podzólicos vermelho-amarelo distróficos e eutróficos. Localmente, ocorrem planossolos eutróficos, característicos das áreas baixas do modelado fluvial.

### 1.4.6. Vegetação

De acordo com o sistema de classificação fitogeográfica adotado pelo Projeto Radambrasil (TEIXEIRA; COURA-NETO, 1986), ocorre na área de mapeamento a transição entre as regiões Estepe – Savana, com a estepe gramíneo-lenhosa ocupando a maior parte da área, enquanto no leste e sudeste ocorre tanto a savana gramíneo-lenhosa, quanto a savana arbórea aberta, ambas com matas de galeria.

### 1.4.7. Meio Ambiente

A ação antrópica se faz sentir em toda a área, por exemplo, pelo excesso de pastejo utilizado em muitas propriedades, provocando uma redução gradativa da cobertura vegetal e da diversidade de espécies do campo nativo; e pela utilização de áreas de preservação com o comprometimento de cursos d'água por remoção parcial ou total da vegetação do entorno.

Os conflitos ambientais mais importantes ocorrem na região de Candiota (Mina Candiota e Termoelétrica Presidente Médici), e incluem desde os processos de extração e transporte do carvão até a emissão de gases resultantes da combustão desse bem mineral na geração de energia elétrica.

As principais medidas mitigatórias nas áreas mineradas para carvão mineral referem-se à recomposição topográfica, recolocação do solo vegetal previamente retirado e estocado em depósito com esta finalidade e o plantio progressivo de diferentes espécies vegetais. Os maiores conflitos e investimentos estão relacionados, porém, com a queima do carvão para a produção de energia, sendo focados na:

1) redução de impurezas; 2) diminuição de emissões das partículas com nitrogênio e enxôfre; e 3) redução da emissão de CO<sub>2</sub> por meio da captura e armazenamento de carbono.

Na mineração de mármore são significativas as cicatrizes de antigas minas e as pilhas de minérios rejeitados pelas duas indústrias instaladas na região.

## 1.5. EQUIPE EXECUTORA E MÉTODOS

O presente Texto Explicativo foi redigido e organizado por Eduardo Camozzato, Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias, Carla Klein e Jorge Henrique Laux, com as contribuições de autorias das partes do texto que constam em folha específica de créditos.

A autoria do Mapa Geológico é de Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias, Carla Klein e Eduardo Camozzato, da CPRM/Porto Alegre. A cartografia digital / SIG e a editoração gráfica do mapa foram executadas por Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias e Eduardo Camozzato.

A coordenação regional foi exercida pelo geólogo João Angelo Toniolo, da Gerência de Recursos Minerais - GEREMI/PA da Superintendência Regional de Porto Alegre – SUREG/PA da CPRM, sob a supervisão nacional de Reginaldo Alves dos Santos (Departamento de Geologia - DEGEO) e de Edilton dos Santos (Divisão de Geologia Básica - DIGEOB), ambas vinculadas a Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – DGM.

Os levantamentos geológicos em campo contaram com a participação de Carla Klein, Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias, Eduardo Camozzato, Andrea Beltrão Finamor, Paloma Gabriela Rocha e colaboração de Jorge Henrique Laux. Os estudos paleontológicos estiveram a cargo de Edio Ernst Kischlat.

O apoio geofísico foi de Luis Gustavo Rodrigues Pinto e William Ribeiro Lopes.

A amostragem por concentrados de bateia e sedimentos ativos de corrente foi executada pelos técnicos Eraldo Guidugli Machado, Edgar dos Santos Dias e José Darvil Zanetti Filho. A identificação mineralógica dos concentrados de bateia foi executada por João Henrique Wustrow Castro. As análises químicas dos sedimentos ativos de corrente foram realizadas nos laboratórios da ACME (*Bureau Veritas Minerals Laboratories* - BVML); as de amostras de rochas nos da ACME e da SGS GEOSOL.

A interpretação dos resultados: 1) analíticos das amostras de sedimentos ativos de corrente e 2) mineralógicos dos concentrados de bateia, foi realizada por José Leonardo Silva Andriotti, João Henrique Wustrow Castro e Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias.

As descrições petrográficas, em diferentes proporções nas folhas mapeadas, estiveram a cargo de Andrea Sander, Andréa Beltrão Finamor, Carla Klein, Margarete Simas Wagner, Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias e Eduardo Camozzato, com a colaboração de Ruy Paulo Philipp (IG/UFRGS). As lâminas delgadas foram elaboradas por Adriano Xavier Baz Pereira, Sandro K. Peralta e Rodrigo Peixoto Malikovski, nos laboratórios de preparação de amostras da CPRM/Porto Alegre.

Os acadêmicos Matheus S. Simões, Guilherme B. Tambara, João Pacífico S. L. Machado, do Curso de Geologia do IG/UFRGS, e Gabriel Flores Zamora, do Curso de Geografia do IG/UFRGS, colaboraram como estagiários em diferentes fases e atividades do projeto. Os dois primeiros participaram também dos levantamentos em campo das áreas do embasamento cristalino; o terceiro, entre outras atividades, colaborou na elaboração do mapa geológico; o último auxiliou na pesquisa de dados para a redação deste texto introdutório.

## 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1. ARCABOUÇO GEOLÓGICO E TECTÔNICO

A Folha Passo São Diogo insere-se no segmento meridional da Província Mantiqueira de Almeida et al. (1977) (Figura 8) e constitui o denominado Escudo Sul-Rio-Grandense de Carvalho (1932), que ocupa a porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul. A Província Mantiqueira é uma entidade geotectônica instalada a leste dos crátons São Francisco e Rio de La Plata/Paraná ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico. Estende-se com orientação NNE–SSW por cerca de 3.000 km ao longo da costa atlântica sul-americana, desde Montevidéu no Uruguai até o sul da Bahia. Esta província guarda o registro de uma longa e complexa evolução geológica do Neoproterozoico na América do Sul (900–520 Ma), preservando remanescentes de unidades arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas.

As unidades neoproterozoicas do Cinturão Dom Feliciano (FRAGOSO-CÉSAR, 1980) no Rio Grande do Sul, segmento meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1981), e os fragmentos paleocontinentais associados neoarqueanos e paleoproterozoicos com diferentes graus de retrabalhamento no Brasiliano, constituem o Escudo Sul-Rio-Grandense.

O Escudo Sul-Rio-Grandense compreende rochas metamórficas, ígneas e sedimentares com idades, origem e evolução diversas e caracteriza-se por uma compartimentação em blocos limitados por

grandes falhamentos regionais de direção NE-SW e NW-SE, cuja colagem orogênica foi concluída ao final do Ciclo Brasileiro, na passagem do Neoproterozoico para o Eopaleozoico.

Esta segmentação, já descrita por Picada (1971), tem servido de embasamento para diferentes descrições de sua organização interna e compartimentação tectônica (e.g., Hasui et al., 1975; Ribeiro; Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Jost; Bitencourt, 1980; Jost, 1981; Fragoso Cesar et al., 1982 a, b; Issler, 1982; Jost; Hartmann, 1984; Horbach et al., 1986; Costa et al., 1995; Fernandes et al., 1995 a,b; Chemale et al., 1996; Ramgrab; Wildner; Camozzato, 1993; Ramgrab; Wildner, 1999; Chemale Jr. 2000; Philipp; Machado, 2005; Silva et al., 2005; Hartmann et al., 2006, 2007; Saalman et al., 2005, 2007, 2010); Saalman; Remus; Hartmann, 2005; Philipp, 1998; Philipp; Machado, 2005; Philipp; Camozzato, 2009; Philipp et al., 2002, 2007, 2008, 2013; Camozzato; Philipp, Chemale JR., 2013).

Com base, entre outros, nos diversos autores acima referidos, podem ser reconhecidos no Escudo Sul-Rio-Grandense o Batólito Pelotas e os terrenos Taquarembó, São Gabriel e Tijucas. Um novo domínio tectono-geológico, denominado Terreno Jaguarão, foi caracterizado durante os atuais levantamentos e está detalhado no relatório da Folha Curral de Pedras (Figura 9).

Com desenvolvimento entre 650 e 550 Ma, o Batólito Pelotas (e.g., PHILIPP et al., 2002, 2007; Philipp e Machado, 2005) constitui um arco magmático multi-intrusivo e polifásico cujos granitoides, na maioria pós-colisionais, foram gerados essencialmente pelo retrabalhamento de uma crosta paleoproterozoica (2,3 – 2,0 Ga), conforme indicado pelos dados isotópicos. O limite com o Terreno Tijucas (a oeste) se faz pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

O Terreno Taquarembó, correlacionável com o Terreno (ou Microplaca) Nico Perez do Uruguai, tem por unidade característica o Complexo Granulítico Santa Maria Chico. Margeando a porção leste do Crátón Rio de la Plata, constitui um segmento paleocontinental retrabalhado mas com alguma integridade relativamente aos processos orogênicos do Ciclo Brasileiro. O limite norte, com o Terreno São Gabriel, se dá pelo Lineamento Ibaré (Sistema de Falhas Ibaré - Tigre); enquanto o limite ao leste, com o Terreno Tijucas, é marcado pela Anomalia Magnética de Caçapava (também Sutura de Caçapava de Costa et al., 1995, ou de Fernandes et al. 1995; ou Sistema de Falhas Irapuá – Passo dos Enforcados, de Camozzato, Lopes e Philipp, 2015). No oeste e sul é recoberto pelas rochas da Bacia do Paraná.

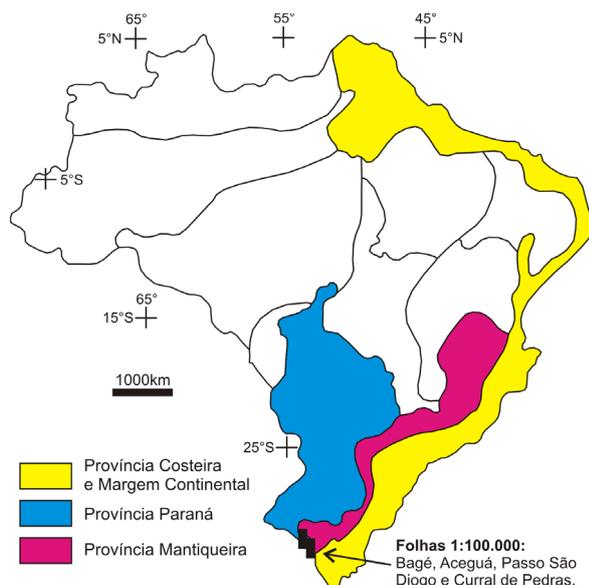


Figura 8 - Províncias tectônicas do Brasil, conforme Almeida et al. (1977); foram enfatizadas as províncias de interesse para a região. Indicadas as folhas do bloco de mapeamento.

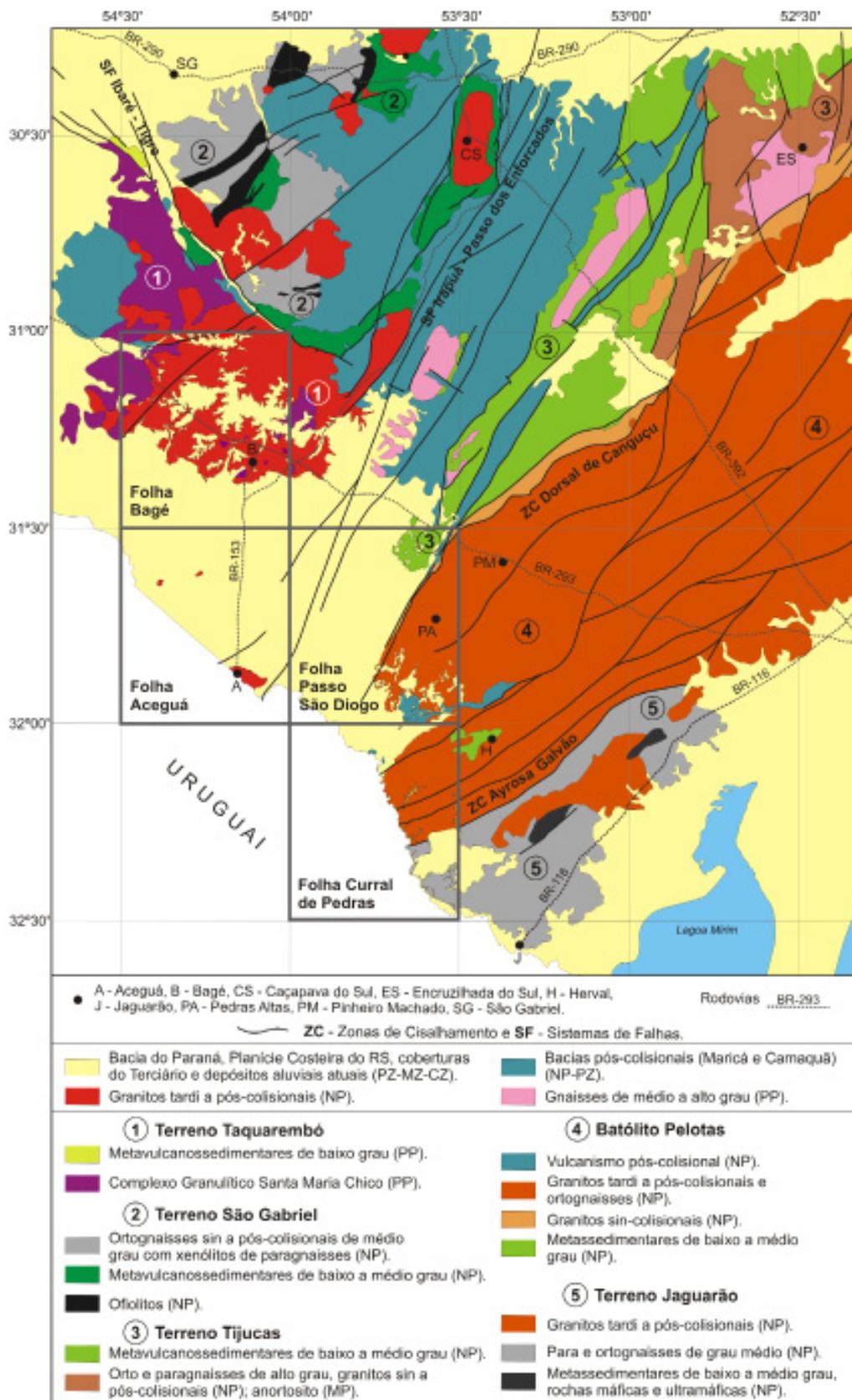


Figura 9 - Contexto tectono-geológico regional com indicação da localização das folhas Bagé, Aceguá, Passo São Diogo e Curral de Pedras.

O Terreno São Gabriel, composto pela intercalação de complexos ofiolíticos com um amplo magmatismo juvenil, evoluiu em diferentes arcos intraoceânicos com idades entre 900 e 680 Ma e são descritas, entre outros, por Babinski et al. (1997), Leite et al. (1998), Philipp et al. (2008) e Hartmann et al. (2011). O domínio é recoberto pelo norte e oeste pela Bacia do Paraná, enquanto a anomalia magnética de Caçapava do Sul marca o limite leste, com o Terreno Tijucas.

O Terreno Tijucas, com forma alongada segundo NNE, é caracterizado por complexos granito-gnáissicos paleoproterozoicos e metavulcanosedimentares do Neoproterozoico. O limite leste, com o Batólito Pelotas, ocorre ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Sutura de Porto Alegre, de FERNANDES et al., 1995 a, b), de movimentação transcorrente sinistral (FERNANDES et al., 1992; 1995 a, b; PHILIPP; MACHADO, 2005). A supraestrutura é formada pelo Complexo Porongos, que se sobrepõe aos complexos paleoproterozoicos Encantadas, de Chemale Jr. (2000; ver também PHILIPP et al., 2008) e Vigia de Camozzato et al. (2009), aos Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista de Machado et al. (1987) e Metagranito Seival de Camozzato et al. (2009), infraestrutura do embasamento na região.

A Bacia Camaquã, presente em todos os terrenos acima referidos e com evolução no intervalo entre 620 Ma e 535 Ma (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000; ALMEIDA et al., 2008, 2012; PAIM; CHEMALE JR.; WILDNER, 2014), é formada por unidades sedimentares e vulcanosedimentares com plutonismo associado limitadas, umas das outras, por discordâncias angulares ou erosivas de caráter regional.

A Bacia do Paraná, uma bacia do tipo Depressão Marginal passando a Depressão Interior devido à obstrução da margem aberta (tipo MSIS, de KINGSTON et al., 1983), se desenvolveu em seis unidades de ampla escala ou Supersequências, conforme reconhecido por Milani (1997): Rio Ivai (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

As três primeiras supersequências definem ciclos transgressivo-regressivos ligados a oscilações do nível relativo do mar no Paleozoico, enquanto as demais constituem pacotes de sedimentitos continentais com rochas ígneas associadas.

A Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico) compreende as diversas formações dos Grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. A Supersequência Gondwana II (Triássico Médio a Superior) aflora apenas no estado do Rio Grande do Sul e no norte da República Oriental do Uruguai. É composta pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, que inclui as formações Sanga do Cabral, Santa Maria, Caturrita e Guará. Caracteriza-se por arenitos e pelitos avermelhados, oriundos de depósitos fluviais e

lacustres e possui abundante fauna de répteis e mamíferos (MILANI, 1997).

Na Folha Passo São Diogo a Bacia do Paraná é representada por depósitos sedimentares dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, com exposição limitada de rochas máficas que foram relacionadas ao vulcanismo Serra Geral.

Os modelos de estruturação do Escudo Sul-Rio-Grandense com base na geofísica remontam aos anos 1980-1990 (MANTOVANI et al., 1989; PORCHER et al., 1995; ORLANDI F° et al., 1995; COSTA et al., 1995; FERNANDES et al., 1995a, b; COSTA, 1997; RAMGRAB; WILDNER; CAMOZZATO, 1997; RAMGRAB; WILDNER, 1999), com a confecção manual, por técnicos da CPRM, de mapas aeroradiométricos (contagem total) a partir de perfis rebatidos, e de sua interpretação em conjunto com mapas aeromagnetométricos (campo total) de dados do Projeto Aerogeofísico Camaquã (JACKSON et al., 1973). Estas atividades foram acompanhadas pela aquisição de dados terrestres, com o levantamento de perfis gravimétricos que permitiram a elaboração de Mapa Bouguer Provisório do Escudo Sul-Rio-Grandense, além de magnetométricos e de eletrorresistividade (sondagens elétricas verticais).

A interpretação do Mapa Bouguer evidenciou um quadro de blocos tectônicos onde se destacavam duas faixas de anomalias negativas de direção aproximada NNE, situadas respectivamente nas porções oriental e ocidental do escudo (Figura 10). A primeira (leste), balizada pelas cidades de Herval, Pinheiro Machado, Piratini, entre Encruzilhada do Sul e Dom Feliciano e entre Porto Alegre e Taquari (denominada **Sutura de Porto Alegre**); e a outra (oeste) pelas localidades de Três Cerros, Torquato Severo, Coronel Linhares e São Gabriel (denominada **Sutura de São Gabriel**). As duas faixas alcançam largura de 50 km e amplitude gravimétrica máxima de 35 mGal; atravessando todo o Escudo Sul-Rio-Grandense e se estendendo para o norte, sob a cobertura da Bacia do Paraná, e para o sul, através do território da República Oriental do Uruguai. A espessura da crosta sob o Escudo, através da fórmula de Grushinsky (1967), foi estimada em 32 km (ORLANDI F° et al., 1995).

Esta interpretação qualitativa, apoiada em modelamentos efetuados segundo dois perfis transversais, permitiu a delimitação de três distintos domínios (gravimétricos) crustais no Escudo Sul-Rio-Grandense: 1) Oriental (E), 2) Central e 3) Ocidental (W). Para todas as alternativas de modelamento elaboradas nos dois perfis gravimétricos, a sutura do lado oeste apresentava-se nitidamente bem marcada, ao passo que a do setor leste não foi considerada tão característica. A anomalia gravimétrica oeste (**Sutura de São Gabriel**) foi interpretada como limite do Cráton Rio de La Plata (e.g., Fernandes et al., 1995b).

Por sua vez, a análise dos dados aeromagnetométricos disponíveis para a porção do Escudo Sul-Rio-Grandense a leste do meridiano 54° também

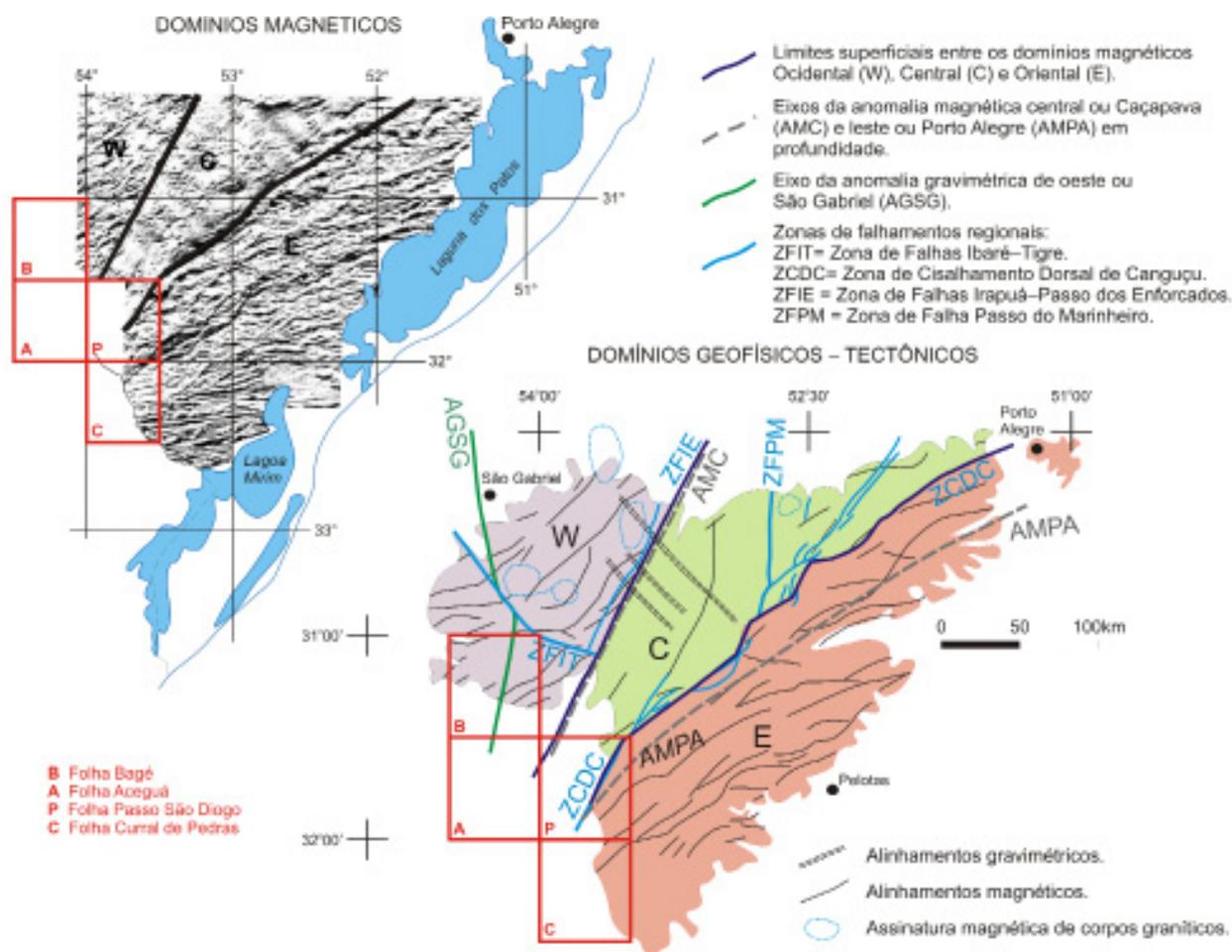


Figura 10 - Domínios geofísicos e tectônicos do Escudo Sul-Rio-Grandense. No mapa de domínios magnéticos, W, C e E identificam os domínios ocidental, central e oriental definidos por Costa et al. 1995; os dados acerca das estruturas regionais foram adaptados e modificados de Jackson et al. (1973), Orlandi F° et al. (1995), Costa et al. (1995), Costa (1997) e Fernandes et al. (1995 a,b). As folhas Bagé, Aceguá, Passo São Diogo e Curral de Pedras estão indicadas em ambos os mapas.

permitiu a identificação de três grandes domínios (magnetométricos) alongados segundo a direção NE-SW. A **Sutura de Caçapava**, que não coincide com traços-limite da gravimetria embora coincida com estes em direção, corta o Domínio (gravimétrico) Central com orientação N35°E e foi interpretada como o limite leste tanto da crosta juvenil brasileira (neste texto, Terreno São Gabriel; também Associação de Arco Magmático II, de Fernandes et al. 1995a), quanto do Terreno Taquarembó. O denominado Bloco Geofísico Central de Fernandes et al. (1995b) é, portanto, composto pelos domínios aeromagnetométricos central-leste e central-oeste, divididos por uma anomalia magnética que, em superfície, coincide com o aqui denominado Sistema de Falhas Irapuá – Passo dos Enforcados.

O **Domínio Oriental (E)** (magnetométrico), conforme Costa et al. (1995), é caracterizado por um relevo magnético bastante acentuado, evidenciado principalmente pela alta densidade de eixos de anomalias com direções predominantes N70°E e E-W; na maior parte do domínio interceptados por outros, de orientação N45°E. O limite deste domínio com

o Domínio Central constitui um sistema de zonas de cisalhamento transcorrente (Dorsal de Canguçu) de natureza intracontinental e tardi-orogênica (vide Fernandes, Koester e Soliani Jr., 1995) que, conforme Orlandi F° et al. (1995) e Costa et al. (1995), mostra direção N40°-45°E em sua porção sul e inflete para N60°-70°E na sua porção norte. Ainda que a direção N40°-45°E tenha continuidade através do Bloco Central (neste texto, Terreno Tijucas), onde é reconhecida como Zona de Falha (ou sistema).

O **Domínio Central** (magnetométrico) de Costa et al. (1995; Domínio Aeromagnetométrico Central-Leste de Fernandes et al., 1995b) é representado por um relevo magnético pouco acentuado, transparente, que aparentemente reflete exclusivamente o padrão magnético das unidades mais antigas, não sendo influenciado pelas unidades sedimentares e vulcânicas da Bacia Camaquã que constituem parcela significativa do domínio. A única anomalia magnética registrada nesse setor corresponde ao Sienito Piquiri, sugerindo que essa unidade seja diferenciada de um corpo básico situado em profundidade. Além das rochas da Bacia Camaquã, inclui os com-

plexos Encantadas, Vigia e Porongos; *roof-pendants* e xenólitos de metapelitos e mármore da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; o Anortosito Capivarita; o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos; e os granitoides do Batólito Pelotas da região (Bloco) de Encruzilhada do Sul. As tramas orientadas E-W foram retrabalhadas pelas zonas de cisalhamento transcorrente NE-SW.

O **Domínio Ocidental (W)** (magnetométrico) de Costa et al. (1995), que soma os domínios Aeromagnetométrico Central-Oeste de Fernandes et al. (1995b) e (gravimétrico) Oeste de Orlandi F° et al. (1995), com relevo magnético mais elevado que o Domínio Central e com o qual se limita por um lineamento N30°E (Sutura de Caçapava, de FERNANDES et al., 1995a; Anomalia Magnética de Caçapava, de

Costa et al., 1995), pode ser dividido em dois subdomínios: 1) norte, coincidente com o Terreno São Gabriel; e 2) sul, do Terreno Taquarembó, para sul do Lineamento Ibaré (ou Sistema de Falhas Ibaré – Tigre, ou Zona de Cisalhamento Ibaré), onde ocorre aumento na densidade de lineamentos magnéticos e a exposição significativa de granitoides e, em especial, das litologias do Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Com os dados do Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul (CPRM, 2010) foi elaborada a Figura 11, onde ficam mais bem explicitados os diferentes domínios tectônicos do Escudo Sul-Rio-Grandense tendo por fundo o mapa de pseudo-iluminação da 1ª derivada vertical do Campo Magnético Total (reduzido do IGRF).

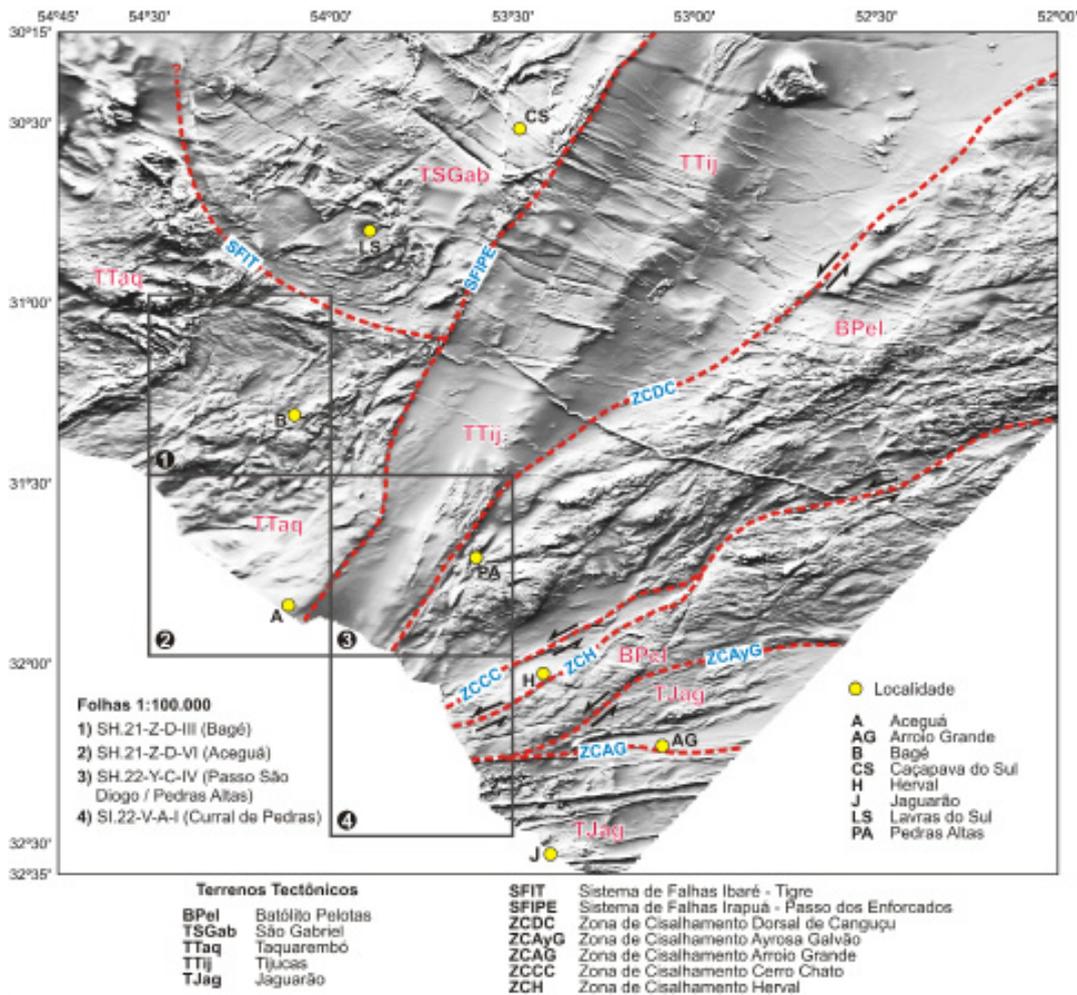


Figura 11 - Domínios tectônicos do Escudo Sul-Rio-Grandense tendo por fundo o mapa de pseudo-iluminação da 1ª derivada vertical do Campo Magnético Total (reduzido do IGRF).

## 3 – ESTRATIGRAFIA

### 3.1. DOMÍNIOS GEOLÓGICOS, TECTÔNICOS E LITOESTRATIGRAFIA

A área levantada abrange litologias do Terreno Tijucas, do Batólito Pelotas e das bacias Camaquã e do Paraná. Granitoides que podem ser relacionadas com o Terreno Taquarembó foram observados em testemunhos de sondagem para carvão no noroeste da Folha, onde o embasamento é recoberto por unidades sedimentares da Bacia do Paraná. Intrusivas básicas mesozoicas e coberturas do Cenozoico completam a litoestratigrafia da Folha Passo São Diogo (Figura 12), cujas relações tectono-estratigráficas são apresentadas na Figura 13.

O mapeamento geológico da Folha Passo São Diogo, cujos dados históricos remetem a levantamentos regionais (e.g. Tessari e Giffoni, 1970; Ramgrab e Wildner, 1999) ou a pesquisas detalhando os recursos minerais energéticos ou para uso agrícola disponíveis na região de Candiota, permitiu o aprimoramento do conhecimento geológico e a caracterização de novas unidades litoestratigráficas e elementos tectônicos nos terrenos levantados.

Na Folha Passo São Diogo foram reconhecidas as seguintes entidades geológicas:

(1) Terreno Tijucas: rochas metavulcanossedimentares de baixo a médio grau do Complexo Porongos e metagranitoides alcalinos do Neoproterozoico;

(2) Batólito Pelotas: granitoides do Complexo Pinheiro Machado e das suítes Cordilheira, Herval, Dom Feliciano e Jaguarão Chico; e o Gabro Passo da Fabiana;

(3) Rochas sedimentares neoproterozoicas da Bacia Camaquã (Formação Arroio dos Nobres);

(4) Rochas sub-vulcânicas e vulcânicas ácidas instaladas no Batólito Pelotas: Riolito Asprezas e Formação Cerro Chato;

(5) Coberturas sedimentares paleozoicas/mesozoicas da Bacia do Paraná, com relevância econômica nacional pelos recursos de carvão energético da Jazida de Candiota; e intrusivas básicas mesozoicas do Grupo Serra Geral; e

(6) Coberturas do Cenozoico (depósitos aluviais).

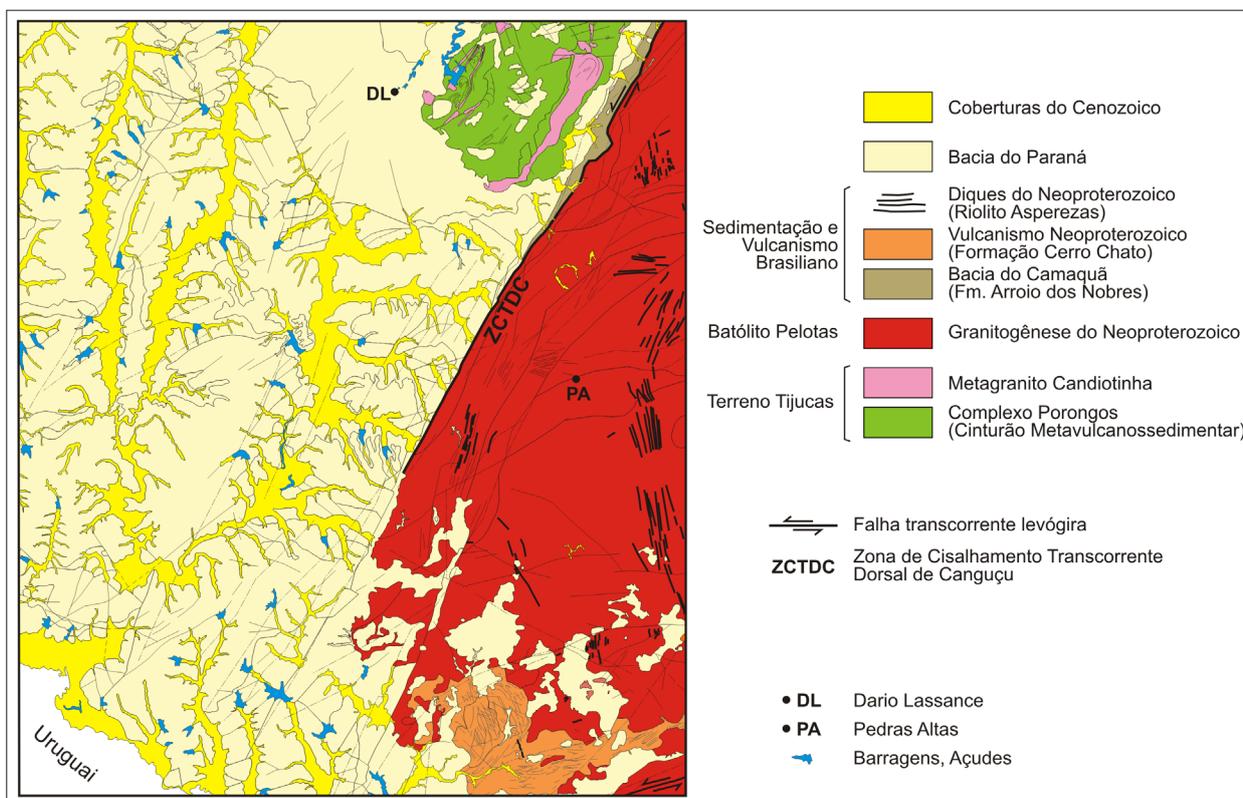


Figura 12 - Domínios geológicos na Folha Passo São Diogo. As divisões internas dos diferentes domínios geológicos foram mantidas para facilitar a comparação com o mapa geológico 1:100.000.

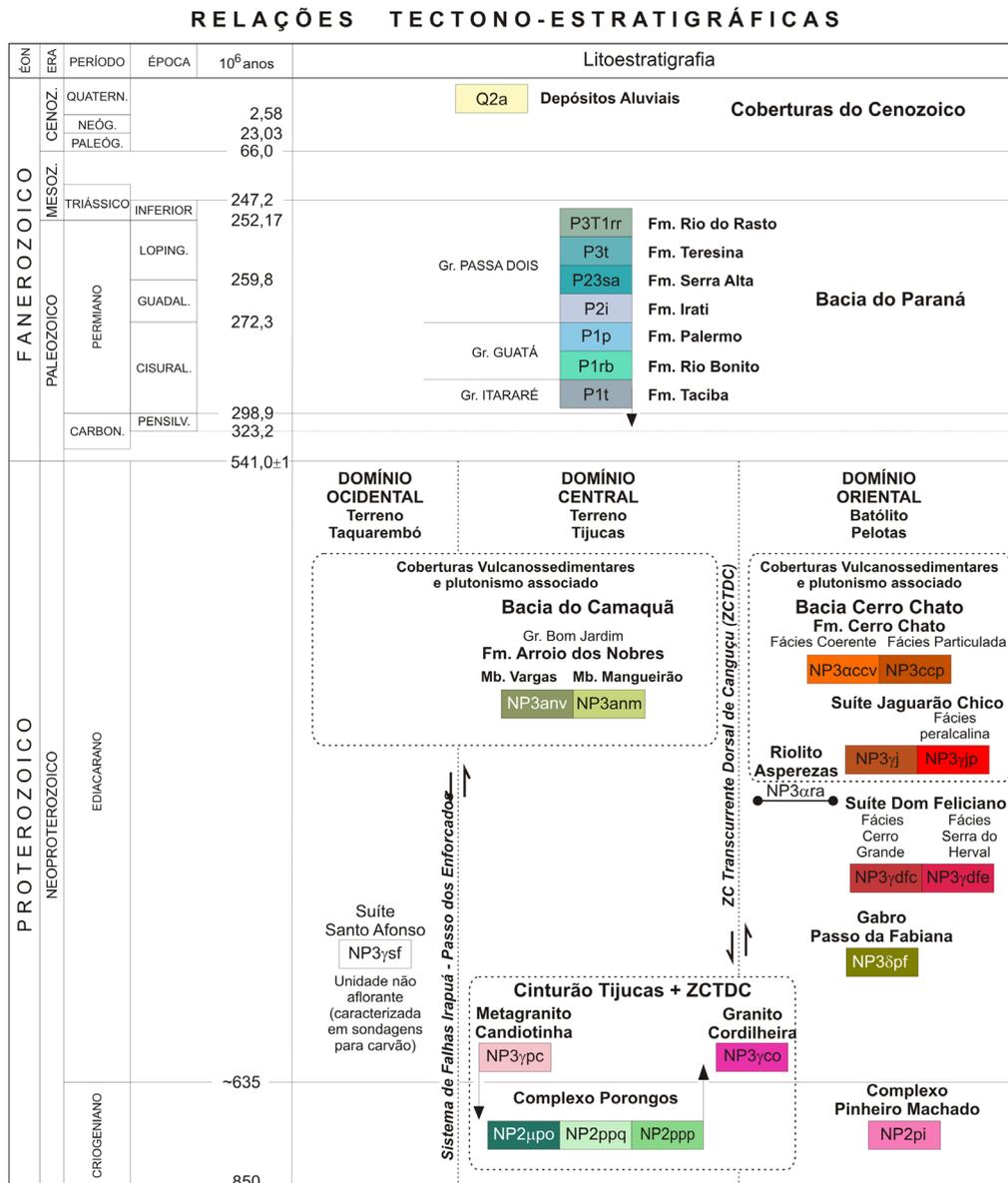


Figura 13 - Relações Tectono-Estratigráficas na Folha Passo São Diogo.

O limite entre o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas se dá pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes et al., 1990; Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu de Picada, 1974), com direção geral N30°E. Com o Terreno Taquarembó (não aflorante; noroeste da Folha), o Terreno Tijucas se limita pelo Lineamento (Magnético) de Caçapava do Sul (Costa et al., 1995; Sistema de Falhas Irapuá – Passo dos Enforcados, de Camozzato, Lopes e Philipp, 2015), com direção NNE.

Na nordeste da área, o Complexo Porongos é composto por quartzitos, mármores e granada-mica xistos, com intercalação de lentes de serpentinitos e xistos magnesianos (tremolita xistos, talco xistos). Intercalados aos metassedimentos ocorrem metagranitos alcalinos (Metagranito Candioteinha) correlacionados aos Gnaisses Capané de Hartmann;

Jost (1980), que afloram em corpos de espessuras métricas a decamétricas, posicionados e deformados segundo a foliação  $S_2$  do complexo metamórfico e afetados por dobras abertas  $F_3$ .

A Bacia Camaquã, que ocupa uma estreita (< 1,2 km) e extensa (> 20 km) calha no contato entre o cinturão metavulcanossedimentar e o Batólito Pelotas, é representada pelas rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres (Grupo Bom Jardim).

A Bacia do Paraná, com uma sequência sedimentar que evoluiu do Eopermiano (Formação Taciba, Grupo Itararé) ao Triássico inferior (Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois), ocupa cerca de 2/3 da área da Folha Passo São Diogo, incluindo os remanescentes instalados sobre o Batólito Pelotas, na porção sul-sudeste da folha.

## 3.2. TERRENO TIJUCAS

### 3.2.1. Complexo Porongos (NP2po)

O Complexo Porongos aflorante na região de Candiota, nordeste da Folha Passo São Diogo, constitui a terminação sul do cinturão de metamorfitos de baixo e médio grau que se estabelece como uma faixa NE-SW com cerca de 170 km de extensão e entre 10 e 30 km de largura.

Na Folha Passo São Diogo aflora em uma janela do embasamento com aproximadamente 15 km de eixo NE-SW e 11 km NW-SE, parte dele na Folha Hulha Negra (a norte), entre as rochas sedimentares da Bacia do Paraná. A continuidade do cinturão metamórfico neoproterozoico para sudoeste, sob as litologias paleozoicas, é verificada pela análise dos furos de sondagem realizados na região para a pesquisa de carvão (Convênio DNPM/CPRM), cuja conclusão de perfuração ocorreu em litologias do embasamento (Figura 14).

Podem ser distinguidas nesta área do Complexo Porongos duas áreas distintas de dominância de litótipos: (1) uma externa, com quartzitos e metagranitos dominantes e metapelitos subordinados; e (2) uma central com mica xistos e lentes de mármore calcítico, com quartzitos subordinados. Os corpos de metagranitos possuem formas tabulares e parecem se posicionar de forma concordante com a foliação principal ( $S_2$ ), tendo sido observados alguns corpos dobrados e deformados pelas dobras  $F_3$ . No limite com a Folha Hulha Negra, nordeste da Folha Passo

São Diogo, ocorre uma área muito restrita (< 300 m<sup>2</sup>) onde foi observada a intercalação de serpentinitos e xistos magnesianos com mica xistos.

Jost e Bitencourt (1980) e Jost (1981) mapearam as rochas supracrustais na região de Santana da Boa Vista utilizando o termo Suíte Metamórfica Porongos e, reconhecendo o caráter alóctone de parte da associação, propuseram a sua divisão em duas unidades maiores, separadas por uma descontinuidade estrutural. A primeira foi designada de Grupo Cerro dos Madeiras, sendo caracterizada como uma megassequência mioclinal sotoposta por falhamento a uma sequência vulcanossedimentar metamorfizada que foi referida como Complexo Cerro da Árvore.

Fragoso-Cesar, Wernick e Soliani Jr. (1982a, b), na caracterização das associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano, relacionaram as rochas do Grupo Cerro dos Madeiras com uma associação de margem continental passiva, enquanto as rochas metavulcanossedimentares do Complexo Cerro da Árvore foram interpretadas como uma associação de bacia marginal. Sugeriram ainda que "... para manter a denominação clássica de Grupo Porongos..." a unidade Cerro dos Madeiras fosse considerada na categoria de subgrupo. Horbach et al. (1986) conservaram as subdivisões originais propostas por Jost e Bitencourt (1980), elevando a unidade Porongos à categoria de supergrupo.

Neste relatório se emprega a designação Complexo Porongos *sensu* Hartmann et al. (2000) para referir os metamorfitos aflorantes na Folha Passo São Diogo, bem como a abordagem empregada por Camozzato e Lopes (2012) no mapeamento da contígua pelo norte Folha Hulha Negra, os quais

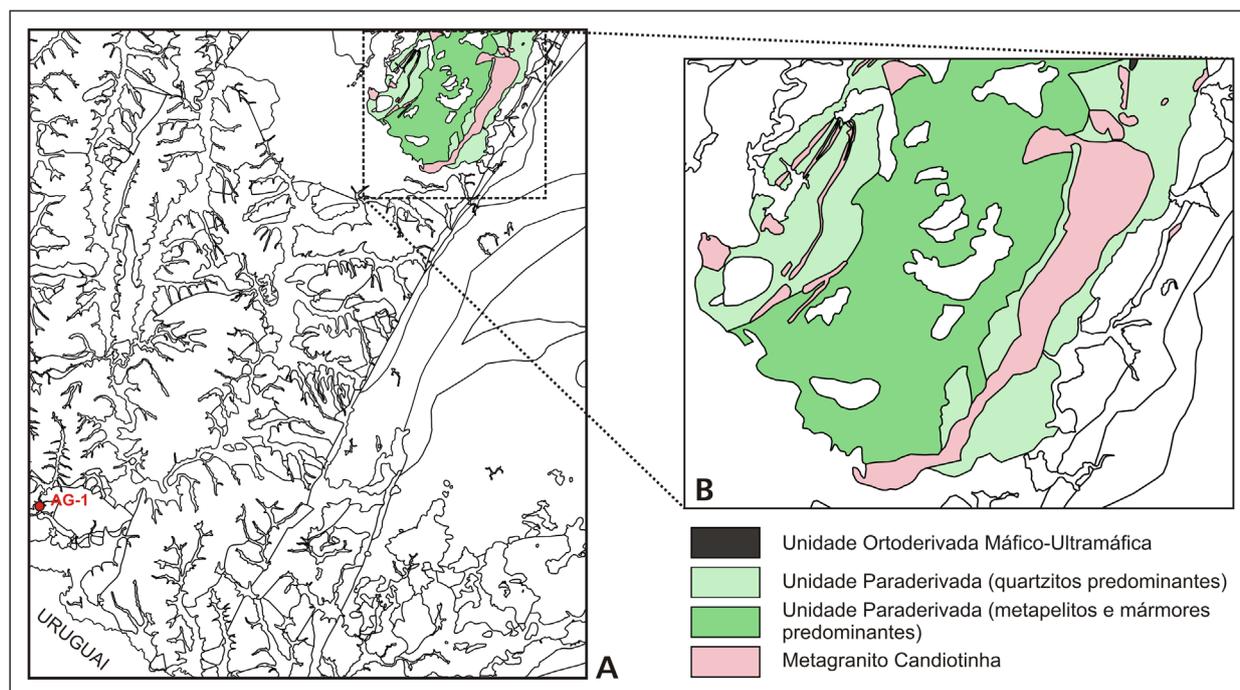


Figura 14 - (A) Localização do Complexo Porongos e do Metagranito Candiotinha na Folha Passo São Diogo; e (B) ampliação da área tracejada em A para melhor visualização da distribuição das unidades. A sondagem AG-1-RS, na qual foram coletadas seis amostras de mármore para análises petrográficas, está indicada em A.

consideram que “... o nível regional do mapeamento, as características das diferentes unidades litológicas cartografadas e a complexidade gerada por uma tectônica polifásica, tornaram impraticável qualquer tentativa de seu empilhamento estratigráfico interno”, optando por subdividir o Complexo Porongos em duas unidades (paraderivada e ortoderivada).

A primeira foi subdividida nas litofácies quartzítica e pelítico-carbonática; a segunda tem na sua origem rochas metamáfico-ultramáficas. Segundo os autores as unidades do Complexo Porongos seriam cortadas por três tipos de granitos distintos que apresentam formas tabulares e podem ser correlacionados (i) aos granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira; (ii) aos granodioritos miloníticos do Complexo Pinheiro Machado; e uma última unidade, (iii) caracterizada por gnaisses alcalinos miloníticos, aos Gnaisses Capané de Hartmann e Jost (1980).

As rochas metamórficas do Complexo Porongos são recobertas discordantemente por litologias sedimentares da Bacia do Paraná. A relação estratigráfica pode ser localmente efetuada por falhamentos, especialmente nas porções leste e nordeste da estrutura antiformal, onde as inúmeras reativações da Falha da Açoteia, estrutura regional vinculada com a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, definem contatos tectônicos do Complexo tanto com litologias paleozoicas da Formação Taciba, como com turbiditos neoproterozoicos da Formação

Mangueirão, respectivamente unidades das bacias do Paraná e do Camaquã.

### 3.2.1.1. Unidade Paraderivada (NP2pd)

#### 3.2.1.1.1. Metapelitos e Mármore (NP2pdp)

Esta unidade é constituída por uma associação de xistos e filitos, aos quais subordinadamente se associam mármore e quartzitos. Os xistos e filitos são rochas friáveis de cor cinza a cinza-escuro metálico; marrom-esverdeado a marrom-avermelhado quando intemperizados (Figura 15).

A estrutura é definida por uma textura lepidoblástica marcada por muscovita e, mais raramente, biotita. Tanto em afloramento como em amostras de mão são visíveis as relações entre as foliações, com formação de microdobras e dobras das fases  $F_2$ ,  $F_3$  e  $F_4$ . São igualmente comuns os veios de quartzo metamórficos que marcam essas diferentes fases.

Ao microscópio, os micaxistos possuem textura lepidoblástica média a grossa (0,2 a 1,0 mm), de composição a base de muscovita e quartzo e, menos frequentemente, biotita e granada. Os níveis mais ricos em quartzo possuem textura granoblástica poligonal a interlobada inequigranular média (0,2 a 0,8 mm). A foliação principal é a  $S_1$ , embora seja



Figura 15 - Complexo Porongos (metapelitos): (A) Aspecto em campo dos muscovita xistos; (B, C, D) detalhe dos xistos, com ênfase para os porfiroblastos de granada na foto B e da lineação mineral em C e D.

comum nos xistos uma clivagem de crenulação com a transposição de  $S_1$  e geração de dobras isoclinais intrafoliais envolvidas pela  $S_2$ .

Os quartzitos intercalados possuem, usualmente, cores esbranquiçadas e amareladas e constituem camadas com espessuras métricas. A estrutura, dependente do teor de muscovita, é foliada a xistosa. A textura principal é granoblástica inequigranular poligonal a interlobada fina a média (0,1 a 0,6 mm). Os principais minerais são quartzo, muscovita e magnetita; raramente turmalina.



Figura 16 - Complexo Porongos (mármore): (A) mina de mármore ativa. Os círculos indicam veículos fora-de-estrada; *rb* e *m* marcam litologias da Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná) e mármore do Complexo Porongos; e (B) mina de mármore abandonada. O círculo indica geólogos em campo como escala.

cinza-escuro; até, mais raramente, róseo e marrom claro. Estruturalmente mostram um bandamento que pode ser proeminente, melhor observado nos mármore mais escuros, onde níveis brancos subparalelos de granulação mais grossa se intercalam com níveis cinza escuros de granulação mais fina (Figura 17). Podem ocorrer talco, clorita, tremolita, opacos e muscovita. As lentes de mármore da região de Candiota apresentam orientação geral  $N30^\circ$  a  $50^\circ$  E, com caimentos tanto para NW como SE, estando usualmente intercaladas nos xistos.

As rochas apresentam uma foliação paralela ao bandamento, a qual é plano-axial de dobras  $F_2$  isoclinais intrafoliais com e sem raiz. Localmente, uma foliação de transposição caracteriza esse dobramento isoclinal mais intenso. Também se observam dobras  $F_3$ , com formas abertas a fechadas e eixos direcionados segundo NE-SW. Níveis assemelhados com tapetes algálicos foram identificados em mármore aflorantes como lajeados no arroio Candiota.

Na sondagem AG-1-RS, realizada a aproximadamente 45 km para sudoeste da área de afloramento do Complexo Porongos, na proximidade da fronteira com o Uruguai (ver a localização na Figura 14), foram coletadas seis amostras de mármore (siglas CI-292/1, 1b, 2, 3, 4 e 4b) entre as profundidades de 119,05 e 145 m.

As amostras são compostas por carbonato (75% a 90%), quartzo (15% a 10%) e filossilicatos

Os mármore calcíticos da área têm grande importância econômica regional, pois sua mineração em minas de grande porte abastece de matéria-prima duas unidades cimenteiras instaladas no nordeste da Folha Passo São Diogo (Figura 16; ver também Figura 7).

Mesoscopicamente, essas rochas calcárias compreendem mármore de granulação média a fina, de modo geral com tons claros, desde branco homogêneo com níveis e manchas verdes e cinza-escuros, passando por branco-amarelado, cinza-claro,

(<10%). Como acessórios ocorrem minerais opacos (matéria carbonosa?), caracterizando a presença de metacalcários e metamargas, sendo a principal variação composicional marcada pela proporção entre os carbonatos e silicatos.

A rocha apresenta um bandamento dado pela alternância de níveis milimétricos e descontínuos de quartzo e níveis mili- a centimétricos contínuos de carbonato, estando presente uma xistosidade fraca a moderada, sendo comuns dobras isoclinais intrafoliais. A textura geral predominante é granolepidoblástica de grão extremamente fino, inferior a 0,5 mm, com esporádicos porfiroblastos de carbonato espático com até 2,0 mm.

O carbonato dominante é a calcita, reconhecida macroscopicamente pela reação com o ácido clorídrico a frio, e que exibe ao microscópio características diagnósticas como o relevo alto em nicóis paralelos e birrefringência elevada em nicóis cruzados, com abundantes maclas polissintéticas.

O quartzo é perfeitamente incolor, ocorre xenomórfico, recristalizado, apresentando birrefringência baixa e forte extinção ondulante.

Os filossilicatos, que ocorrem de maneira subordinada e com grão extremamente fino (< 0,15 mm), foi reconhecido como sericita e muscovita, ocorrendo na forma de lamelas orientadas intercaladas tanto nas bandas de quartzo como nas de carbonato.

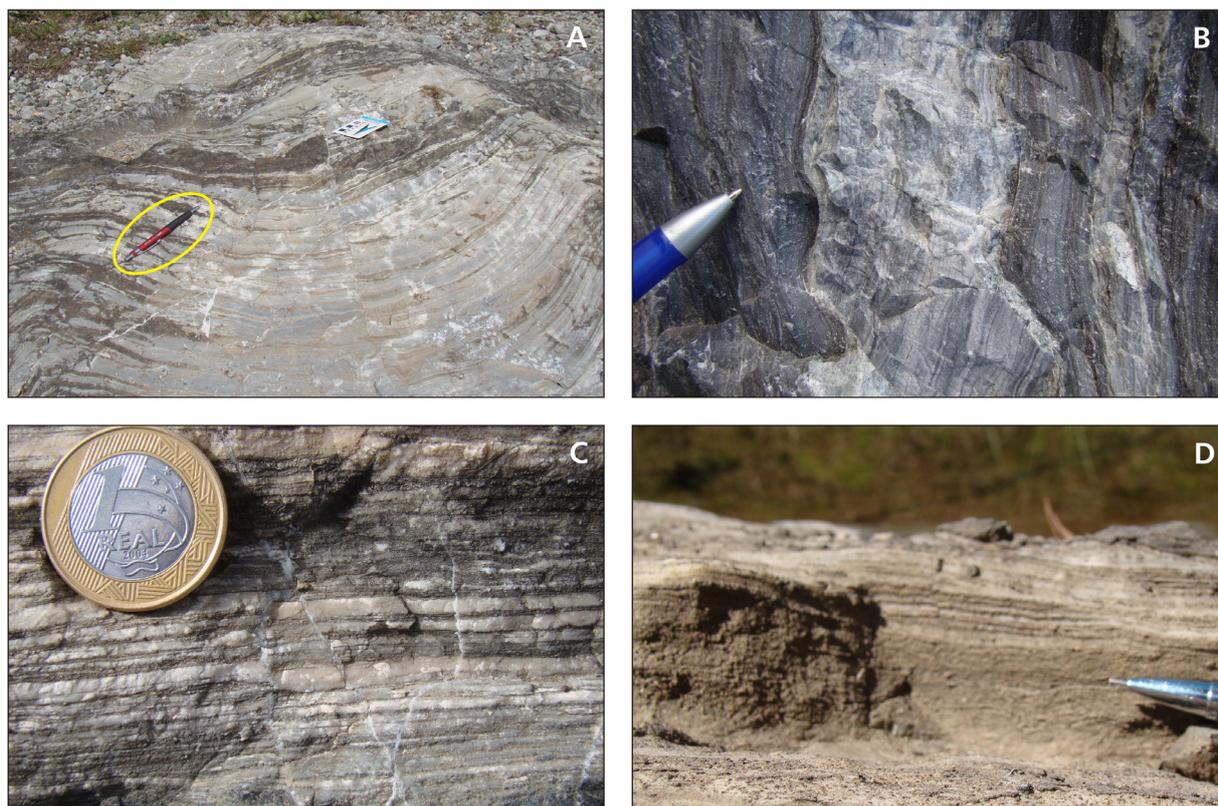


Figura 17 - Detalhe dos mármore do Complexo Porongos. Em D, tapete algálico (?) no topo da imagem, em vista lateral. Em A, lapiseira como escala.

Os opacos apresentam desde formas euédricas, quadráticas de grão fino ( $< 0,2$  mm), que formam níveis; até por vezes com aspecto pulverulento ou fibroso, disseminados na rocha.

### 3.2.1.1.2. Quartzitos (NP2pdq)

Os quartzitos afloram especialmente nos flancos da área de exposição do Complexo Porongos, sendo facilmente identificados em imagens de satélite e fotografias aéreas onde se expressam como faixas contínuas de tonalidades claras, na forma de cristas, que constituem excelentes níveis-guia para a

interpretação da evolução estrutural do complexo na área (Figura 18).

Em afloramento são reconhecidos dois grupos, um de quartzitos puros e outro de quartzitos impuros.

Os do primeiro grupo caracterizam-se pela coloração esbranquiçada, aspecto maciço ou algo foliado, granulação média a fina, e composição a quartzo e, subordinadamente, muscovita. Ao microscópio, a textura dominante é granoblástica poligonal a interlobada inequigranular fina a média (0,2 a 0,6 mm). A textura lepidoblástica é subordinada, marcada pela orientação de muscovita e biotita. Também apresen-

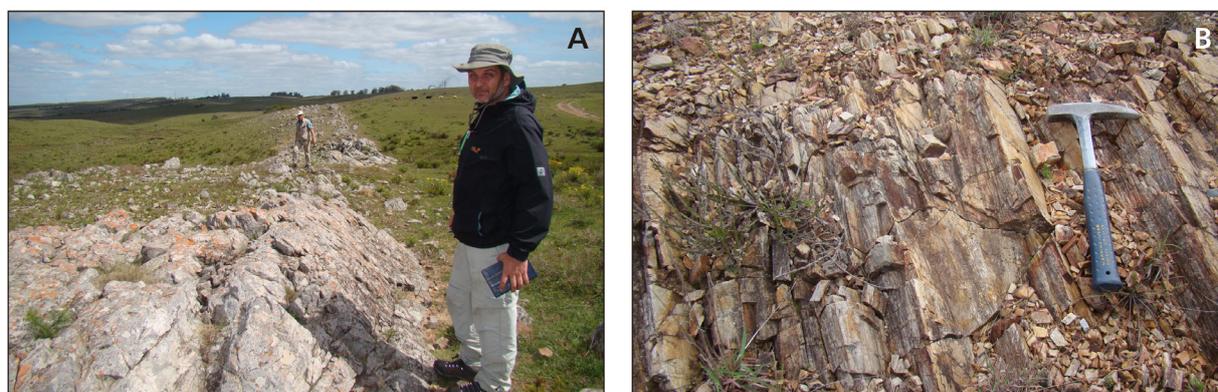


Figura 18 - Complexo Porongos (quartzitos): (A) crista de quartzito puro intercalado em quartzitos impuros e metapelitos, no flanco oeste da estrutura, na unidade paraderivada quartzítica; e (B) detalhe da foto anterior.

ta textura tipo *ribbon*, caracterizada pelo estiramento dos grãos de quartzo.

Os quartzitos impuros apresentam coloração esbranquiçada a amarelo-rosada, avermelhada quando intemperizados, granulação média a fina, sendo constituídos por quartzo, plagioclásio e

muscovita e contendo turmalina, granada e zircão como acessórios (Figura 19). Petrograficamente, os litótipos que integram essa unidade podem ser classificados como quartzitos, muscovita quartzitos, turmalina-plagioclásio-muscovita quartzitos e granada-muscovita quartzitos.

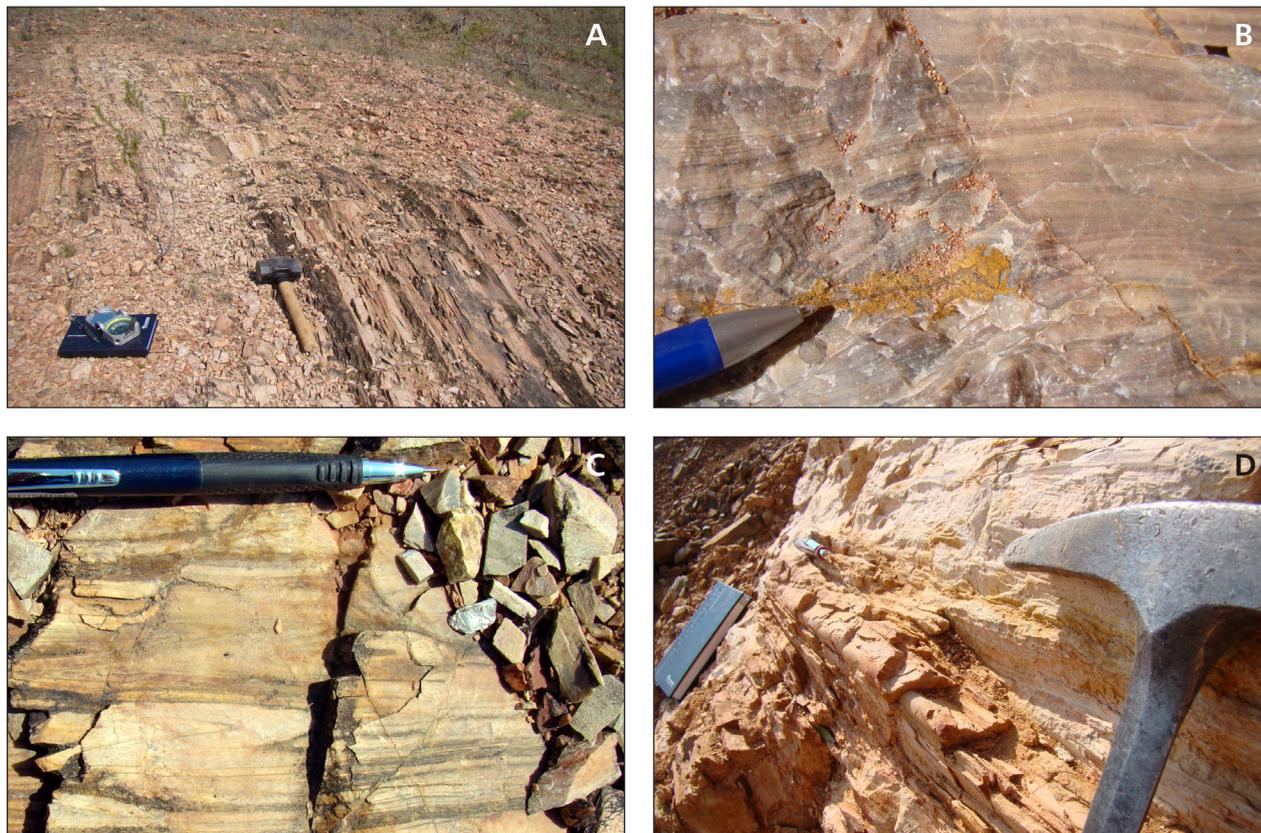


Figura 19 - Complexo Porongos (quartzitos): (A) vista geral de afloramento de quartzitos impuros às margens da BR-293, intercalando níveis centimétricos de metapelitos; e (B, C, D) detalhes da clivagem de crenulação e do bandamento transposto (foliações  $S_1/S_2$  proeminentes) nos quartzitos. Em (C) dobra parasita em Z.

### 3.2.1.2. Unidade Ortoderivada Máfico-Ultramáfica (NP2μpo)

Esta unidade constitui uma pequena área de exposição (<300 m<sup>2</sup>) de serpentinito que se intercala com xistos magnesianos e mica xistos, aflorante no extremo nordeste da Folha Passo São Diogo, num corte da margem norte da BR-293, com continuidade para a Folha Hulha Negra onde foi inicialmente descrita por Camozzato e Lopes (2012).

O serpentinito apresenta alguns metros de espessura, é estruturalmente concordante com a xistosidade regional dos metapelitos e está intemperizado, com coloração marrom-escuro que grada para tons esverdeados a verde-amarelados.

Possui estrutura foliada, caracterizada por *pods* estirados de serpentinito maciço que são envolvidos por serpentina orientada, constituindo uma xistosidade em domínios. Em lâmina delgada mostram textura mesh com pseudomorfos quadráticos de

minerais máficos transformados para um agregado maciço de serpentina do tipo antigorita. A estrutura é foliada a bandada (incipiente e descontínua) com orientação de cristais prismáticos alongados de talco e porfiroclastos de serpentina, envolvidos por filmes de magnetita dominantes. A estrutura bandada incipiente ( $S_1$ ) está dobrada e transposta gerando uma clivagem de crenulação  $S_2$  dominante, redobrada suavemente por uma  $S_3$ .

### 3.2.2. Metagranito Candioteinha (NP3γcd)

Corpos de metagranitos alcalinos a peralcalinos ocorrem nos flancos da estrutura regional que caracteriza o Complexo Porongos na região de Candiota, na área de dominância dos quartzitos. Esses corpos, com dimensões variadas, geometrias tabulares e lenticulares e graus variados de milonitização, foram individualizados no mapa geológico sempre que possível na escala de apresentação dos levantamentos (Figura 14).

As primeiras descrições de gnaisses graníticos alcalinos a peralcalinos associados com as litologias paraderivadas do Complexo Porongos foram realizadas na Antiforme Capané, na extremidade norte do cinturão que caracteriza o cinturão metavulcanosedimentar neoproterozoico. Os riebeckita gnaisses daquela região foram inicialmente caracterizados por Camozzato e Marques (1977) e detalhados por Hartmann e Jost (1980), sendo interpretados à época como derivados de metarcóseos.

Camozzato et al. (1994) reconhecem novamente gnaisses sienograníticos fortemente deformados, de natureza alcalina a peralcalina e com mineralogia à base de piroxênio e anfibólio sódico, cerca de 130 km para sul-sudoeste da Antiforme Capané. Nestas exposições na região de Candiota, os gnaisses alcalinos intercalados nos quartzitos e metapelitos do Complexo Porongos passaram a ser interpretados como derivados de protólitos ígneos.

Os estudos nos gnaisses da Antiforme Capané foram retomados por Marques et al. (1998a), que denominaram tais rochas como Gnaisses Capané e os interpretaram como derivados de protólitos ígneos, tal como na região de Candiota, associando o magmatismo com um evento extensional anterior ou concomitante à geração da bacia do Complexo

Porongos. Zvirtes (2014) renomeou esses gnaisses como Metagranito Capané e indicou a unidade como representada por pertita granitos miloníticos com texturas variadas, desde fábricas ígneas bem preservadas até foliações miloníticas muito desenvolvidas, paralelas a foliação metamórfica dominante nas rochas hospedeiras.

Os gnaisses da região de Candiota, por sua vez, cuja área de exposição foi ampliada significativamente pelo mapeamento da Folha Passo São Diogo, recebeu a denominação Metagranito Candiota de Camozzato, Philipp e Chemale Jr., (2013).

Os metagranitos têm bons afloramentos nas duas faixas de dominância dos quartzitos na estrutura regional que caracteriza o Complexo Porongos na região de Candiota: (i) faixa leste, nas proximidades e ao sul da Vila Umbus (Unidade Industrial da Votorantim), na BR-293; e ao longo do vale do arroio Candiota e seus tributários, onde pode atingir até 12 km de exposição; e (ii) faixa oeste, nas proximidades da Vila Residencial de Candiota, a leste do Arroio Candiota; nos acessos da Estância da Palma; e no cerro da Palma, no interior da referida propriedade, onde conforma cristas mais estreitas (até < 10 m) do que na outra faixa (Figura 20).

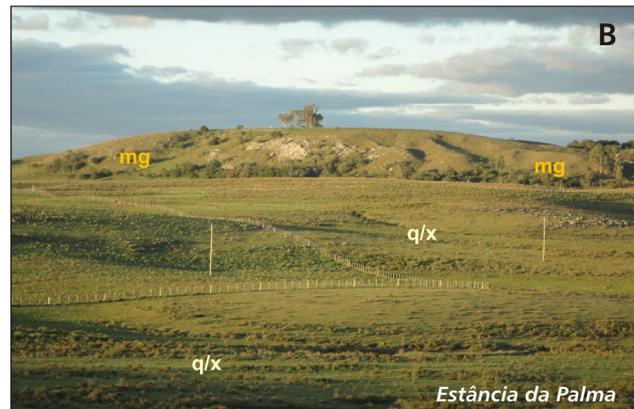


Figura 20 - Metagranito Candiota: (A) em vista para SE, afloramento de protomilonitos e milonitos no arroio Candiota, na extremidade sul do flanco leste da área de exposição do Complexo Porongos; e (B) vista regional para ESE dos metagranitos no Cerro da Palma, área elevada no interior da Estância da Palma, na extremidade norte do flanco oeste da área de exposição (mg = metagranito; e q/x = quartzitos e xistos).

Os gnaisses (metagranitos) e as supracrustais associadas apresentam-se fortemente milonitizadas, constituindo desde proto- até ultramilonitos. Em faixas de mais baixo strain as supracrustais preservam ainda a foliação metamórfica que foi impressa nas fases precoces de deformação tangencial, mas fortemente transpostas pela foliação milonítica subvertical das fases transcorrentes. Também nessas faixas, as estruturas e texturas das rochas quartzo-feldspáticas alcalinas-peralcalinas milonitizadas estão mais bem preservadas, e o reconhecimento mesoscópico de cristais bem desenvolvidos de feldspatos e máficos com 1 a 5 mm sugerem a proveniência ígneas (Figura 21).

Ao microscópio, essas rochas apresentam textura milonítica a ultramilonítica, com marcante redução do tamanho do grão, formando uma matriz de grão fino (<0,35 mm), de composição quartzo-feldspática, com cristais prismáticos alongados de arfvedsonita-riebeckita em arranjo nematoblástico.

O quartzo está fitado, formando bandas irregulares de grãos diminutos com contatos difusos e bordas serrilhadas, indicativas da recristalização dinâmica. O zircão é abundante e bem desenvolvido (<0,5 mm) na matriz.

Os porfiroclastos são de piroxênio (aegerina), ocorrendo em menor proporção os de feldspatos.

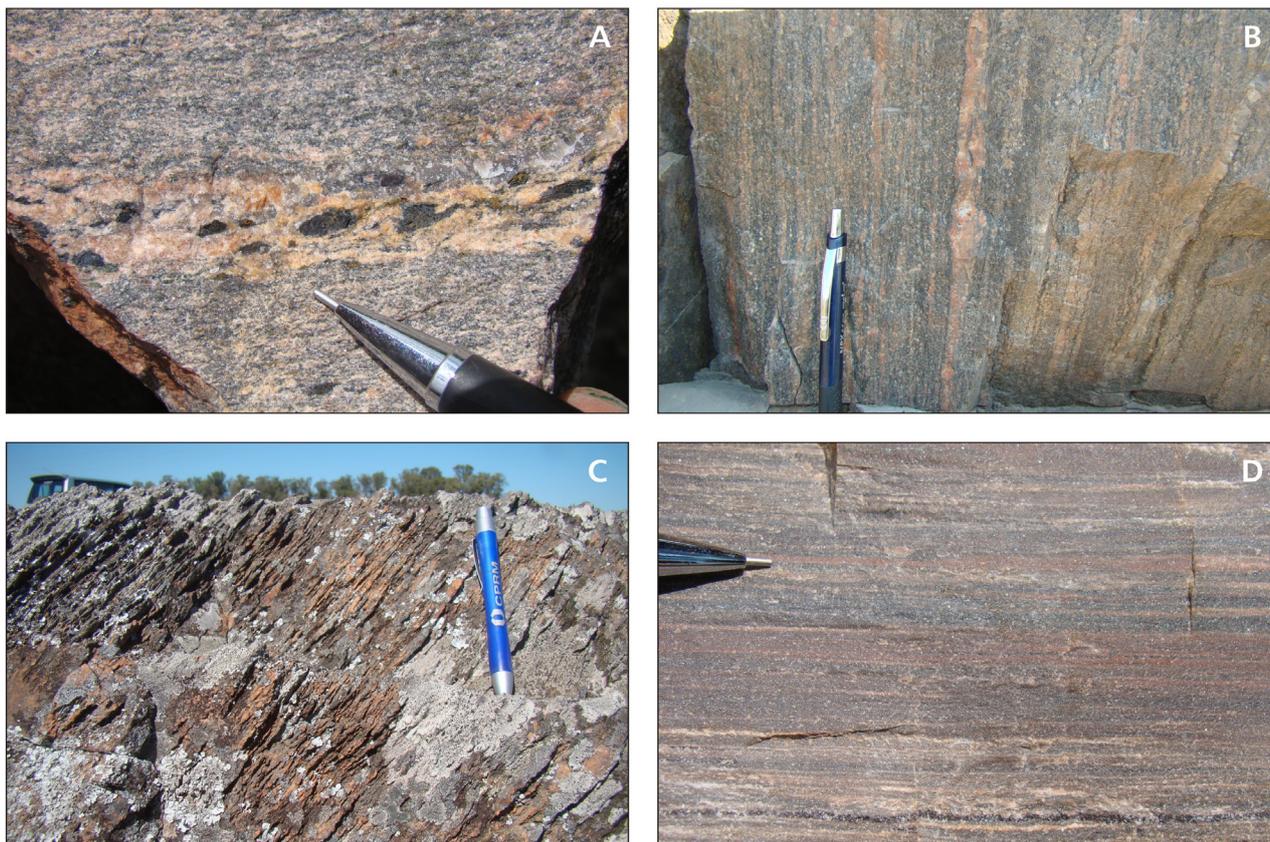


Figura 21 - Metagranito Candiotinha: (A, B, C, D) aspecto em afloramento dos proto- a ultramilonitos do Metagranito Candiotinha; atentar para os porfiroclastos de piroxênios (aegirina) na Foto A.

A aegirina ocorre como cristais alongados, com bordos arredondados e margeados por uma fina franja de arfvedsonita-riebeckita acicular. A oxidação é marcante, com o desenvolvimento de margens de opacos nos bordos e segundo os planos de clivagem, podendo ocorrer substituição parcial da aegirina por opacos.

Os porfiroclastos de feldspatos são elipsoidais a arredondados e tendem a desaparecer com a passagem de milonitos para ultramilonitos. A recristalização do feldspato e da aegirina sugere que o desenvolvimento da foliação milonítica atingiu condições mínimas de grau médio, entre a fácies anfífolito inferior a médio (500°-650°C), equivalente ao grau metamórfico das rochas metassedimentares encaixantes.

A foliação milonítica no metagranito é concordante com as foliações  $S_1$  e  $S_2$  das rochas encaixantes e é definida por um bandamento fino (1-3 mm), contínuo e regular, marcado pela alternância de níveis ricos em porfiroclastos de até 5 mm de K-feldspato do tipo pertita e clinopiroxênio sódico, e níveis ricos em uma matriz de composição quartzo-feldspática com textura granoblástica inequigranular interlobada fina (~0,2 mm). A foliação milonítica varia principalmente em  $N10^{\circ}-40^{\circ}E$ , localmente NW, com mergulhos entre  $30^{\circ}$  e  $80^{\circ}$  tanto para WNW, como para ESSE. A rocha pode mostrar uma lineação bem desenvolvida devida ao arranjo dos minerais máficos, concordante

com a das litologias encaixantes, com mergulhos de baixo ângulo, normalmente menores do que  $15^{\circ}$ , tanto para SSW como para NNE.

As características deformacionais dos metagranitoides alcalinos, relativamente às litologias encaixantes, parecem indicar um evento intrusivo concomitante à evolução da bacia de sedimentação, o que parece revelar um evento extensional do tipo *rifte*, precursor da bacia Porongos.

### 3.3. BACIA CAMAQUÃ

A Bacia Camaquã tem seu registro geológico composto por rochas sedimentares e vulcânicas aflorantes sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense que, segundo Almeida (1969), representariam o Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana, sem feições indicativas de metamorfismo regional, porém intensamente deformadas.

Como característica evolutiva da Bacia Camaquã, a deposição de sedimentos clásticos é alternada com atividades vulcânicas e vulcanoclásticas que predominam na porção basal de cada unidade estratigráfica. A unidade de maior hierarquia, conforme Paim, Lopes e Chemale Jr. (1995) e Paim, Chemale Jr. e Lopes (2000) é denominada de Alosupergrupo Camaquã, o qual é subdividido em cinco unidades (alogramas) limitadas entre si por discordâncias an-

gulares. Estas unidades são referidas, da base para o topo, como alogrupos Maricá, Bom Jardim, Cerro do Bugio, Santa Bárbara e Guaritas. Conforme esses autores, os três últimos alogrupos subdividem-se em aloformações que são limitadas entre si por discordâncias erosivas e superfícies de afogamento, cujas gênese estão vinculadas a eventos tectônicos que afetaram a bacia.

Na proposta de Fragoso-Cesar et al. (2003) os depósitos sedimentares da bacia foram reunidos no Supergrupo Camaquã e as unidades maiores denominadas, da base para o topo, como Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Suíte Rodeio Velho, todas separadas por discordâncias regionais.

Neste trabalho aplica-se a divisão de grupos como proposta por Paim, Lopes e Chemale Jr. (1995) e Paim, Chemale Jr. e Lopes (2000), porém com a sistemática litoestratigráfica empregada pelos pesquisadores da CPRM. Na Folha Passo São Diogo afloram litologias relacionadas com os membros Mangueirão e Vargas da Formação Arroio dos Nobres, Grupo Bom Jardim da Bacia Camaquã.

### 3.3.1. Grupo Bom Jardim

As principais litologias atualmente atribuídas ao Grupo Bom Jardim foram inicialmente caracterizadas na região de Lavras do Sul e denominadas Andesito Hilário por Robertson (1966), uma unidade vulcânica de natureza intermediária com conglome-

rados associados. A unidade, com diferentes denominações e conteúdos litológicos, evoluiu incorporando a Formação Arroio dos Nobres e parte da Formação Crespos de Ribeiro et al. (1966), formações Vargas e Hilário de Ribeiro e Fantinel (1978), Formação Cerro dos Martins de Santos et al. (1978), Sequência Vulcano-Sedimentar II (membros Hilário, Vargas e Mangueirão) de Leites et al. (1990) e Alogrupos Bom Jardim de Paim, Chemale Jr. e Lopes (2000).

Atualmente, o Grupo Bom Jardim inclui os membros Vargas e Mangueirão de Ribeiro et al. (1966) e a Formação Hilário de Ribeiro & Fantinel (1978). Paim, Chemale Jr. e Wildner (2014), com base nos dados geocronológicos disponíveis para andesitos e lamprófios espessartíticos da unidade, estimam que a deposição do Grupo Bom Jardim tenha ocorrido no Ediacarano, entre  $593 \pm 6$  Ma e  $580 \pm 3,6$  Ma.

### 3.3.2. Formação Arroio dos Nobres (NP3an)

Esta unidade, aflorante no nordeste da Folha Passo São Diogo, é constituída essencialmente por conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos, siltitos e argilitos, cuja distribuição é apresentada na Figura 22. Usualmente relaciona-se a sucessão de camadas de ruditos proximais (essencialmente conglomerados e arenitos) ao Membro Vargas; enquanto os siltitos, argilitos e arenitos compondo camadas tabulares (turbiditos distais) são vinculados ao Membro Mangueirão.

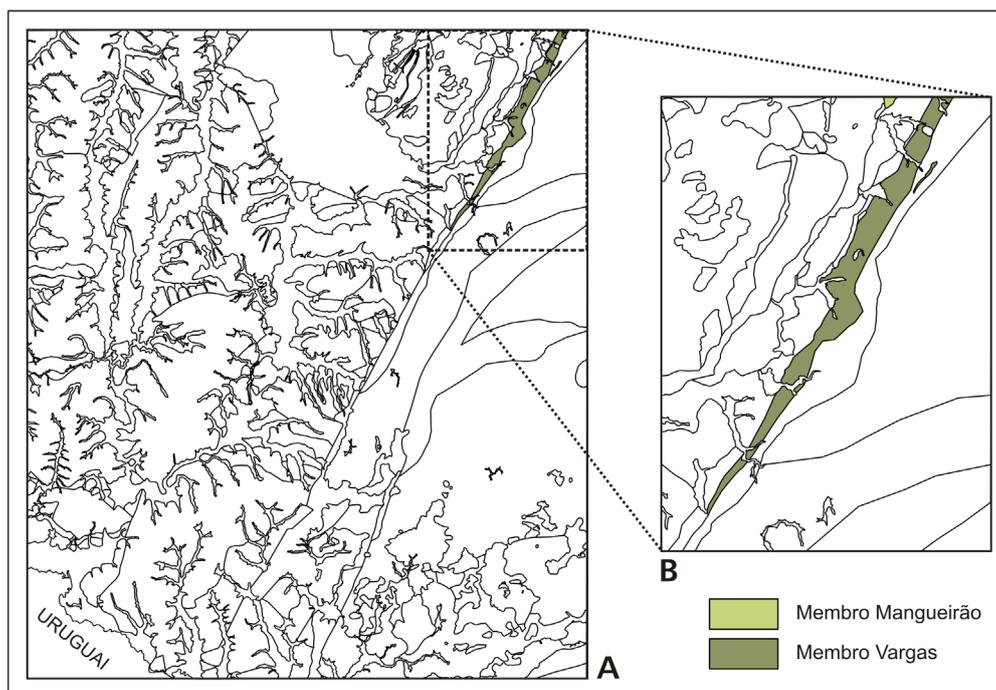


Figura 22 - (A) Localização da área de exposição da Formação Arroio dos Nobres (membros Vargas e Mangueirão) na Folha Passo São Diogo; e (B) ampliação da área tracejada em A para melhor visualização da distribuição das unidades.

### 3.3.2.1. Membro Mangueirão (NP3anm)

As litologias desta unidade ocorrem em uma pequena área na divisa com a Folha Hulha Negra, no nordeste da Folha Passo São Diogo (Figura 22), e são caracterizadas pelas camadas tabulares que intercalam arenitos, siltitos, argilitos e conglomerados de grânulos, com espessuras individuais variando entre 1 cm e 20 cm. Os arenitos são arcoseanos finos, micáceos, de coloração amarronada e exibem

geometria tabular e formas lenticulares em camadas amalgamadas com estruturas sedimentares como laminação plano-paralela e estratificação cruzada tangencial e cruzada cavalgante. Os pelitos possuem cor bordô, são maciços ou com laminação plano paralela. As intercalações de camadas tabulares são interpretadas como depósitos de correntes de turbidez, com as sequências TB e TD/E, representando as fácies subaquosas distais dos depósitos de leques deltaicos (Figura 23).



Figura 23 - Afloramentos do Membro Mangueirão às margens da BR-293, no nordeste da Folha Passo São Diogo. Em (A) contato tectônico entre os granitoides do Batólito Pelotas e turbiditos da unidade, em vista para sul; e em (B) detalhe dos turbiditos da unidade em tomada para sudoeste (mergulho das camadas para NW). O número dos afloramentos está indicado nas fotos.

### 3.3.2.2. Membro Vargas (NP3anv)

Na Folha Passo São Diogo, a unidade aflora como uma faixa estreita e acunhada para sul, preenchendo uma calha tectônica NNE com cerca de 20 km de comprimento e até 1,5 km de largura (Figura 22). O contato pelo leste, com muscovita granitos da Suíte Cordilheira, é tectônico (Figura 24); enquanto ao oeste é recoberto discordantemente por litologias paleozoicas das formações Taciba e Rio Bonito, da Bacia do Paraná.

O Membro Vargas é composto predominantemente por ortoconglomerados de seixos, matações e grânulos arredondados a subarredondados, dominadamente de rochas graníticas, gnaisses, vulcânicas intermediárias, tufos e riolito, enquanto os raros clastos de rochas metassedimentares apresentam-se placóide e angulosos (Figura 25).

As camadas de arenitos são classificadas como arcóseos, com grãos de feldspato e quartzo de granulação muito grossa a média, subarredondados e de esfericidade e seleção moderada a baixa. Quando conglomeráticos, os clastos na fração grânulo e seixo são de rochas graníticas, andesitos, riolitos, tufos e intraclastos de argila (Figura 25).

As camadas são lenticulares, com espessuras variando entre 10 cm e 40 cm, constituindo conjuntos amalgamados que podem atingir até 3 m de espes-

sura. Apresentam acamadamento gradacional normal desde seixos na base até arcóseo grosso/médio no topo e, com menos frequência, acamadamento gradacional inverso. Estratificações cruzadas acanaladas são comuns. Assim como incipiente laminação plano-paralela na fração areia média a fina no topo de algumas camadas. A sedimentação da unidade é interpretada como originada em leques deltaicos, correspondendo à fácies de barras conglomeráticas e arenosas de sistema fluvial entrelaçado.

Nos cortes da estrada de ferro (extremo nordeste da área), afloram conglomerados do Membro Vargas sobrepostos, em contato erosivo, aos siltitos bordô interpretados como pertencentes ao Membro Mangueirão, em exposições não mapeáveis na escala deste projeto. Nessa mesma área também ocorrem conglomerados com matriz arcoseana rósea e que podem estar associados a outras unidades da Bacia do Camaquã (Formação Santa Bárbara?). Estas litologias, bem como pequenas exposições de diamictitos da Formação Taciba sobrepostos aos conglomerados do Membro Vargas, não podem ser representadas em mapa na escala dos levantamentos

No extremo sul da calha é descrita uma ocorrência de cobre (Cu) em arenitos do Membro Vargas (ocorrência Pedras Altas de Ribeiro, 1978), a qual é detalhada no Capítulo 5 (Recursos Minerais) desta nota explicativa.

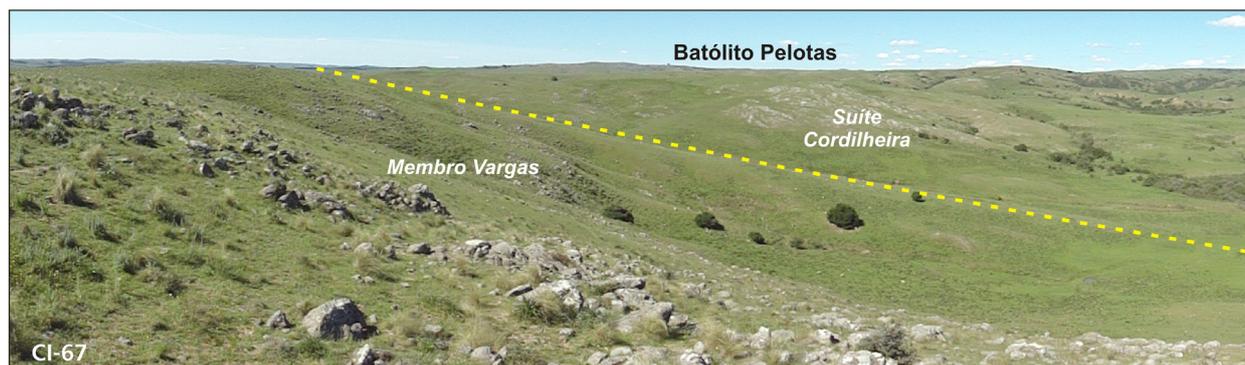


Figura 24 - Aspecto regional do limite entre o Membro Vargas (Bacia Camaquã) e os granitoides do Batólito Pelotas, em vista para sudoeste a partir do afloramento CI-67.



Figura 25 - Formação Arroio dos Nobres (Membro Vargas) em (A-B) vista geral e detalhe das litologias do afloramento CI-46a; e (C-D) vista geral e detalhe das litologias do afloramento CI-47.

### 3.4. BATÓLITO PELOTAS

O Batólito Pelotas (FRAGOSO-CESAR et al., 1986), porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, apresenta disposição alongada segundo NE-SW, com cerca de 450 km de extensão e até 120 km de largura, sendo constituído por suítes e complexos graníticos de natureza cálcico-alcalina alto-K a, subordinadamente, alcalina metaluminosa a alcalina-potássica saturada, com colocação entre 650 Ma e 550 Ma (e.g. Philipp et al., 2002 e Philipp e Machado, 2005). Apesar da ocorrência de rochas básicas a intermediárias, os dados isotópicos indicam que os granitoides foram gerados essencialmente pelo retrabalhamento de uma crosta paleoproterozoica (2,3 – 2,0 Ga).

No batólito, composto por injeções magmáticas múltiplas com evolução e alojamento no Ciclo Brasileiro que podem englobar septos metamórficos do embasamento de natureza orto e paraderivada, são individualizados, entre outros, o Complexo Pinheiro Machado e as Suítes Dom Feliciano, Viamão, Herval, Jaguarão Chico, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Piquiri. Estas unidades, cujo posicionamento foi fortemente influenciado por extensas zonas de cisalhamento de direção NE-SW, são reconhecidas com base em aspectos estruturais, relações de campo, dados petrográficos e num grande acervo de resultados de análises geocronológicas.

O limite oeste do Batólito Pelotas, com o Terreno Tijucas, se faz pela Zona de Cisalhamento

Transcorrente Dorsal de Canguçu – ZCTDC, enquanto no leste o domínio é recoberto pelos sedimentos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Uma parcela do Batólito Pelotas, a do Bloco Encruzilhada do Sul, está posicionada para oeste da ZCTDC e tem por limite oeste o Sistema de Falhas Passo do Marinheiro que apresenta, diferentemente da Dorsal (conforme

FERNANDES et al., 1993), movimento dextral e deformação rúptil predominante.

Na Figura 26 é apresentada a distribuição das unidades do Batólito Pelotas individualizadas na Folha Passo São Diogo, incluindo a Suíte Jaguarão Chico, uma nova unidade granítica reconhecida no presente levantamento.

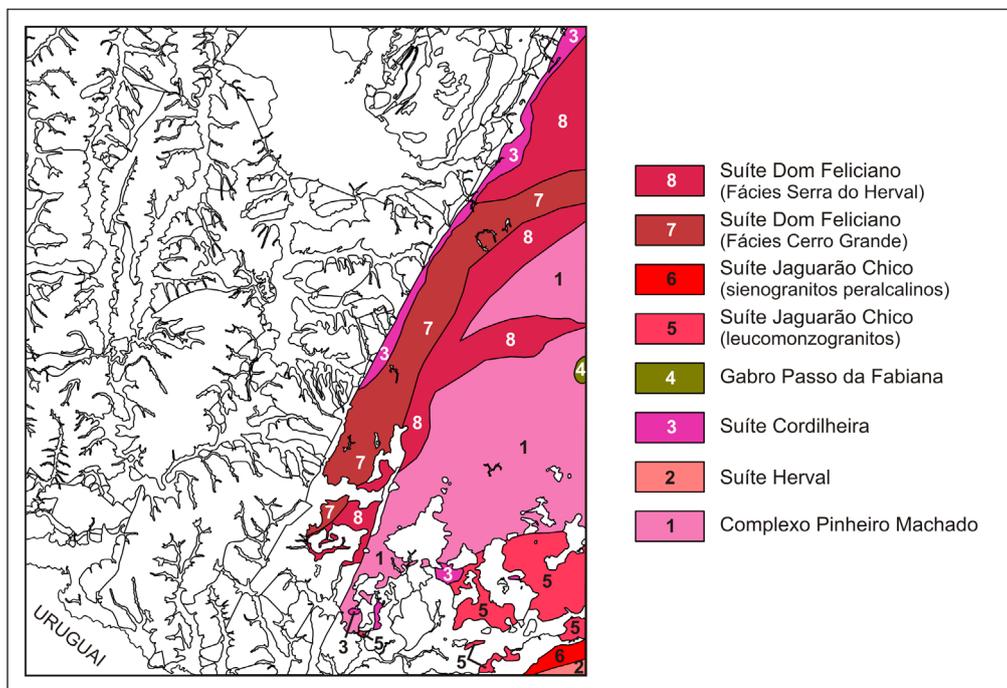


Figura 26 - Distribuição das unidades do Batólito Pelotas na Folha Passo São Diogo.

### 3.4.1. Complexo Pinheiro Machado (NP2pi)

As litologias do Complexo Pinheiro Machado afloram na porção centro-leste da Folha Passo São Diogo. Segundo Philipp, Nardi e Bitencourt (2000) representam os granitoides mais precoces da região leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, com registros de um evento deformacional de baixo ângulo (D1) que não é identificado nos demais segmentos plutônicos do batólito.

Os granitoides dessa unidade têm composição granodiorítica a monzogranítica, com termos tonalíticos, dioríticos e quartzo-dioríticos subordinados. A coloração é geralmente cinza com textura equigranular hipidiomórfica média a grossa. O plagioclásio é bem formado, de cor branca; o quartzo tem formas amebóides; e o feldspato potássico, de ocorrência subordinada, é intersticial. O mineral máfico frequente é a biotita, em geral idiomórfica, ocorrendo subordinadamente a hornblenda. Os minerais acessórios são zircão, allanita, apatita, titanita e opacos. Em áreas restritas, esses granitoides apresentam textura inequigranular grossa com megacristais tabulares de feldspato potássico (Figura 27).

Corresponde a uma série expandida de granitoides, associada com abundância de xenólitos de rochas metamórficas, com transformações texturais

e estruturais impostas pelo metamorfismo e deformação restritas às zonas de cisalhamento dúctil. A ocorrência de mistura heterogênea de magmas nos granitoides desta suíte é indicada pela presença de enclaves microgranulares máficos, de composição diorítica, com rara ocorrência de tonalitos. Os enclaves possuem formas arredondadas a subarredondadas, dimensões centimétricas e contatos bem definidos, com limites curvos a lobados. A textura equigranular hipidiomórfica fina a média é caracterizada pela presença de cristais prismáticos, euédricos a subédricos de plagioclásio e hornblenda, com ocorrência subordinada de biotita. Os principais minerais acessórios são apatita, titanita e opacos.

Os granitoides desta unidade se diferenciam dos granitoides das demais unidades graníticas pela ampla variação composicional e pelo conjunto de estruturas primárias e secundárias que apresentam. Em zonas de baixa intensidade de deformação apresentam bandamento de fluxo ígneo irregular e descontínuo marcado por *schlieren* de biotita. A ocorrência de áreas bandadas está associada à presença de xenólitos de ortognaisses, anfíbolitos e paragnaisses, onde podem ser observados vários estágios de assimilação.

A transformação metamórfica associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento D1 caracteriza-se pela ampla recristalização do quartzo

para mosaicos granoblásticos; do feldspato potássico para agregados granoblásticos inequigranulares, com a formação de subgrãos e neocristalização local de plagioclásio; e da biotita para agregados finos de biotita, muscovita, titanita e opacos.

As texturas e paragêneses metamórficas associadas com essas zonas ocorrem em condições equivalentes às da fácies anfibolito inferior. As estruturas magmáticas e tectônicas da fase  $D_1$  são afetadas pelas zonas de cisalhamento subverticais ( $D_2$ ), que

ocasionam o dobramento da foliação de baixo ângulo e das lineações associadas. Microestruturas associadas ao evento deformacional mais jovem incluem recristalização parcial do quartzo para agregados granoblásticos inequigranulares, acompanhados por intenso fraturamento e encurvamento das maclas dos feldspatos. Sobre os cristais de feldspatos é comum a ocorrência de mica branca de granulação fina; e de epidoto e carbonato, com recristalização parcial nas bordas dos porfiroclastos de feldspatos potássicos.



Figura 27 - Complexo Pinheiro Machado: (A, B) aspecto em afloramento dos granitoides foliados do Complexo; e detalhes de (C) porfiroclastos de feldspatos potássicos e schlieren de biotita e (D) enclaves microgranulares máficos deformados.

### 3.4.2. Suíte Herval (NP2yh)

Esta suíte, que ocupa uma área muito pequena no extremo sudeste da Folha Passo São Diogo, agrupa um conjunto de granitoides que ocorrem ao sul do alinhamento estrutural definido entre as localidades de Capão do Leão, Pedro Osório e Cerro Chato, estendendo-se para sudoeste, para a Folha Curral de Pedras e desta para além da fronteira do Rio Grande do Sul com a República Oriental do Uruguai.

À semelhança do Complexo Pinheiro Machado, os granitoides que constituem esta unidade mostram uma variação composicional desde granodioritos a monzogranitos e sienogranitos, aparentemente apresentando um aumento na densidade de enclaves e xenólitos nas proximidades das bordas dos corpos.

Em geral, as litologias graníticas desta suíte afloram na forma de blocos e matacões e mostram grande homogeneidade textural. No interior desses granitoides encontra-se um variado grupo de xenólitos de rochas para- e ortoderivadas, alguns de dimensões decamétricas, e *roof pendants* como os xistos e quartzitos que afloram na região da cidade de Herval. As injeções tabulares de muscovita graníticos miloníticos que ocorrem na unidade são genericamente relacionados com a Suíte Cordilheira.

Em regiões pouco afetadas pela deformação ocorrem estruturas primárias como entelhamento de fenocristais prismáticos de feldspatos alcalinos e texturas equigranular hipidiomórfica a porfírica. Os granitos desta suíte possuem cor cinza-escuro a clara, com uma mineralogia essencial constituída por plagioclásio de cor cinzenta, feldspato potássico su-

bédrico de cor branca a rosada, quartzo amebóide e biotita na forma de lamelas euédricas e intersticiais.

As litologias graníticas desta unidade estão intensamente afetadas por pelo menos três zonas de cisalhamento (ZC) dúctil a rúptil-dúctil subverticais, de direção NE-SW (N70°-80°E) e movimento anti-horário. A ZC Cerro Chato (Figura 28) define o contato norte da Suíte Herval com a Suíte Jaguarão Chico; a

ZC Herval corta a unidade ao meio; enquanto a ZC Ayrosa Galvão constitui o limite sul da suíte, com os granitos Dionísio e Sofia, já no âmbito da Folha Curral de Pedras. A Zona de Cisalhamento Cerro Chato é a única presente nesta folha e coloca em contato e afeta as litologias das suítes Herval e Jaguarão Chico, atingindo principalmente a fácies peralcalina da Suíte Jaguarão Chico.



Figura 28 - (A, B) Litologias da Suíte Herval deformadas pela Zona de Cisalhamento Cerro Chato, que limita a unidade relativamente a Suíte Jaguarão Chico. Os números dos afloramentos estão indicados.

### 3.4.3. Suíte Cordilheira (NP3γco)

Os leucogranitos que se associam a augen gnaisses e rochas metassedimentares ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu foram denominados de Granito Cordilheira por Picada (1963, apud Tessari; Picada, 1966). Outros trabalhos clássicos abrangendo Suíte Cordilheira incluem Picada (1965, 1969 e 1971), Tessari e Giffoni (1970) e Ribeiro (1977).

Os granitos da suíte são leucocráticos, com composição monzo- a granodiorítica, textura equigranular, e uma mineralogia varietal caracterizada pela presença de muscovita e/ou biotita, com as quais se associam turmalina, granada e monazita como acessórios. Os corpos da unidade são caracteristicamente alongados conforme a direção NE-SW, concordantes com as zonas de cisalhamento dúcteis de escala regional, e com composição peraluminosa, cálcico-alcálica alto-K.

Philipp e Camozzato (2009) e Philipp et al. (2013) interpretam as paragêneses com Grt-Crd-Sil-Hc-Bt-Qtz como associadas com temperaturas entre 850°C e 1000°C, sob condições de pressão intermediárias, entre 4 e 9 kbar. Estudos de geotermobarometria por pseudoseção destes autores indicam, para o início das fusões leucograníticas que geraram os corpos graníticos peraluminosos da Suíte Cordilheira, temperaturas entre 750° e 840°C e pressões da ordem de 8 a 9 kbar. Esses dados ca-

racterizam condições de alto grau, compatíveis com aquelas da fácies granulito de ultra alta temperatura (UHT).

Na Folha Passo São Diogo a principal área de ocorrência dessa unidade situa-se na borda oeste do Batólito Pelotas, ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, onde se dispõe como um corpo estreito e alongado segundo a direção NE-SW.

Mesoscopicamente são rochas leucocráticas de coloração esbranquiçada, rósea ou amarelada, com pontuações pretas dadas pela biotita e/ou turmalina e pardo-róseas devidas à presença de granada. São comuns os “reflexos” prateados, localmente esverdeados, em função da presença abundante de muscovita.

Outras ocorrências de muscovita granito e granada-muscovita granito são encontradas no centro-sul da folha, em contato tanto com o Complexo Pinheiro Machado, como com granitoides da Suíte Jaguarão Chico. Nesses locais os leucogranitos apresentam pouca deformação em afloramento e amostras de mão, diferente das injeções sincinemáticas que ocorrem na Suíte Herval ou que caracterizam a faixa que limita o Batólito pelo oeste, na ZC Dorsal de Canguçu. Quimicamente, todos estes corpos apresentam características assemelhadas, com uma composição cálcio-alcálica alto-K, peraluminosa. Conforme o diagrama de Pearce (1984), as litologias da unidade se situam especialmente no campo dos granitos sin-colisionais (Figura 29).

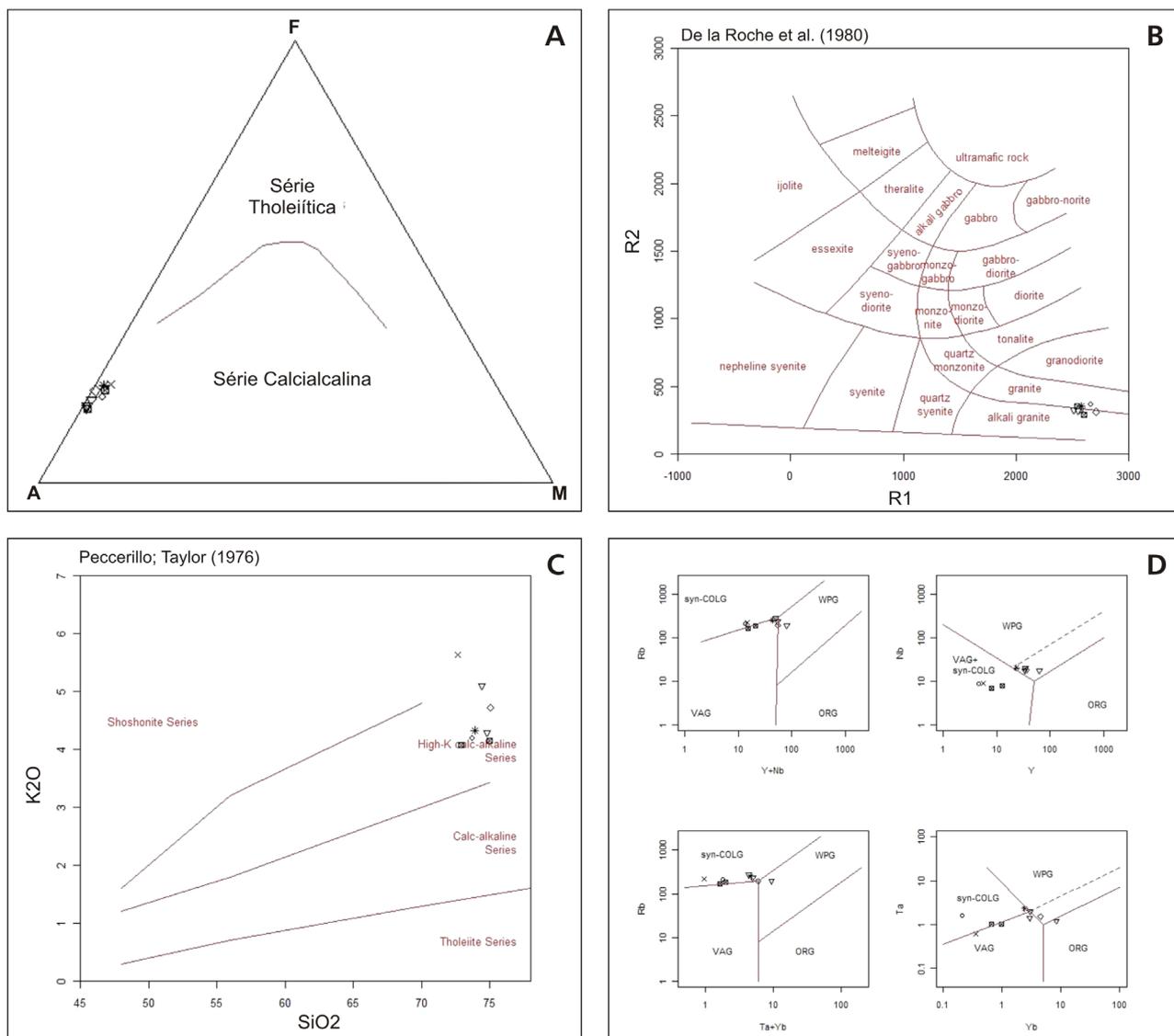


Figura 29 - Diagramas químicos de classificação dos muscovita granitos da Suíte Cordilheira.

### 3.4.4. Gabro Passo da Fabiana (NP3δpf)

Segundo Ramgrab et al. (1994) e Ramgrab, Wildner e Camozzato (1997), o Gabro Passo da Fabiana apresenta, em sua localidade-tipo, uma área de exposição da ordem de 6 km<sup>2</sup>, sendo representado por rochas básicas estratiformes. Predominam os gabros, aos quais subordinadamente se associam olivina gabros, anortositos e troctolitos. Corpos menores desta associação ocorrem alinhados segundo uma direção geral N40°-50°E.

No centro-leste Folha Passo São Diogo ocorre parcela de um pequeno corpo semicircular caracterizado durante o mapeamento da Folha Pedro Osório na escala 1:250.000 (RAMGRAB; WILDNER, 1999), em área de ocorrência do Complexo Pinheiro Machado (Figura 26).

As rochas da unidade são verde-escuras a branco-esverdeadas, isotrópicas ou com bandamento ígneo bem pronunciado, neste caso delineado pela

alternância de níveis milimétricos a centimétricos (até 10 cm), contínuos e plano-paralelos, claros nas porções anortosíticas e escuros nas porções gabróicas. Afloram como megaenclaves em meio às rochas graníticas, em geral se associando com os granitos do Complexo Pinheiro Machado e da Suíte Dom Feliciano, sendo localmente injetados por apófises desses granitos.

Petrograficamente correspondem a hornblenda gabros, troctolitos e, subordinadamente, anortositos. A constituição mineralógica é constante em todos os litótipos, onde predomina plagioclásio (An50-75), hornblenda e diopsídio nos gabros e anortositos; e olivina nos troctolitos. Como acessórios estão presentes a flogopita, opacos (preferencialmente magnetita) e titanita. Os minerais secundários resultam de um metamorfismo incipiente e compreendem actinolita, epidoto (pistacita e zoisita), sericita, carbonatos, clorita e serpentina; esta restrita aos troctolitos.

A textura dominante nos gabros é cumulática reliquiar, com grãos hipidiomórficos de plagioclásio (2 a 5 mm) e espaços intercúmulos ocupados por diopsídio e hornblenda (3 a 0,5 mm) alotriomórficos, com frequentes intercrescimentos simplectíticos na forma de gotículas de piroxênio no interior dos anfibólios, preferencialmente nas suas partes centrais. Muitas vezes os minerais intercúmulos podem englobar parcialmente a totalmente o plagioclásio, caracterizando texturas subofíticas a ofíticas.

Nos troctolitos, além da textura ortocumulática, as olivinas desenvolvem bordas coroníticas concêntricas, contínuas ou não, de piroxênio (diopsídio), hornblenda e, menos frequentemente, flogopita, formadas a partir de grãos centrais de olivina mesh. Ocasionalmente o diopsídio pode apresentar simplectitos com opacos. Essas coronas provavelmente desenvolveram-se durante o resfriamento magmático. Além dessas feições, destacam-se aquelas impostas por um evento metamórfico incipiente, como recristalização parcial nos bordos de alguns plagioclásios e encurvamento e kinks nos planos de macla, franjas e agregados fibrorradiados de actinolita sobre os máficos, serpentização e cloritização das olivinas e epidotização e carbonatação seletiva nos núcleos cálcicos dos plagioclásios.

A descrição petrográfica de duas lâminas delgadas de amostras da unidade, coletadas durante os levantamentos da Folha Passo São Diogo, permitiram a identificação de um hornblenda-quartzo diorito e de um hornblenda diorito porfirítico; ambos com as mesmas características texturais descritas pelos autores acima referidos para os gabros da unidade.

### 3.4.5. Suíte Jaguarão Chico

Sob esta denominação foram individualizados granitoides que se relacionam espacialmente com as litologias vulcânicas da Formação Cerro Chato e com a zona de cisalhamento de mesmo nome, na porção sudeste da Folha Passo São Diogo.

#### 3.4.5.1. Fácies (leuco)Monzogranitos (NP3yj)

Os granitoides de composição predominantemente monzogranítica a granodiorítica, com textura porfirítica a inequigranular, que ocorrem com excelentes exposições nas cabeceiras do Arroio Jaguarão Chico, no sudeste da folha, são aqui referidos como Suíte Jaguarão Chico. Parcela da unidade mostra forma alongada segundo a direção NE-SW, concordante com as das zonas de cisalhamento transcorrente. A distribuição da unidade é apresentada na Figura 26.

Os granitoides se caracterizam por texturas porfiríticas, subordinadamente inequigranulares de granulação grossa, com estrutura primária (magnética) definida pela orientação de forma dos megacristais de feldspato potássico. A disposição espacial da foliação primária tende a ser concordante com as estruturas tectônicas encontradas nas faixas miloníticas (Figura 30). A variação composicional é relativamente restrita, predominando os termos monzograníticos, com raros granodioritos e sienogranitos. Na Figura 31 são plotados sobre diagramas os resultados de análises químicas de amostras da unidade.



Figura 30 - Variações texturais nos monzogranitos da Suíte Jaguarão Chico: (A, B, C, D) granitoides porfiríticos, com orientação magmática de forma dos feldspatos alcalinos. Notar em B e C a variação na formas das faces dos megacristais. Os números dos afloramentos estão indicados.

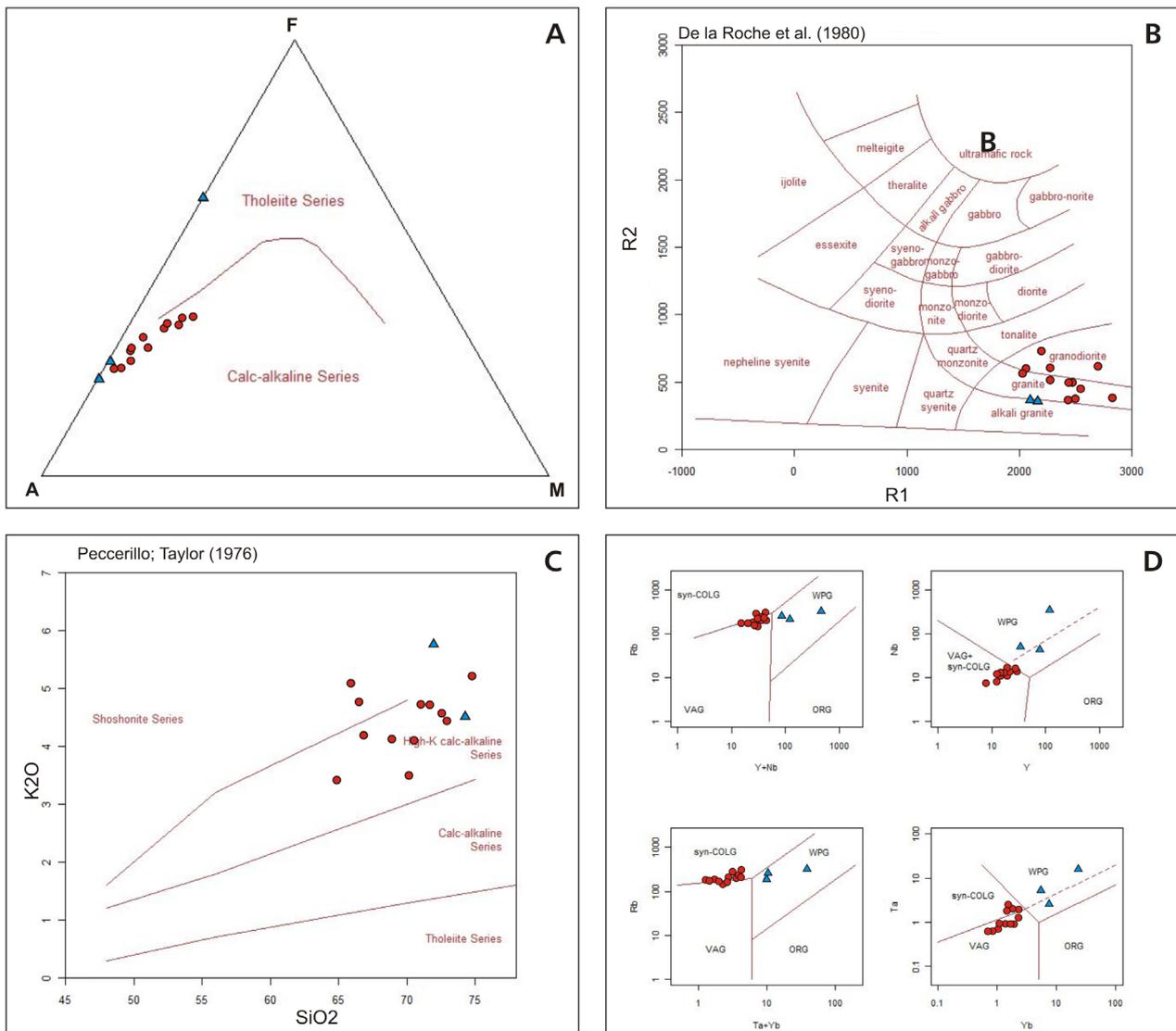


Figura 31 - Diagramas químicos de classificação das litologias da Suíte Jaguarão Chico: círculos vermelhos para a fácies de monzogranitos e triângulos azuis para a fácies alcalina-peralcalina.

### 3.4.5.2. Fácies Alcalina-peralcalina (NP3yjp)

Granitoides amarronados frequentemente alterados e contendo anfibólio sódico ocorrem em uma estreita faixa relacionada com a Zona de Cisalhamento Cerro Chato, no contato com a Suíte Herval, no extremo sudeste da Folha Passo São Diogo. Estas litologias, pertencentes à Suíte Jaguarão Chico, foram individualizadas em mapa como uma fácies alcalina-peralcalina da unidade. A distribuição da unidade é apresentada na Figura 26.

A granulação varia de fina, quando milonitizados, até muito grossa, com aspecto brechóide, quando não afetados pelas zonas de transcorrência. O corpo possui forma alongada e aflora em lageados ou como blocos e matações irregulares, sendo comum o fraturamento intenso e a milonitização (Figura 32).

A mineralogia é à base de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, piroxênio, anfibólio sódico, bio-

tita, zircão, epidoto e clorita. Ao microscópio, mostra-se como uma rocha holocristalina, hipidiomórfica média, formada por feldspato alcalino, quartzo e anfibólio alcalino do tipo riebeckita; e tendo como acessórios principais o zircão (hafnífero no MEV), titanita e eventualmente fluorita.

A textura preponderante é pertítica, permitindo classificar a rocha como um pertita granito. Esses litótipos, embora representem uma unidade de pequena expressão em área, têm significativo interesse geológico por representar o registro inédito de rochas alcalina a peralcalinas na porção sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Granitos peralcalinos semelhantes foram descritos e mapeados por Philipp et al. (1991) e por Orlandi F° et al. (1995) na região de Piratini, onde receberam a denominação Granito Bela Vista.

Na Figura 31 são plotados sobre diagramas os resultados de análises químicas de amostras das duas fácies da Suíte Jaguarão Chico.

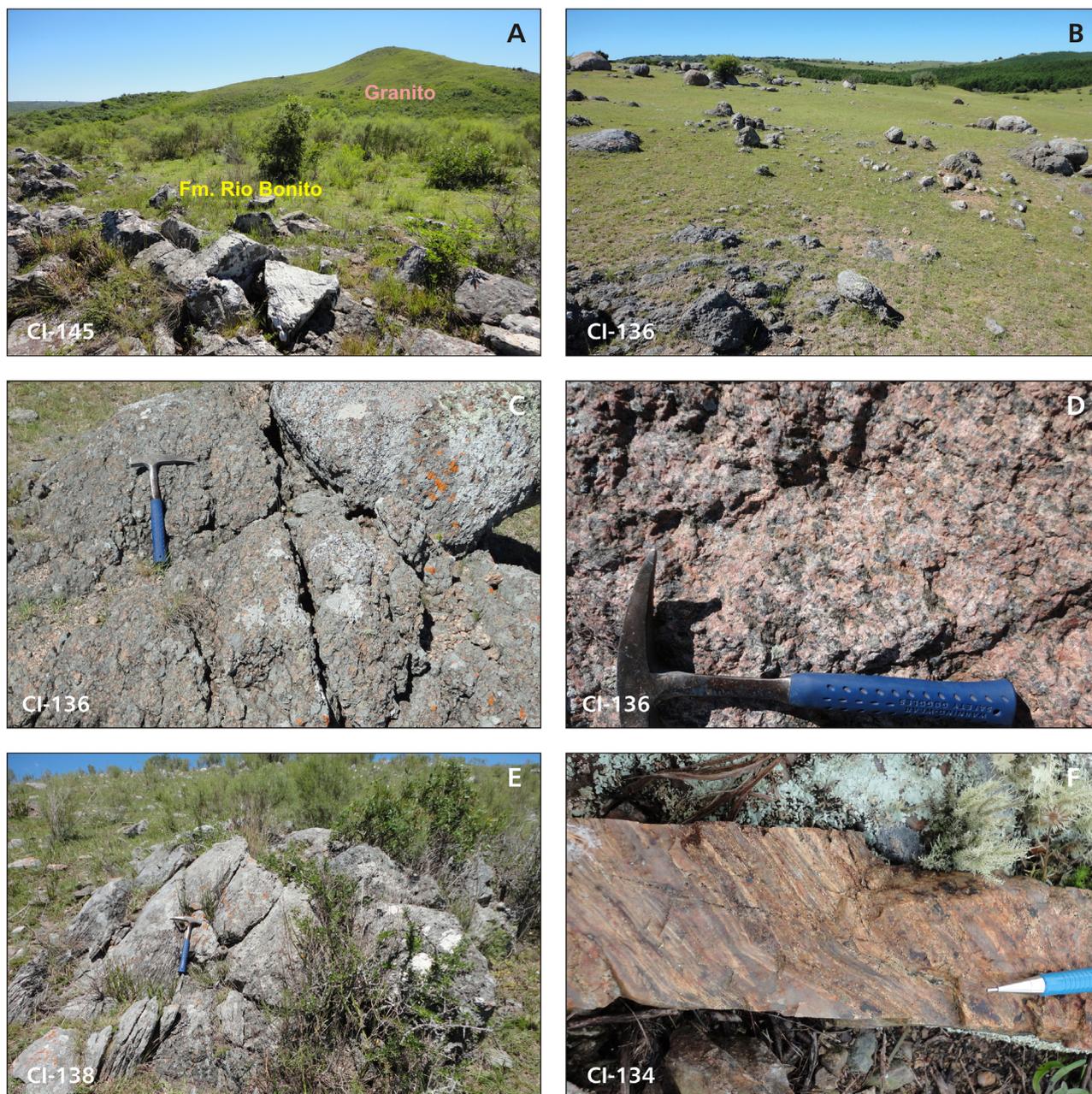


Figura 32 - Fácies alcalina-peralcalina da Suíte Jaguarão Chico: (A) contato por falha entre arenitos da Formação Rio Bonito, em primeiro plano, e riebeckita granitos, no cerro indicado ao fundo; (B, C, D) granito de granulação muito grossa em vista geral e em detalhes; (E, F) aspecto de afloramento e em detalhe de granito alcalino afetado pela ZC Cerro Chato, na região de contato com a Suíte Herval. Os números dos afloramentos estão indicados.

### 3.4.6. Suíte Dom Feliciano (NP3ydf)

Os corpos graníticos pouco ou não deformados do Batólito Pelotas cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas, lineações de cisalhamento e brechações, todas relacionadas à colocação pós-tectônica desses corpos e/ou aos mecanismos de reativação de zonas de cisalhamentos regionais, foram agrupadas por Tessari e Picada (1966) no Complexo Granítico Dom Feliciano.

Fragoso-Cesar et al. (1986), considerando a homogeneidade petrográfica, litoquímica e isotópica existente entre os múltiplos plútons graníticos

dessa unidade, redefiniram o complexo granítico como Suíte Granítica Dom Feliciano. Outros autores caracterizaram granitoides equivalentes em outras unidades, tais como Granitoides da Fase 3 (FRANTZ; REMUS, 1986), Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (HORBACH et al., 1986), Granito Arroio Moinho (UNISINOS, 1985) e Monzogranito Cancelão (ORLANDI F° et al., 1995).

Litotogias similares foram designadas como Granito Pedras Altas (LIMA; ZANINI, 1965), Granito Canguçu (KUCK; VIVIAN, 1971) e Sienogranito Cerro Sandi (ORLANDI F° et al., 1995). Ramgrab, Wildner e Camozzato, 1997, no mapeamento da Folha Porto Alegre (1:250.000) identificaram seis faciologias

distintas que foram incluídas em duas diferentes litofácies: 1) monzogranítica (Arroio Carajá, Cerro Grande e Barão do Triunfo) e 2) sienogranítica (Serra do Erval, Morrinhos e Microgranito).

Na Folha Passo São Diogo a Suíte Dom Feliciano é representada pela Fácies Serra do Erval, constituída por sienogranitos e álcali-feldspato granitos; e pela Fácies Cerro Grande, com monzogranitos.

A unidade apresenta forma alongada na direção NE-SW, situando-se entre o Complexo Pinheiro Machado e a estreita faixa de muscovita leucograni-

tos da Suíte Cordilheira da borda oeste do Batólito Pelotas, na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. A distribuição das fácies é apresentada na Figura 26.

A unidade caracteriza-se por uma grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, sendo rara a presença de enclaves básicos e xenólitos das rochas encaixantes. Os granitos são vermelho-rosados a esbranquiçados, com predomínio de composição monzo- a sienogranítica e a presença característica de cristais subédricos de microclínio e amebóides de quartzo. A plotagem de resultados químicos de rocha é apresentada na Figura 33.

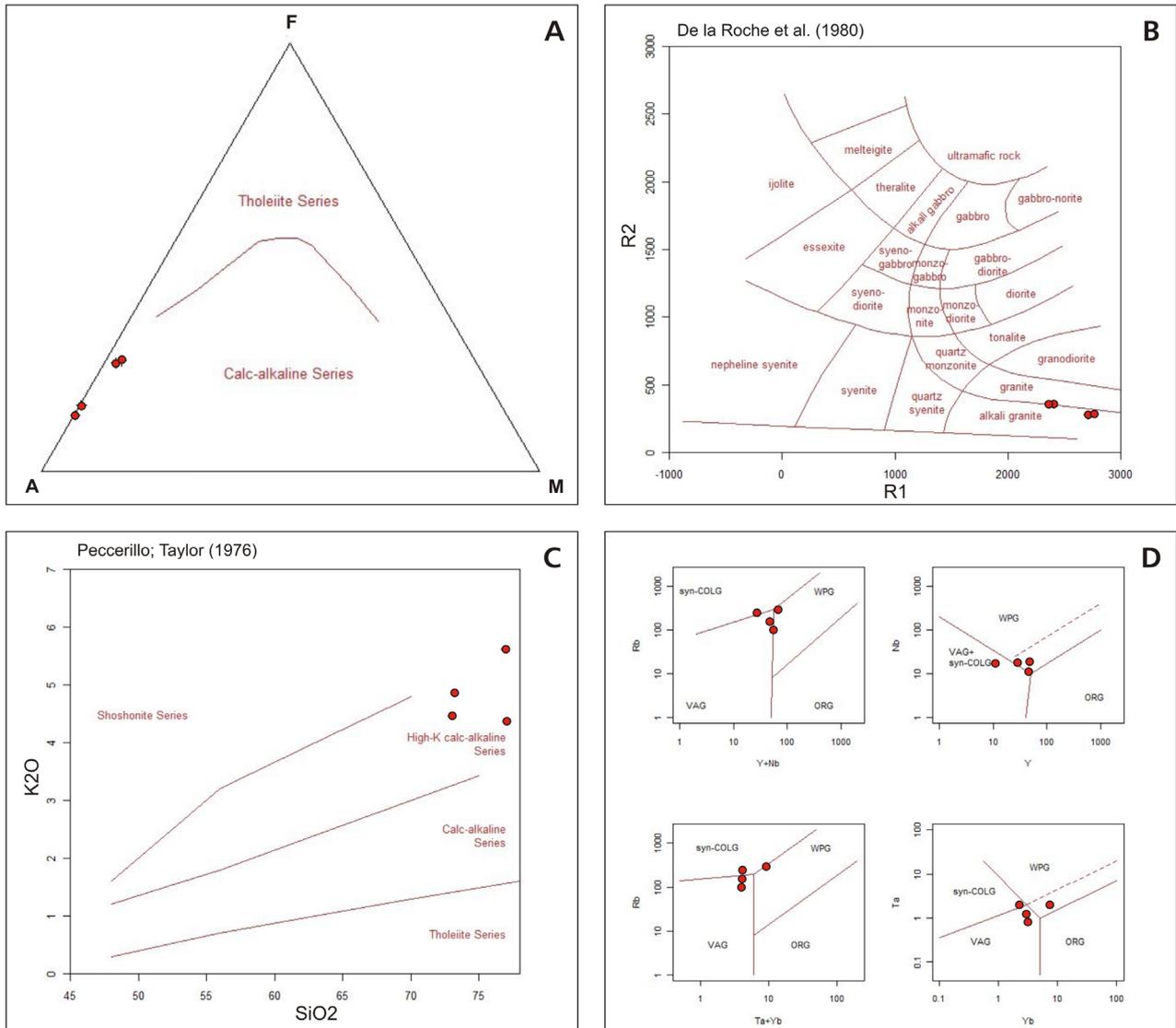


Figura 33 - Diagramas químicos de classificação da Suíte Dom Feliciano na Folha Passo São Diogo.

### 3.4.6.1. Fácies Cerro Grande (NP3ydfc)

Essa unidade granítica constitui um corpo alongado na direção NE-SW, cuja extensão extrapola os limites da área mapeada. Corresponde a litologias de coloração rósea, com tons acinzentados nos termos com maiores proporções de plagioclásio, exibindo

pontuações pretas dadas pela presença da biotita. A granulação varia de fina a grossa com minerais entre 0,1 a 7,0 mm e média em torno dos 3 mm. Em casos menos frequentes os cristais de feldspato potássicos podem apresentar dimensões de até 2 cm. A estrutura da rocha é inequigranular a porfírica, em geral com o feldspato assumindo a condição de fenocristal.

### 3.4.6.2. Fácies Serra do Erval (NP3ydfc)

Esta unidade é representada por uma rocha granítica de coloração vermelha a rósea, de granulação fina a grossa, situada na porção oeste do Batólito Pelotas, numa faixa alongada NE-SW, em contato tanto com os monzogranitos da Fácies Cerro Grande, como com os muscovita leucogranitos da Suíte Cordilheira da Dorsal de Canguçu.

Com composição variando entre sieno- e monzogranitos, a unidade compreende rochas holocristalinas de cor vermelha a rosada, com tonali-

dades variando do claro ao escuro, com pontuações pretas dadas por biotitas (Figura 34). A granulação é média a fina, com variações nas dimensões dos minerais entre 1 e 3 mm. De forma menos frequente os feldspato podem apresentar dimensões de até 7 mm. A rocha mostra uma tendência geral equigranular dos constituintes, com algumas amostras com tendência porfírica determinada pelos feldspatos alcalinos mais desenvolvidos, entre 1 e 2 mm em média acima das dimensões dos demais minerais. Em raras amostras, o plagioclásio pode assumir a condição de fenocristal.

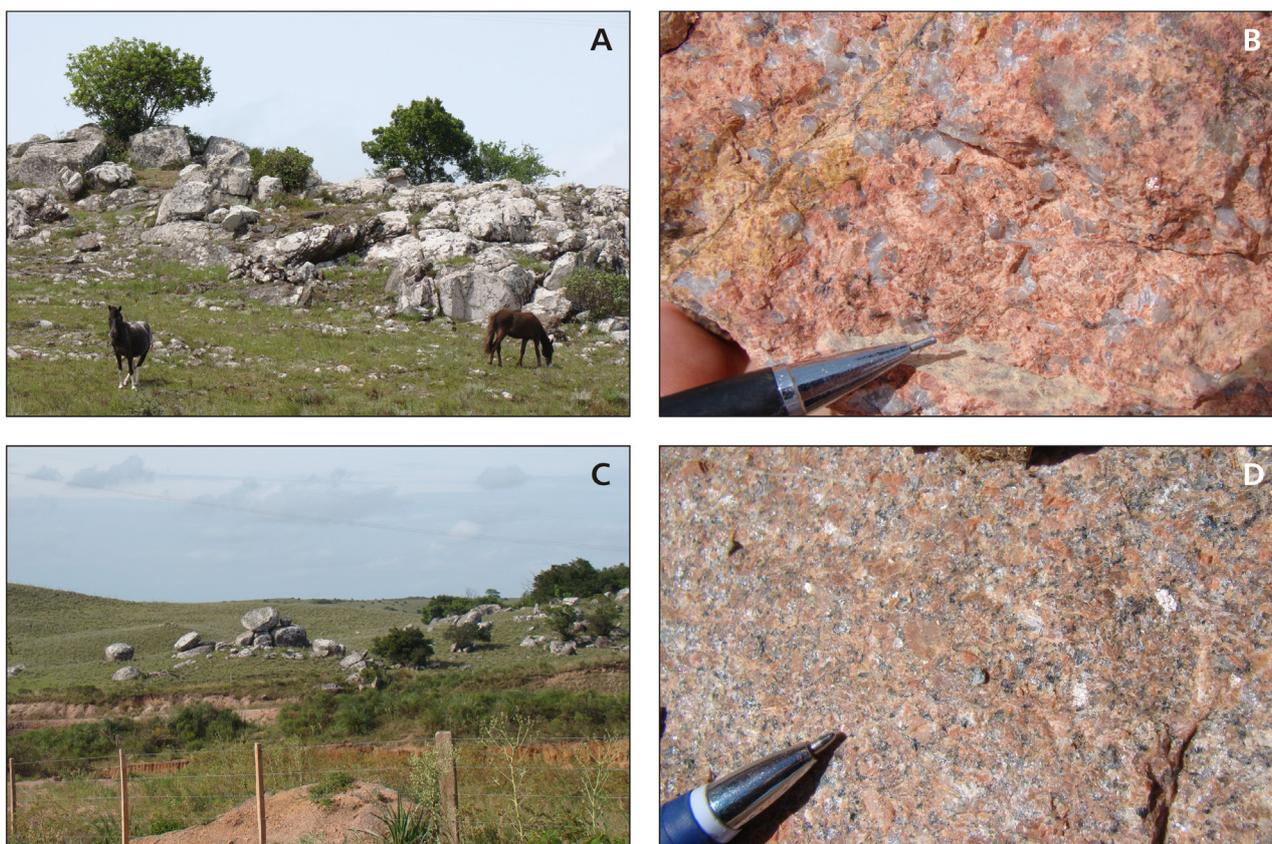


Figura 34 - Suíte Dom Feliciano (Fácies Serra do Erval): (A, C) aspecto de exposição dos sienogranitos; e (B, D) detalhe em amostra de mão das litologias.

### 3.4.7. Riolito Asperezas (NP3ara)

As rochas subvulcânicas na forma de diques ácidos a básicos são amplamente distribuídas e intrudem os diversos granitoides do Batólito Pelotas, aflorando desde o Passo do Centurião, no município de Herval (divisa com o Uruguai); até o município de Butiá, nas proximidades da Região Metropolitana de Porto Alegre, onde são referidas como Riolito Ana Dias.

Os diques configuram cristas na paisagem perfeitamente discerníveis em fotografias-aéreas e constituem enxames de corpos paralelos orientados, na Folha Passo São Diogo, segundo as direções preferenciais NW-SE (330°-350°) e NE-SW (020°-030°) (Figura 35). As rochas são isotrópicas; afaníticas a

microfaneríticas e porfíricas; e têm cores avermelhadas, róseas, marrom-avermelhadas e cinza médio a escuro.

Distribuídos pelo Batólito Pelotas, os enxames de diques são balizados pelas inúmeras falhas transcorrentes que cortam o domínio. Nas proximidades das zonas de transcorrência os diques podem estar flexurados, possivelmente devido à movimentação tardia desses falhamentos. A espessura dos corpos varia desde menos de um metro até dezenas de metros, com extensões que podem alcançar cerca de 4 km. Na Figura 36 são apresentadas feições de campo dessas litologias, tais como relações de contato, estruturas e texturas.

Figueiredo Filho e Salgado (1964) designaram informalmente os diques ácidos de Riolito Asperezas,

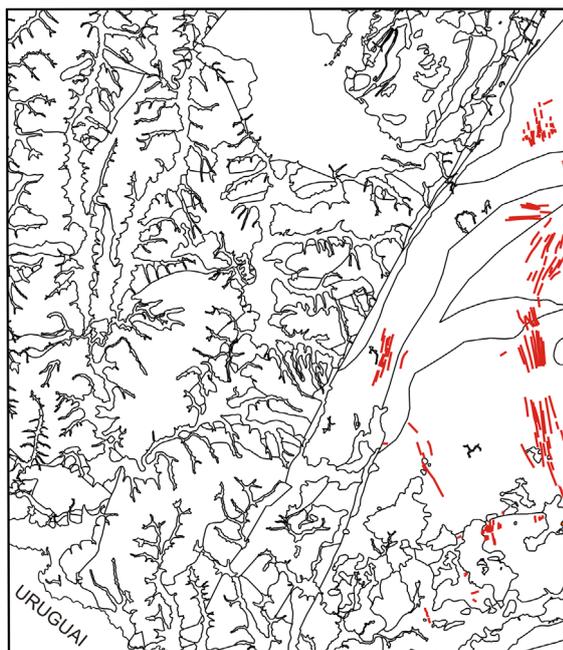


Figura 35 - Distribuição dos diques ácidos Asperezas (traços vermelhos) na Folha Passo São Diogo.

em função de sua ampla distribuição na serra homônima, no município de Pinheiro Machado. Tessari e Giffoni (1970) mantiveram essa denominação, correlacionando-os as litologias neoproterozoicas da Formação Acampamento Velho. Trabalhos mais recentes enfocando as efusivas ácidas e intermediárias do Batólito Pelotas devem-se a Ribeiro (1977), Ribeiro e Fantinel (1978), Soliani Jr. (1986), Fragoso-Cesar et al. (1986), Horbach et al. (1986) e Silva e Ramgrab (1986).

Soliani Jr. (1986) e Fragoso-Cesar et al. (1986) apresentaram idades de  $560 \pm 12$  Ma ( $R0=0,714$ ) para esse evento, relacionando-o às manifestações finais do magmatismo granítico da Suíte Dom Feliciano, correspondente aos granitoides tardi a pós-transcorrência.

Zanon et al (2006) apud Oliveira et al. (2015) referem idades U-Pb em zircões de  $551 \pm 8$  Ma e  $550 \pm 27$  Ma para os diques que ocorrem na região de Piratini e Pinheiro Machado. Oliveira et al. (2015) apresentaram idade de  $581,9 \pm 1,9$  Ma para o riolito Ana Dias e Sommer et al. (2015) apresentam uma idade de  $557 \pm 3$  Ma U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) para rochas vulcânicas da região do Cerro Chato.

Petrograficamente, a unidade compreende riolitos, riodacitos, micro-quartzo monzodioritos e micro-monzogranitos, com feições indicativas de posicionamento subvulcânico. Os riolitos e riodacitos possuem granulação fina a grossa, com texturas holocristalina, hipidiomórfica, poiquilitica, micrográfica, inequigranular porfirítica ou seriada. A primeira predomina, sendo caracterizada pela presença de fenocristais de granulação média a grossa de feldspatos

alcalinos, plagioclásio, quartzo, e subordinadamente biotita, imersos em matriz de granulação muito fina a fina constituída por feldspatos, quartzo, biotita, apatita, opacos e zircão. A mineralogia secundária está representada por muscovita, sericita, epidoto, clorita, opacos e óxidos e hidróxidos de ferro.

A porcentagem de fenocristais varia entre 40-45%, e a quantidade de matriz quartzo-feldspática corresponde a 60-55%. A textura rapakivi foi observada em algumas lâminas, indicando desequilíbrios derivados da mistura de magmas ou de processos de assimilação de rochas menos diferenciadas. Neste caso, referente à assimilação de material mais básico pelo magma ácido.

Nesta associação de rochas hipabissais ocorrem riolitos, como nos afloramentos CI-26 e CI-191, que contêm microcristais de minerais máficos prismáticos com características ópticas (extinção oblíqua e birrefringência verde azulada) de anfibólios alcalinos do tipo riebeckita (Figura 37). No afloramento referido, a rocha é inequigranular com textura porfirítica a glomeroporfirítica, possui granulação muito fina a média, fenocristais de granulação fina a média de ortoclásio, plagioclásio e quartzo imersos em matriz de granulação muito fina, microcristalina, constituída por feldspatos, quartzo, biotita, riebeckita, opacos, apatita, zircão e óxidos e hidróxidos de ferro.

Os fenocristais de ortoclásio algumas vezes ocorrem com textura sieve, indicando condições de desequilíbrio com a matriz. Feições de corrosão/embainhamento nos fenocristais de quartzo e ortoclásio indicam desequilíbrio e reação dos cristais com o líquido magmático, com posterior substituição pelos minerais da matriz. O feldspato alcalino é do tipo micropertítico, identificado como ortoclásio, onde algumas vezes ocorre maclado segundo a lei Carlsbad (Figura 38).

Os quartzo monzodioritos e micro-monzogranitos compreendem rochas inequigranulares, com granulação muito fina a média, com texturas holocristalina, hipidiomórfica, porfirítica a glomeroporfirítica, e micrográfica.

Os fenocristais de quartzo possuem granulação fina a média, em geral apresentam extinção ondulante, são euédricos a anédricos, com feições de corrosão, muitas vezes ocorrem envolvidos por uma borda de minerais micáceos, principalmente biotita, e por opacos. A proporção de fenocristais equivale a 20%, com 80% de matriz.

São constituídos por fenocristais de granulação fina a média de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, imersos em uma matriz de granulação muito fina a fina, contendo plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, biotita, epidoto, alanita, apatita, zircão e opacos. A mineralogia secundária é representada por muscovita, sericita, epidoto, carbonato, argilominerais, opacos e óxidos e hidróxidos de ferro.

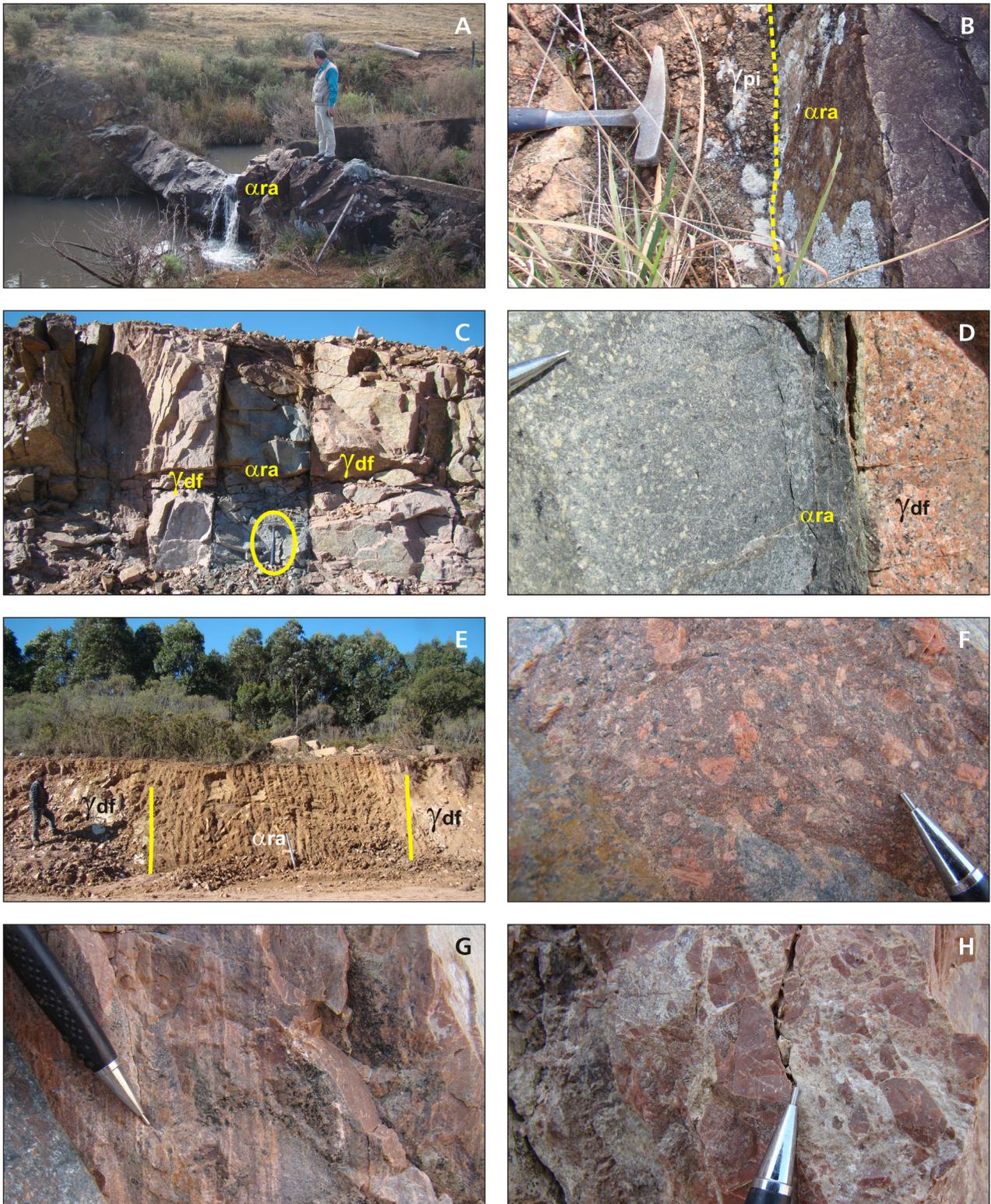


Figura 36 - Riolito Asperezas ( $\alpha_{ra}$ ): (A, B) dique ácido intrusivo em granitoide porfiritico do Complexo Pinheiro Machado ( $\gamma_{pi}$ ) (aspecto geral e detalhe do contato); (C, D) dique de riolito intrusivo em sienogranitos da Suíte Dom Feliciano ( $\gamma_{df}$ ) (aspecto geral e detalhe do contato); em D, atentar para a redução no tamanho dos grãos em direção a borda resfriada do dique ácido; (E, F) dique de riolito porfiritico (com fenocristais anédricos em matriz afanítica) intrusivo em sienogranitos da Suíte Dom Feliciano ( $\gamma_{df}$ ) (aspecto geral e detalhe do contato); (G, H) respectivamente, estrutura de fluxo e autobrechação em diques riolíticos.

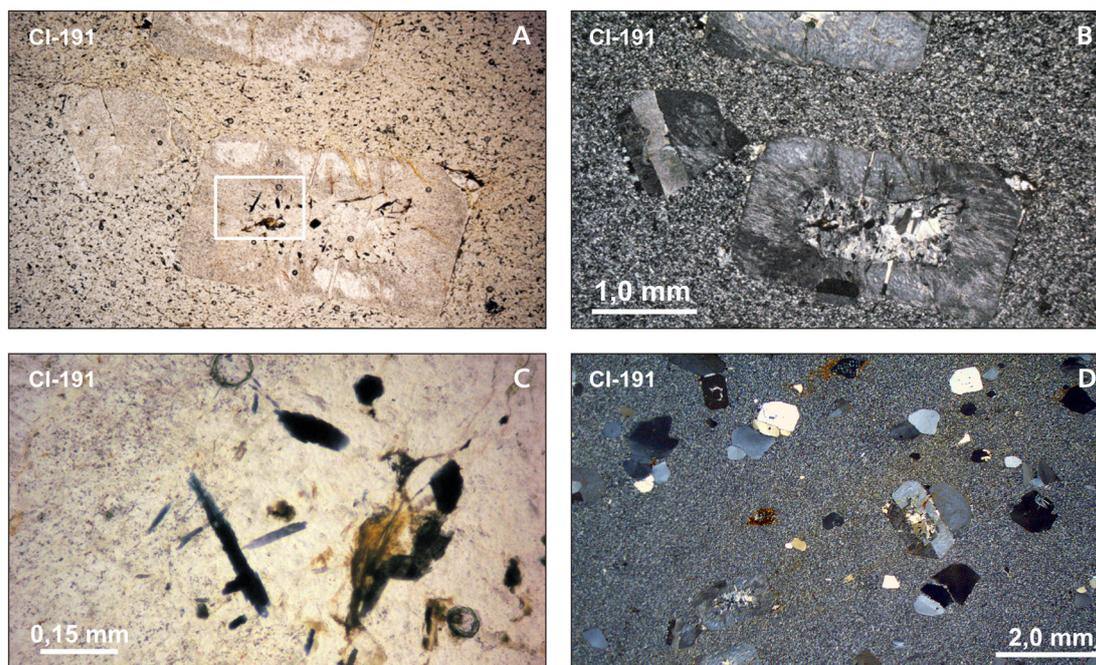


Figura 37 - Fotomicrografias de lâminas delgadas do Riolito Asperezas: (A, B) detalhe dos fenocristais de sanidina corroídos pela matriz (LN/LP); (C) ampliação do quadro marcado em A, com detalhe dos cristais de riebeckita; e (D) vista geral destacando a textura porfírica, com fenocristais de quartzo e feldspatos.

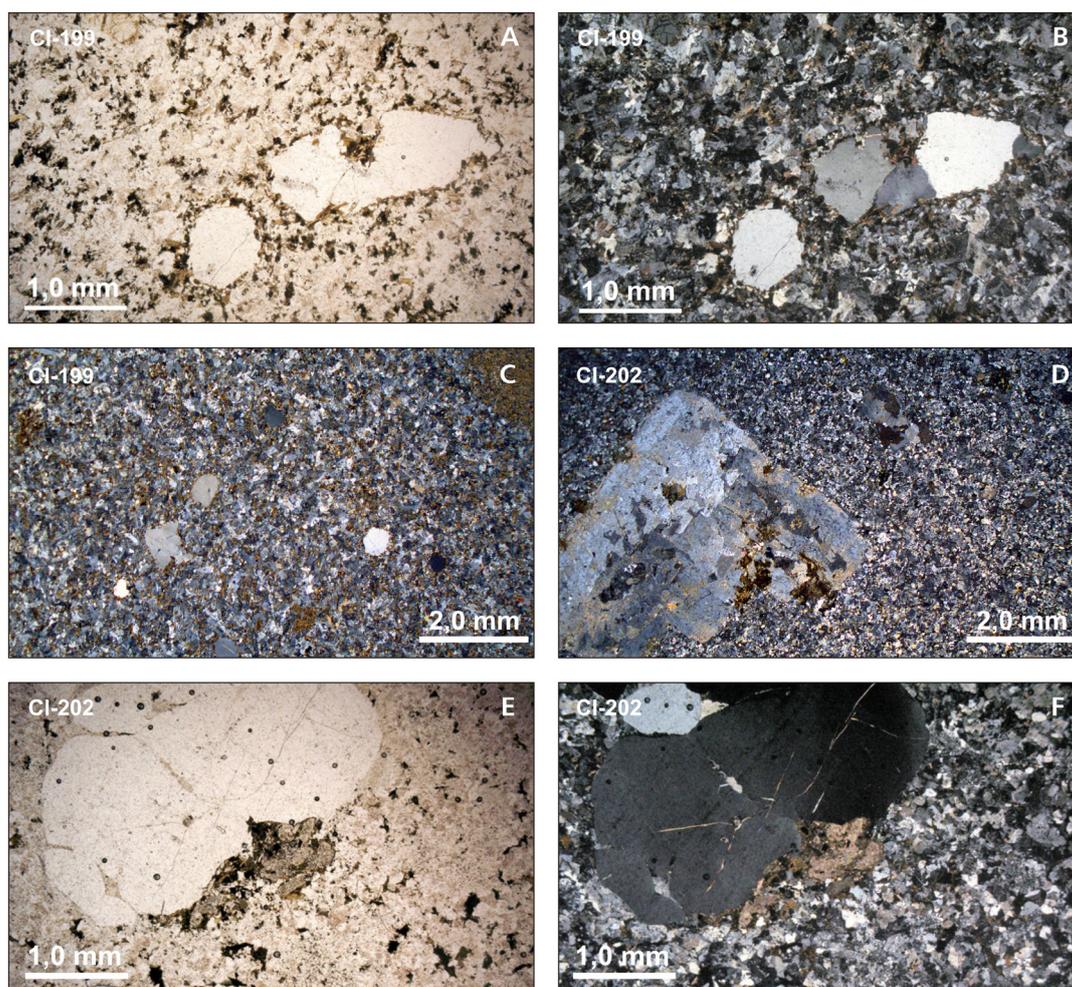


Figura 38 - Fotomicrografias de lâminas delgadas do Riolito Asperezas (A, B) detalhe das bordas reativas marcadas por minerais máficos (biotita?) típicas de misturas magmáticas; (C) vista geral da textura porfírica; (D) vista geral da lâmina com fenocristal de feldspato alcalino corroído; e (E, F) detalhe de fenocristal de quartzo, subédrico, com carbonatos secundários.

Os fenocristais de plagioclásio são euédricos a subédricos, com granulação fina a média, ocorrem zonados, apresentam extinção ondulante, ocorrem muito sericitizados e com incipiente epidotização e muscovitização. Nas bordas dos aglomerados de plagioclásio verifica-se uma maior acumulação de material micáceo microcristalino (biotita e muscovita secundária), associado a óxidos de ferro e minerais

opacos, com menor proporção dos outros constituintes da matriz. Verifica-se a textura micrográfica na matriz, nas bordas de microfeno-cristais de plagioclásio e nas bordas dos feldspatos microcristalinos.

Quimicamente correspondem a riolitos, riocacitos, dacitos, microgranitos e, mais raramente, aplitos e apresentam filiação alcalina (Figura 39 e Figura 40).

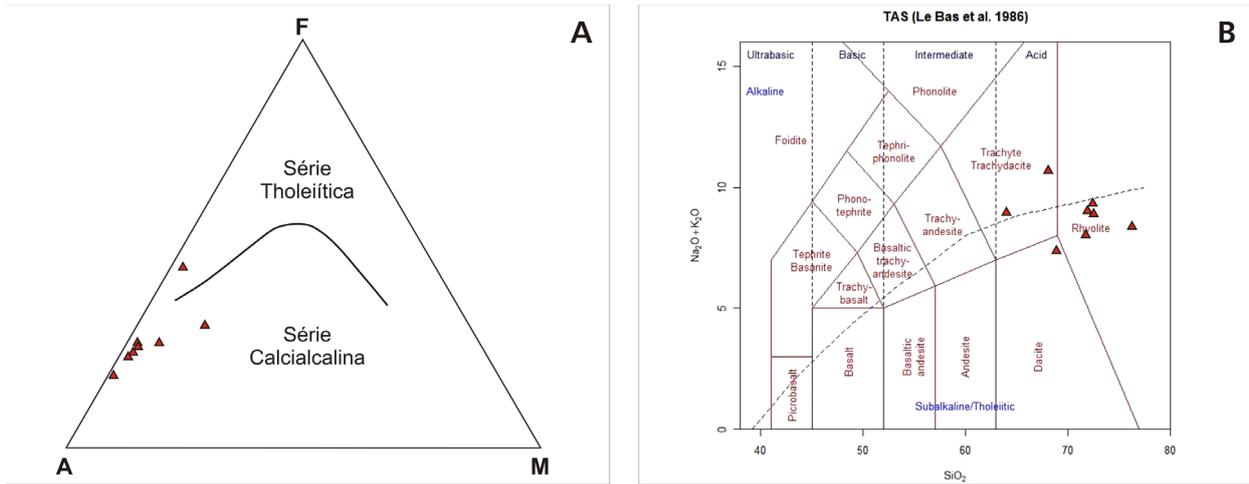


Figura 39 - Diagramas com a classificação química dos diques riolíticos Asperezas.

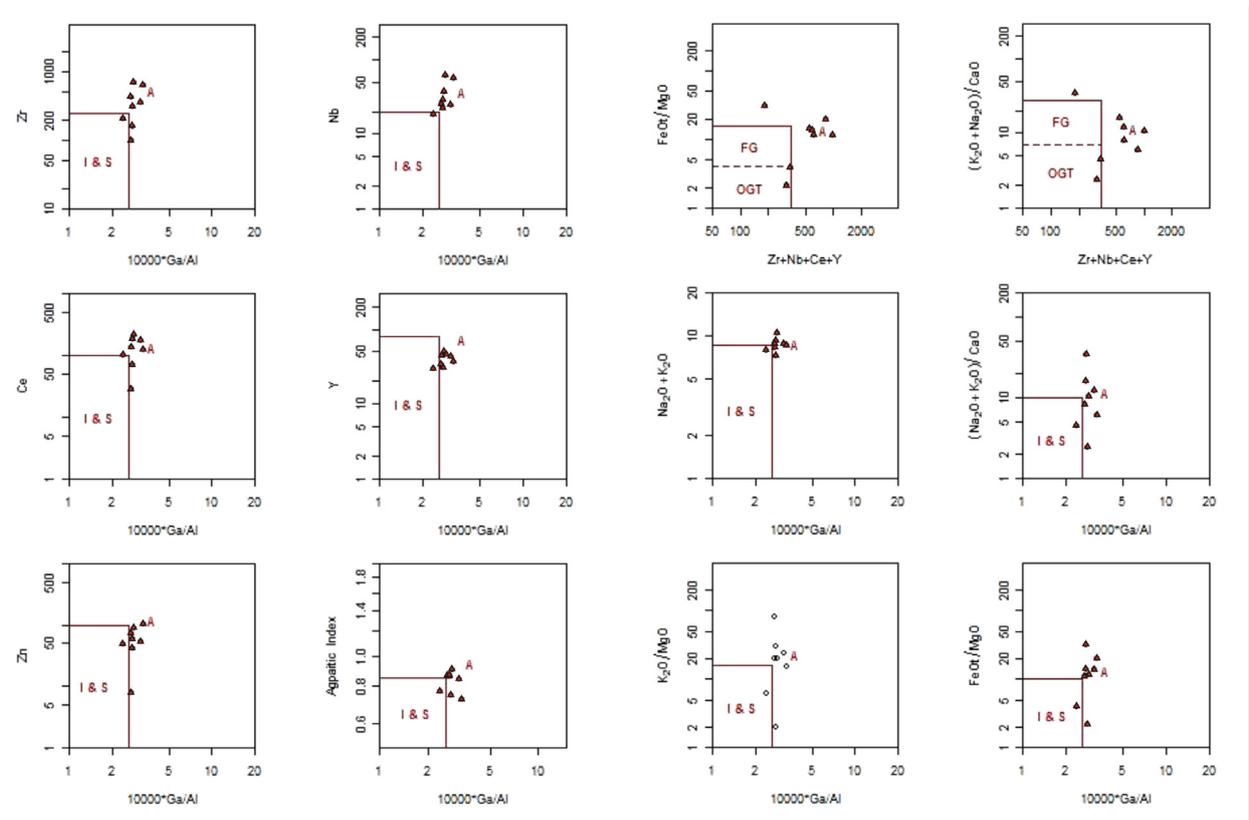


Figura 40 - Diagramas de Wallen et al. (1987) aplicados para os diques riolíticos Asperezas.

### 3.4.8. Formação Cerro Chato (NP3cc)

#### 3.4.8.1. Introdução

Os cerros Chato e Partido constituem duas feições morfológicas destacadas, com altitude de até 400m, situadas na vizinha Folha Pinheiro Machado, a cerca de 5 km para ENE da extremidade sudeste da Folha Passo São Diogo. Distanto aproximadamente 15 km para norte da cidade de Herval, as feições são sustentadas por rochas efusivas e piroclásticas de composição riolítica que foram reconhecidas durante atividades de mapeamento de graduandos de geologia (UFRGS, 1972) e posteriormente descritas, com diferentes ênfases, por diversos autores (e.g., UNISINOS, 1980; LIMA et al., 1983; CALDASSO et al., 1994; ROCHA, 2009; NOLL F°, 2014). As litologias sedimentares que ocorrem associadas com essas es-

truturas apresentam posicionamento estratigráfico duvidoso e são mais adiante discutidas.

Na porção sudeste da Folha Passo São Diogo foram identificadas extensas áreas com a exposição de rochas piroclásticas, especialmente ignimbritos, e efusivas ácidas que constituem a continuidade para oeste e sudoeste das litologias da região dos cerros Chato e Partido. Essas rochas vulcânicas se estendem também para a porção norte da Folha Curral de Pedras e para o território uruguaio.

Nesta nota explicativa, esses registros vulcânicos são agrupados sob a denominação Formação Cerro Chato, unidade estratigráfica que foi dividida no mapa geológico em duas fácies de predominância de litótipos (particulada e coerente), em função da escala de representação dos levantamentos (Figura 41; ver também figuras específicas na Folha Curral de Pedras). Não foram reconhecidas rochas sedimentares associadas com os processos vulcânicos na área de mapeamento.

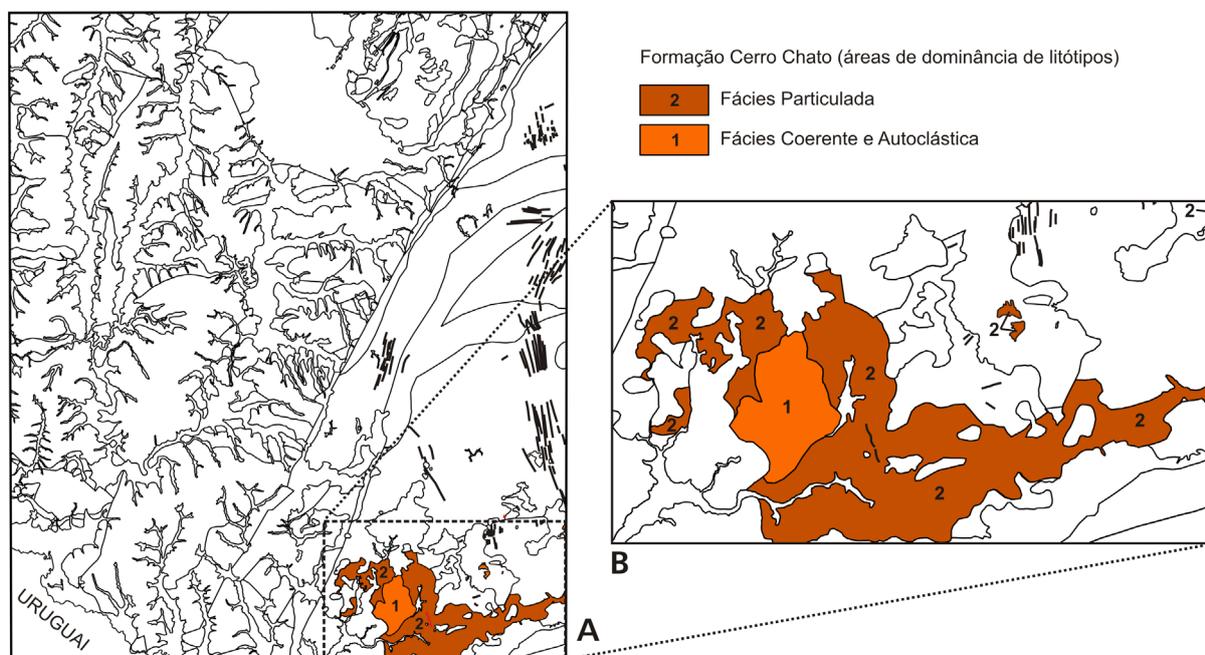


Figura 41 - Área de ocorrência da Formação Cerro Chato na Folha Passo São Diogo.

Sommer et al. (2015) apresentam uma idade U-Pb em zircão (LA-MC-ICP-MS) de  $557 \pm 3$  Ma para as rochas vulcânicas aflorantes no Cerro Chato. Bossi et al. (1993) obtiveram uma idade de  $575 \pm 14$  Ma para riolitos da Formação Sierra de los Rios, unidade do nordeste do Uruguai usualmente correlacionada com as vulcânicas ácidas do Cerro Chato.

As litologias sedimentares aflorantes na região do Cerro Chato ocupam, conforme Lopes e Caldasso (1994), uma calha tectônica descrita como uma braquistinclinal assimétrica com eixo  $N60^\circ E$ , cuja aba sul é limitada por falhas de direção NE-SW. Enquanto as litologias vulcânicas ocupam a porção norte-noroeste da estrutura, rochas sedimentares (conglomerados,

arenitos e pelitos) preenchem a porção central com ângulos de mergulho variando entre  $10^\circ$  e  $30^\circ$ .

Com posicionamento estratigráfico duvidoso, essas rochas sedimentares têm sido correlacionadas com as formações Maricá (CARRARO et al., 1974), Arroio dos Nobres (HORBACH et al., 1986) e Rio Bonito (SANTOS et al., 1989). Ramgrab e Wildner (1999), com base na idade obtida no Uruguai para as vulcânicas ácidas, posicionam as rochas sedimentares do Cerro Chato como cronocorrelatas com a Formação Santa Bárbara.

As rochas vulcânicas se distribuem em uma faixa de direção NE-SW, desde os cerros Chato e Partido, ao norte da cidade de Herval, até o nor-

deste do Uruguai, onde recebem a denominação Formación Sierra de los Ríos (Figura 42). São recobertas por litologias sedimentares da Bacia do Paraná, principalmente da Formação Rio Bonito, em meio

às quais afloram ora como paleorrelevos elevados, ora nas zonas deprimidas resultantes da erosão das litologias paleozoicas.

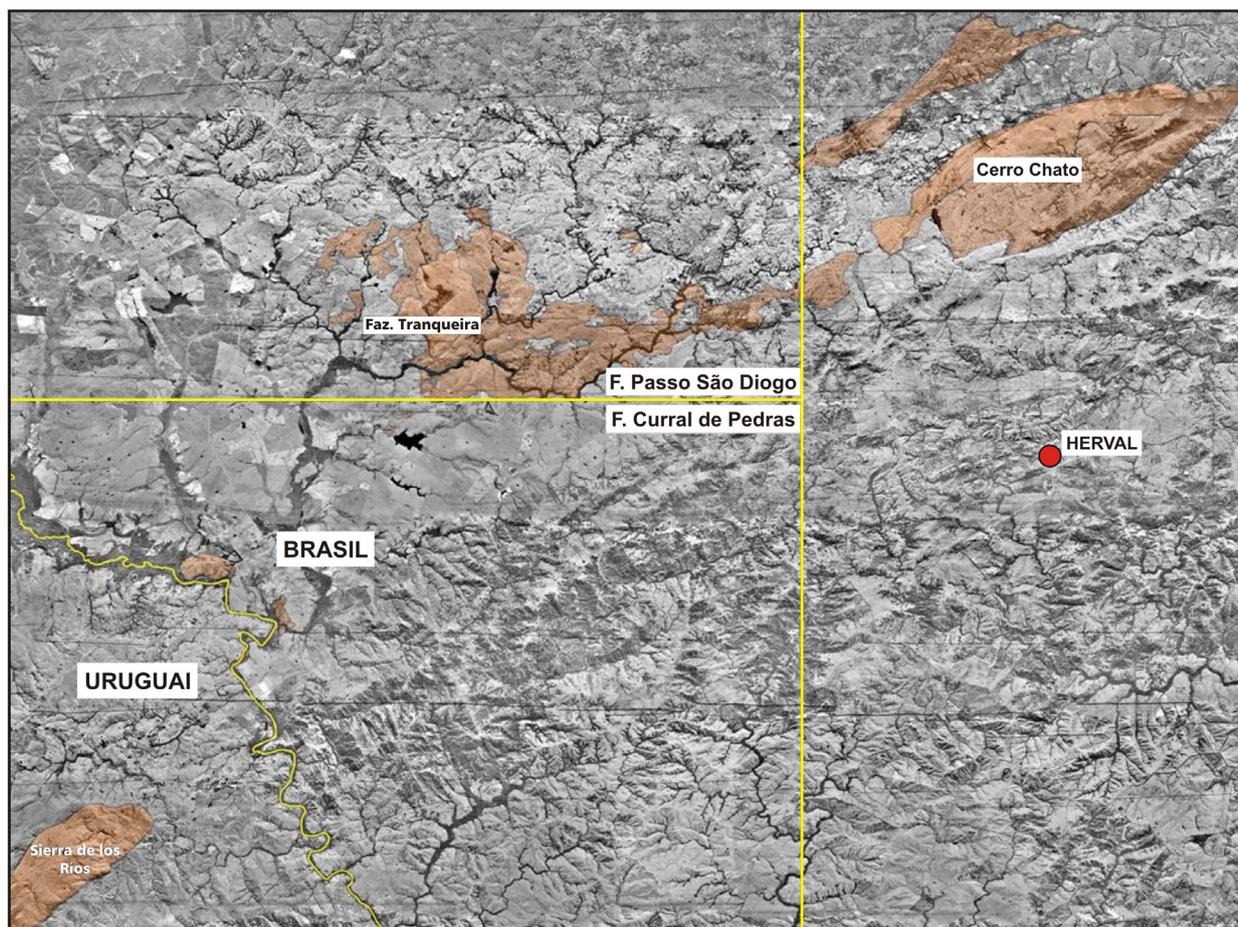


Figura 42 - Distribuição regional da Formação Cerro Chato sobre mosaico de fotos-aéreas. Foi incluída parte da área de exposição da correlata Formação Sierra de los Ríos, no Uruguai.

### 3.4.8.2. Cerro Chato, Fácies Coerente (NP3accv)

Nessa fácies são englobados os depósitos efusivos caracterizados por riolitos róseos a acinzentados, porfiríticos a glomeroporfiríticos, com fenocristais de quartzo e feldspatos alcalinos envolvidos por matriz microcristalina a afanítica de composição quartzo-feldspática predominante.

Essas litologias, que afloram de maneira subordinada em meio aos depósitos particulados, estão expostas predominantemente na região da Fazenda Tranqueira, onde foram reconhecidos um domo riolítico principal e um menor, subsidiário, na lateral oeste do primeiro, interpretados como parcelas de um edifício vulcânico arrasado (Figura 43).

As efusivas das áreas dômicas são contornadas por depósitos piroclásticos (Fácies Particulada) representados, entre outros, por ignimbritos ricos em litoclastos ou cristais, lapilíticos, reomórficos, brechas coignimbríticas e lúpili tufos acrescionali-

rios, depositados sobre um embasamento granítico intemperizado.

As rochas variam de maciças a foliadas, neste caso caracterizando estruturas de fluxo proeminentes, que podem configurar geometrias de dobramento muito variadas. Os riolitos foliados podem desenvolver autobrechas, com geração de fragmentos angulosos, centi- a decimétricos, e textura jigsaw-fit. Os diques riolíticos associados com os riolitos da região da Fazenda Tranqueira podem apresentar feições de desequilíbrio, tais como textura rapakivi (Figura 44).

Ao microscópio (Figura 45), os fenocristais de quartzo são normalmente euédricos, facetados, têm menos de 5 mm e apresentam feições de reabsorção magmática dada por embaixamentos e golfos de corrosão. Na matriz os grãos são anédricos e intercrescidos em contato lobado com feldspatos alcalinos.

Os fenocristais de feldspatos alcalinos são subédricos a euédricos, têm até 9 mm e também podem apresentar feições de desequilíbrio. O plagioclásio, euédrico a subédrico, é geralmente prismático

e pode ter até 4 mm. O quartzo e os feldspatos da matriz são anédricos, com contatos lobados, por vezes intercrescidos. Os feldspatos potássicos mostram alteração comum para mica branca e argilo-minerais. Zircão e apatita são os minerais acessórios predominantes, com dimensões menores do que 0,2 mm.

Diferentes estágios de devitrificação podem ser observados nestas rochas, entre os quais fraturas perlíticas, esferulitos e crescimentos granofíricos quartzo-feldspáticos.

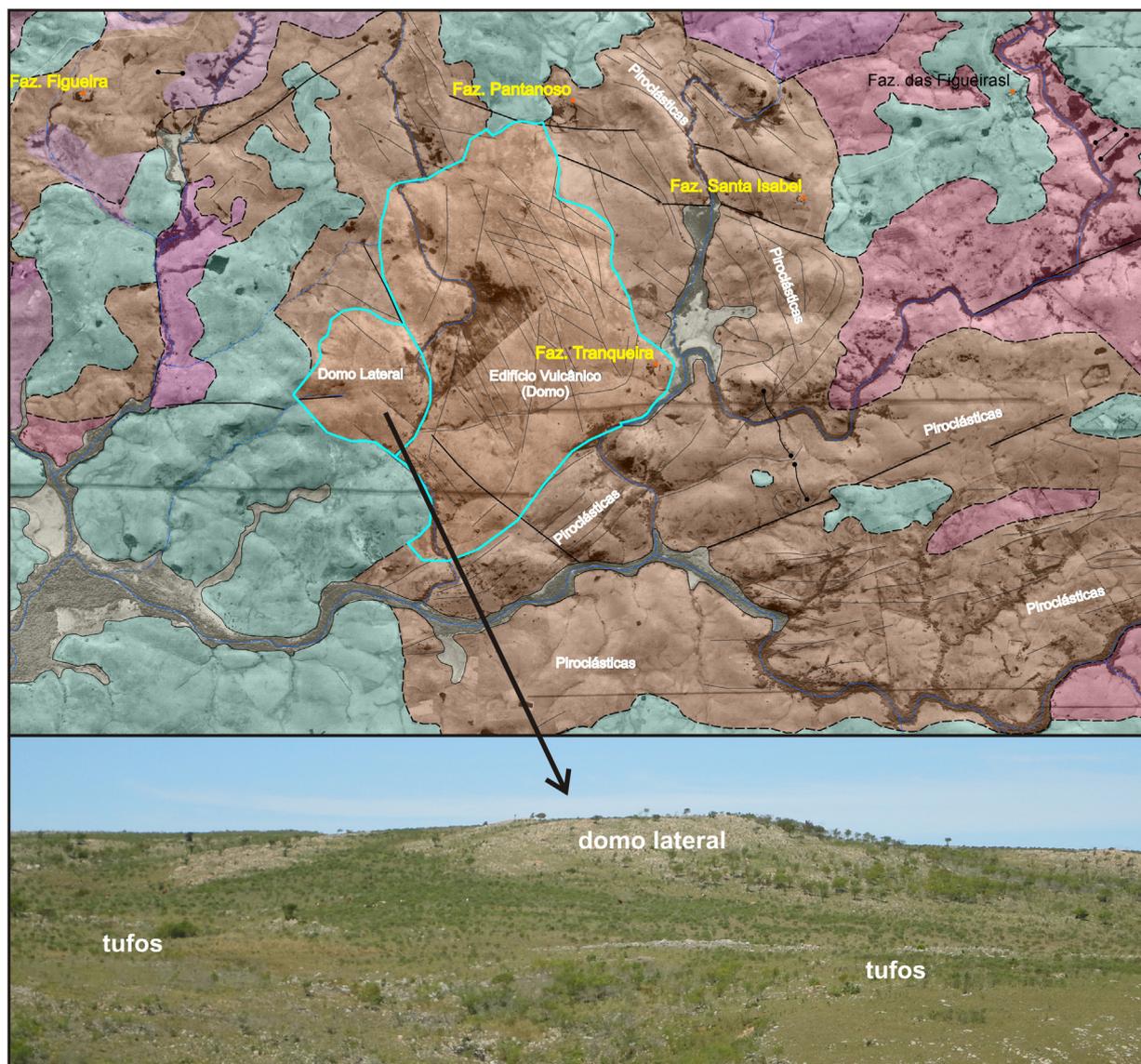


Figura 43 - (A) Mapa geológico da região da Fazenda Tranqueira, com indicação dos domos de lava central e lateral; e (B) vista do domo lateral (em tomada para sudeste) com os depósitos piroclásticos no primeiro plano.

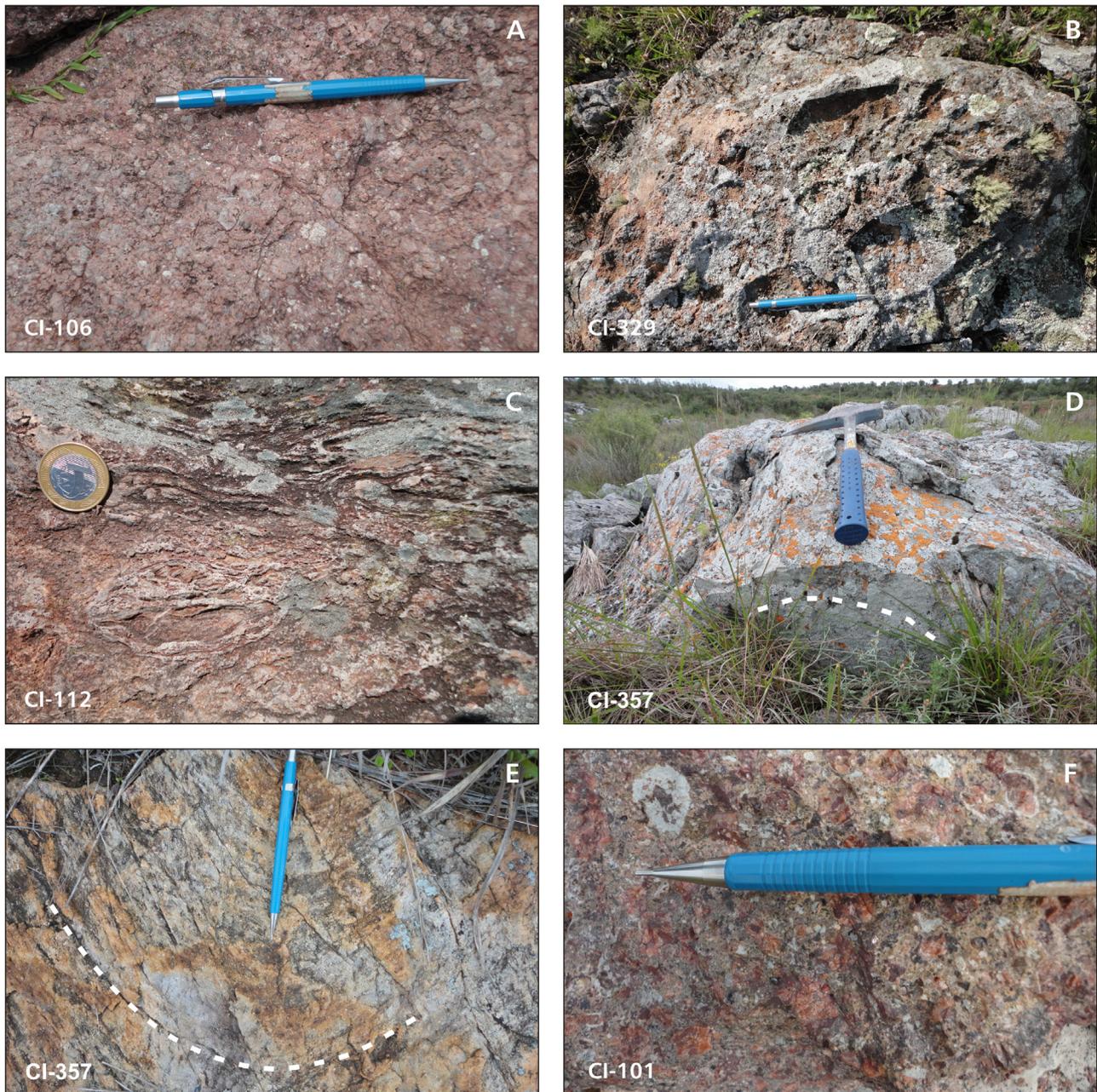


Figura 44 - Fácies efusiva riolítica da Formação Cerro Chato. (A) riolito com texturas de reabsorção e cataclase intensa superposta; (B) autobrecha; (C, D, E) dobras de fluxo; e (F) detalhe de rocha riolítica com texturas de desequilíbrio, de dique cortando o domo principal. Os números dos afloramentos estão indicados nas fotos.

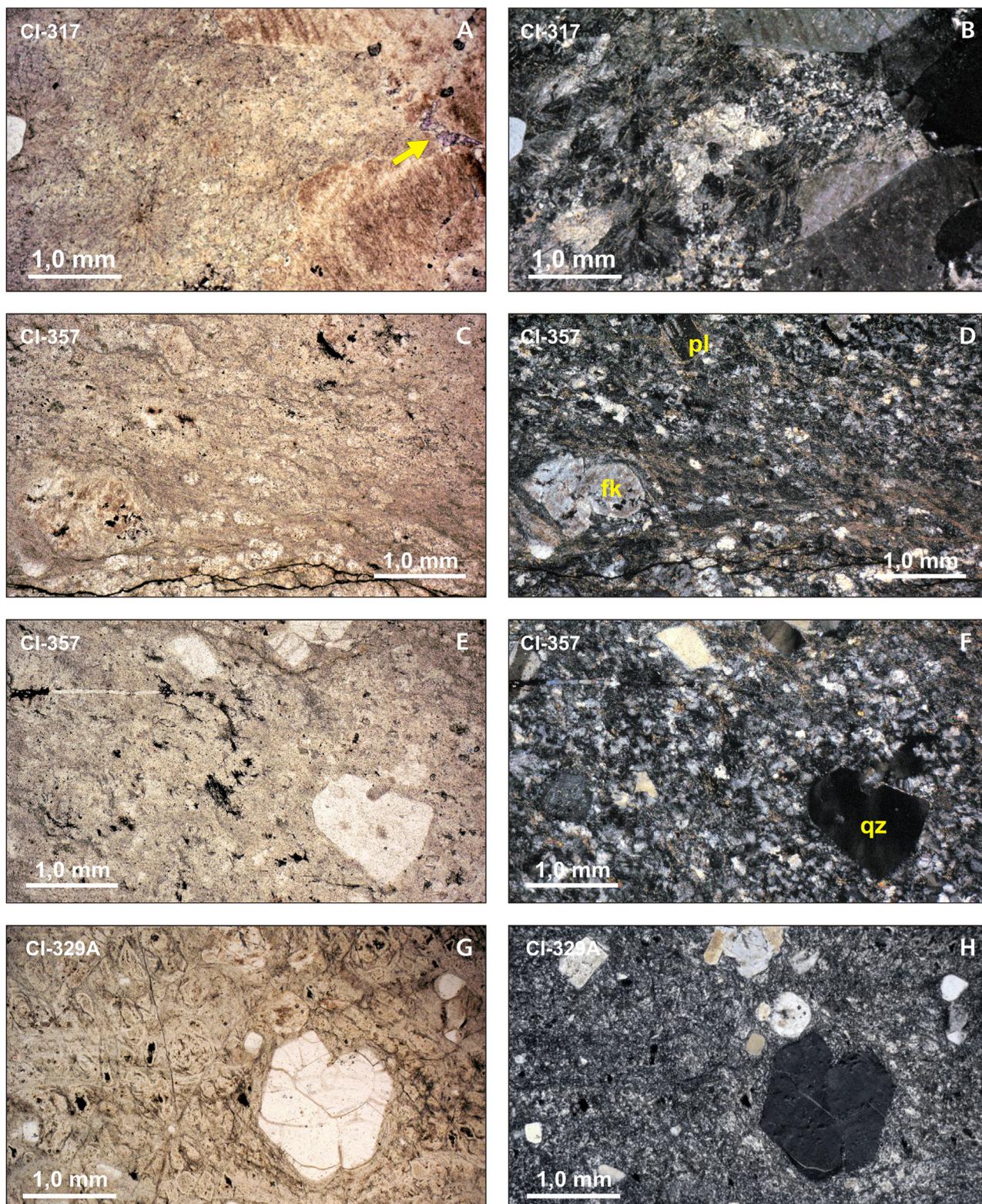


Figura 45 - Fotomicrografias de lâminas delgadas de amostras dos afloramentos CI-351 e CI-357, Formação Cerro Chato: (A, B) riolito glomeroporfírico com textura esferulítica sustentada em fenocristais de quartzo e feldspatos (devitrificação). A seta indica borda de fluorita (LN/LP); (C, D) riolito porfírico com matriz granofírica; textura fluidal (LN/LP); (E, F) riolito porfírico com matriz granofírica com fenocristais de quartzo com golfos de corrosão; textura fluidal (LN/LP); e (G, H) riolito perlítico (LN/LP). Números dos afloramentos indicados nas fotos.

### 3.4.8.3. Cerro Chato, Fácies Particulada (NP3ccp)

Ocupando a maior parcela em área da Formação Cerro Chato na Folha Passo São Diogo, as rochas piroclásticas de queda e fluxo afloram na forma de cristas alinhadas contendo litologias com tonalidades esverdeadas, róseas e acinzentadas e foliação muitas vezes proeminente.

As litologias são frequentemente caracterizadas por uma matriz afanítica ou vítrea contendo cristais de feldspatos alcalinos e quartzo, clastos angulosos de vidro vulcânico, eventuais litoclastos graníticos arredondados e também pequenos blocos e até matacões graníticos envoltos pelo fluxo.

Os pulsos efusivos riolíticos reconhecidos em meio às litologias piroclásticas não foram individualizados em função da escala do mapa (Figura 46).

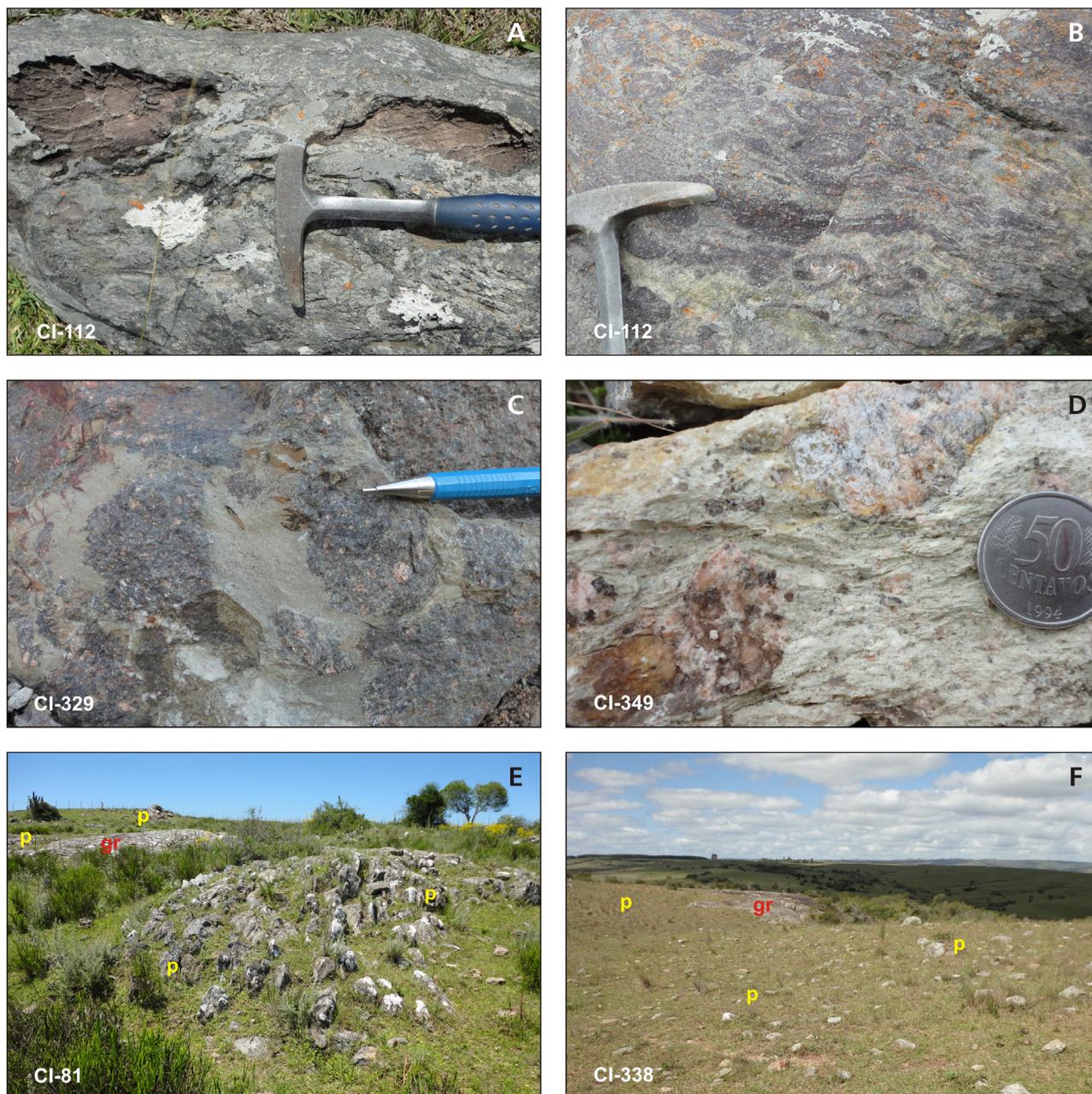


Figura 46 - Depósitos piroclásticos da Formação Cerro Chato: (A) fragmentos acidentais de ignimbrito de fases precedentes; (B) reoignimbrito com estrutura parataxítica; (C) Brecha coignimbrítica; (D) ignimbrito com fragmentos de granitoide; e (E, F) contato das piroclásticas (p) com os granitoides (gr). Os números dos afloramentos estão indicados nas fotos.

Nos depósitos piroclásticos predominam os fragmentos juvenis, como shards, púmices, cristaloclastos e fragmentos vítreos.

Os ignimbritos têm um grau de soldagem usualmente alto e podem ser ricos em líticos ou cristais. Na litofácies rica em clastos ocorrem fragmentos de riolitos, ignimbritos e, localmente, de granitoides. Na rica em cristais são abundantes os fenocristais e cristaloclastos de feldspatos alcalinos e quartzo, sendo característica a textura eutaxítica em uma matriz

composta por shards e cristaloclastos (Figura 47 e Figura 48).

Em algumas localidades, as litologias vulcânicas parecem englobar partes de um solo regolítico de granito exposto à época do vulcanismo, processo do qual resultou uma rocha exótica, granular, contendo grãos de quartzo arredondados (granítico), quartzo bipiramidado (vulcânico) e feldspatos alcalinos, imersos em uma matriz afanítica a microcristalina esverdeada, muito foliada, que lembra um milonito.

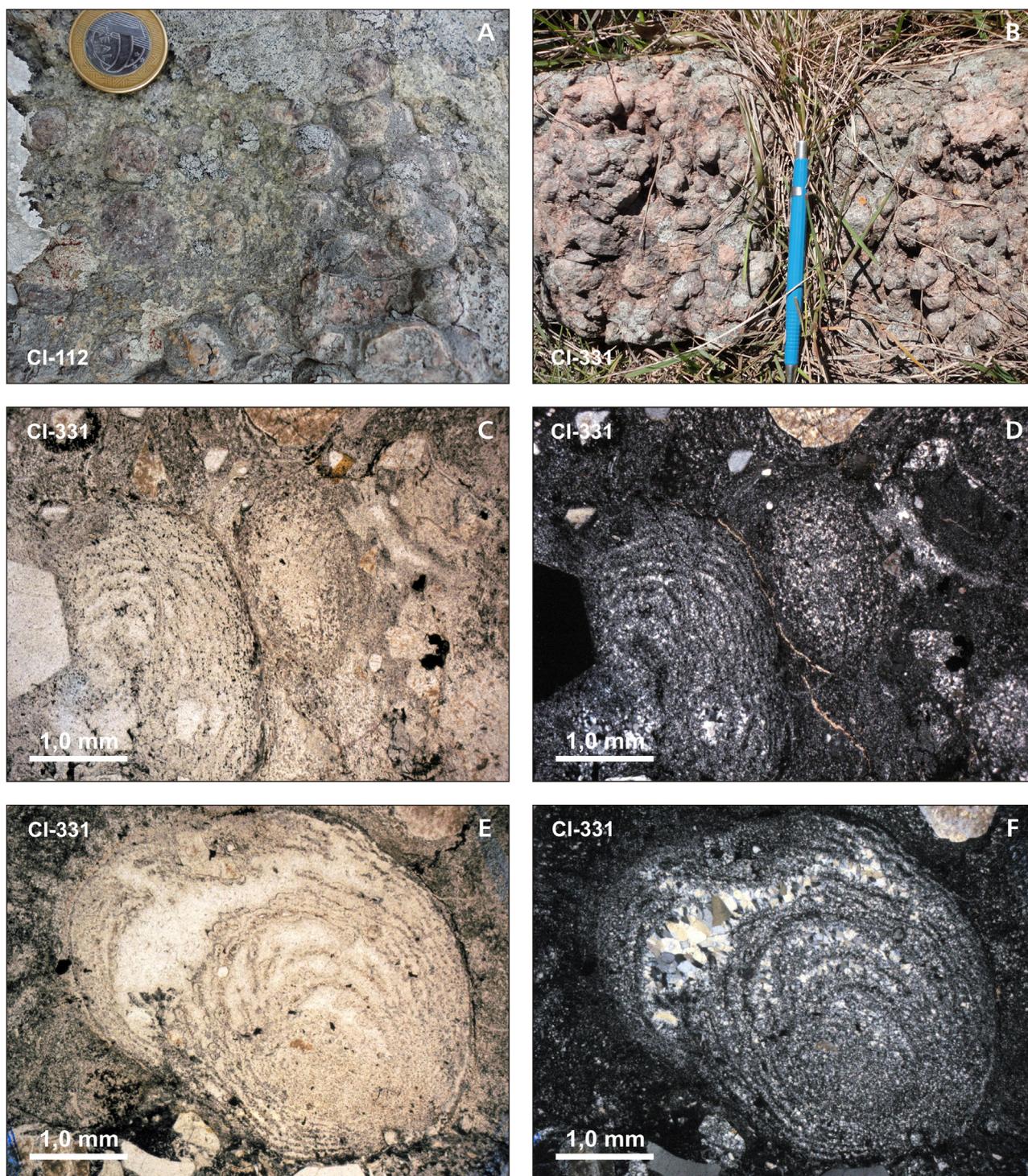


Figura 47 - Tufo acrecionário da Formação Cerro Chato em: (A, B) afloramento; e (C, D, E, F) fotomicrografias (LN/LP) de lâmina delgada. Números dos afloramentos estão indicados.

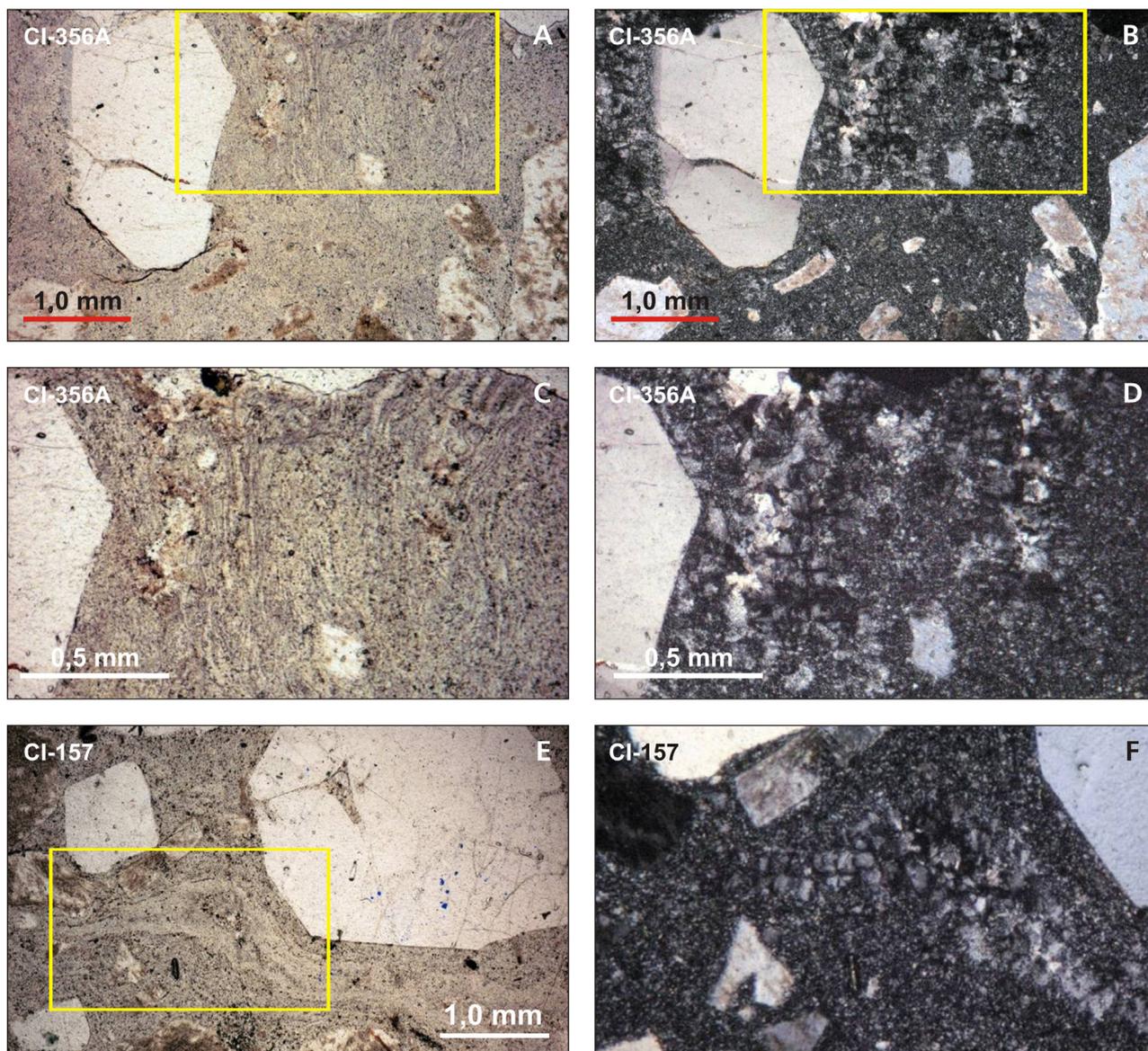


Figura 48 - Fotomicrografias de lâminas delgadas de amostras dos afloramentos CI-356A e CI-157, Formação Cerro Chato: (A,B) Tufo lapilítico rico em cristaloclastos, litoclastos e púmices com moderado a alto grau de soldagem, caracterizando depósito piroclástico de fluxo de púmices rico em cristais (LN/LP); (C, D) Ampliação (LN/LP) dos retângulos marcados em A e B, detalhando púmice com vesículas alongadas e médio grau de soldagem, devitrificado para agregado quartzo-feldspático com textura granofírica; (E) Tufo a cristal com textura eutaxítica definida pela soldagem dos púmices (ver detalhe da foto em F), correspondendo a ignimbrito soldado rico em cristais; e (F) detalhe do retângulo marcado em E (LP). Os números dos afloramentos estão indicados nas fotos.

### 3.5. BACIA DO PARANÁ

#### 3.5.1. Introdução

A Bacia do Paraná constitui uma bacia intracratônica que se desenvolveu sobre crosta continental proterozoica e é preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas com idades que se estendem do Ordoviciano até o Cretáceo. Com formato alongado na direção geral N-S, a bacia tem cerca de 1.750 km de comprimento, uma largura média de 900 km e espessuras máximas em torno de 6.000 m. Ocupando a

porção meridional do Brasil (Figura 49 A), a bacia cobre uma área de 1.100.000 km<sup>2</sup> deste país (MILANI; ZALÁN, 1998; ZALÁN et al. 1987) e cerca de 100.000 km<sup>2</sup> em cada um dos territórios dos países vizinhos Paraguai, Argentina e Uruguai.

A estratigrafia utilizada para a Bacia do Paraná nesta nota explicativa é baseada na carta estratigráfica de Milani et al. (2007), adotada pela Petrobras (Figura 49 B), e em variações específicas descritas no detalhamento das unidades.

White (1908) foi o pioneiro no estudo desta bacia, apresentando uma sistematização da sua estratigrafia com estruturação litoestratigráfica que, na

sua essência, mantém a estrutura geral nos dias atuais. Foram produzidas algumas dezenas de colunas formais, cujos autores Gordon Jr., 1947; Northfleet, Medeiros e Muhlmann, 1969; Daemon e Quadros, 1970; Schneider et al., 1974; Fúlfaro, Gama Jr. e Soares, 1980; Gama Jr., Bandeira Jr. e França, 1982; Zalán et al., 1986; entre outros, contribuíram para o entendimento da sucessão estratigráfica, seguindo uma evolução desde os preceitos litoestratigráficos até os da estratigrafia de seqüências.

A evolução da Bacia do Paraná iniciou ao final do Ciclo Brasileiro, em condições tardi- a pós-orogênicas, sobre a considerada recém-estabilizada Plataforma Sul-Americana. O registro sedimentar-magmático na Bacia do Paraná apresenta quebras marcantes, atribuídas por Zalán et al. (1986, 1990) ao reflexo intracratônico de eventos orogênicos paleozoicos e da tafrogenia mesozoica do Atlântico Sul (MILANI; FRANÇA; SCHNEIDER, 1994).

Conforme esses últimos autores, este registro constitui-se de seis superseqüências que estão limitadas por expressivas discordâncias regionais que são identificadas, da base para o topo, como: Rio Ivai (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífera-Eotriássica), Gondwana II (Neotriássica), Gondwana III (Jurássica-Eocretácea) e Bauru (Neocretácea) (MILANI; FRANÇA; SCHNEIDER, 1994; MILANI, 1997 E MILANI et al., 2007).

As unidades da Bacia do Paraná mapeadas na Folha Passo São Diogo (Figura 50) pertencem à Sequência Gondwana I e são representadas pelos

grupos Itararé (Formação Taciba), Guatá (formações Rio Bonito e Palermo) e Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto).

### 3.5.2. Grupo Itararé (C2P1i)

As rochas sedimentares de origem glacial foram inicialmente denominadas como Série Itararé por Oliveira (1916) e, posteriormente, classificadas na categoria de grupo por Gordon Jr. (1947) e Maack (1947). Northfleet, Medeiros e Muhlmann (1969) foram os únicos autores a considerar a seqüência como formação. Com base nas características litológicas e conteúdo fossilífero Schneider et al. (1974) subdividem a unidade em quatro formações: Campo do Tenente, Mafra, Rio do Sul e Aquidauana.

No final da década de 1980, os estudos efetuados no Grupo Itararé por França e Potter (1988) resultam na modificação das denominações das formações, as quais passam a ser referidas, da base para o topo, como: Lagoa Azul, Campo Mourão, Taciba e Aquidauana.

O registro sedimentar do Grupo Itararé é interpretado por autores como Zalán et al. (1987), França e Potter, (1988) e Castro (1999) como desenvolvido em ambiente glacial, na interface entre o continente e a plataforma marinha, compreendendo a porção basal da seqüência sedimentar permo-carbonífera cujos depósitos são caracterizados por diamictitos com intercalações de arenitos e pelitos.

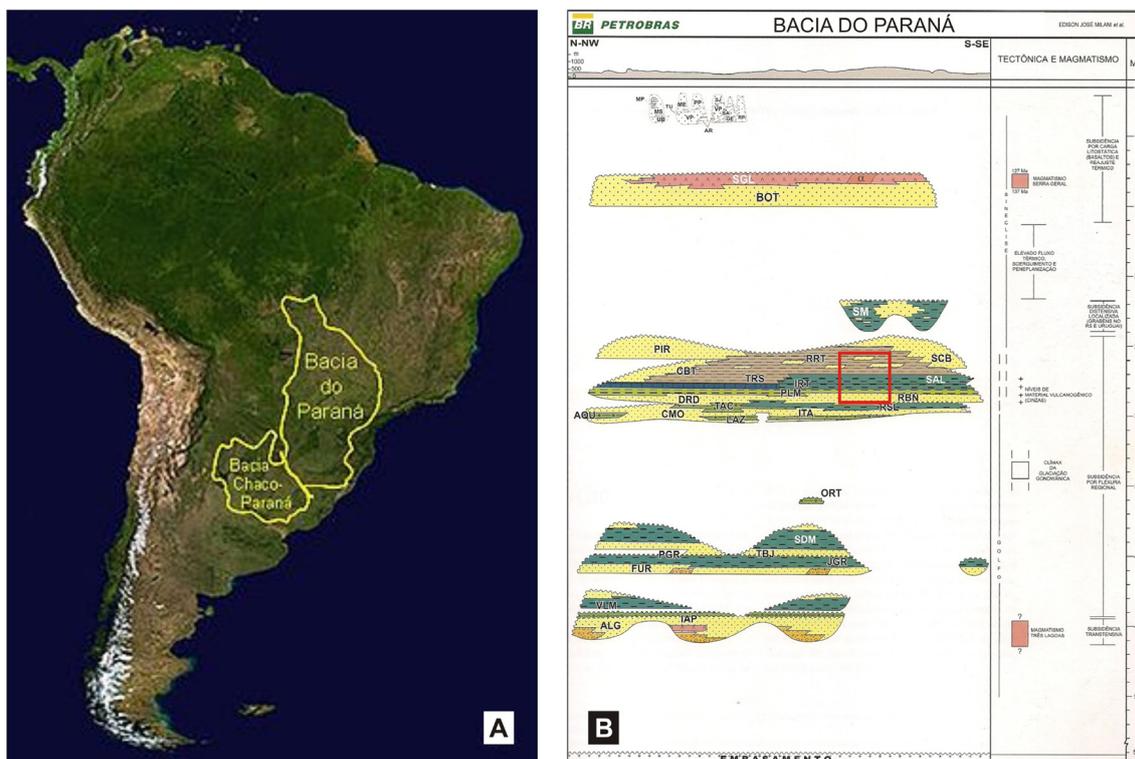


Figura 49 - (A) Localização da Bacia do Paraná na América do Sul; e (B) Litoestratigrafia da Bacia do Paraná (adaptado de Milani et al., 2007), com o retângulo vermelho indicando o intervalo estratigráfico aqui estudado.

### 3.5.2.1. Formação Taciba (P1t)

A Formação Taciba, ainda que registrada em diversos furos de sondagem realizados na região, aflora de maneira limitada na Folha Passo São Diogo, em especial: 1) no SE da Folha, nos remanescentes

da Bacia do Paraná sobre o Batólito Pelotas, onde pode ocorrer na base das morfologias em mesa da Formação Rio Bonito; e 2) no NE da área, em calhas tectônicas localizadas no limite da Bacia com o embasamento, ou sobre os xistos do Complexo Porongos. Os contatos, nestes casos, são tanto tectônicos quanto por disconformidade com as litologias do embasamento.

Os ciclos de arenitos da unidade são granodrecentes e podem ocorrer em vários ciclos (ASSINE; VESELY, 2008). Os diamictitos que ocorrem na base estão associados às fácies areno-conglomeráticas de degelo, possuem cor rosada a cinza, com tons avermelhados quando alterados. Os clastos ocorrem predominantemente na fração bloco, matacão e seixo; e podem ser facetados, angulosos e com esfericidade normalmente baixa; enquanto a matriz é arenosa fina a média (Figura 51).

As porções contendo ritmitos (varvitos) são constituídas por pelitos (siltitos e argilitos) cinza-claro a avermelhados, maciços ou com laminação plano-paralela, intercalados com arenitos médios a finos de cor amarelo-palha. Algumas lâminas exibem grânulos, conseqüentemente representam uma lâmina d'água mais profunda com variações do fluxo sedimentar. Estruturas de carga; dobramentos atectônicos e microfalhas sindeposicionais são comuns na unidade (Figura 52).

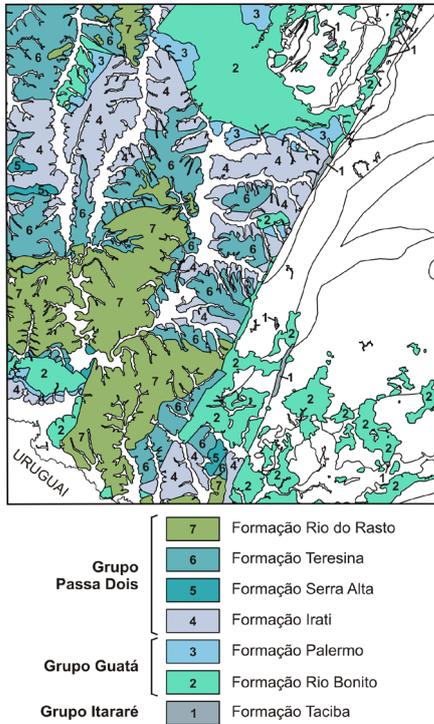


Figura 50 - Distribuição das unidades estratigráficas da Bacia do Paraná na Folha Passo São Diogo.



Figura 51 - Formação Taciba: (A, B) blocos erráticos de granitoides (gr) sobre, respectivamente, siltitos porcelânicos (sp) e paraconglomerados (pcg) da unidade (vista para sul em A; para norte em B); (C, D) paraconglomerados de seixos e calhaus; (E) siltitos porcelânicos muito cataclásicos, na proximidade do contato com granitoides do embasamento (linhas amarelas indicam o acamamento; vista para sul; ~400m para sudoeste da foto A); e (F) paraconglomerados da Fm. Taciba ocupando paleorrelevo das rochas metamórficas do Complexo Porongos. Os números dos afloramentos são indicados nas fotos.

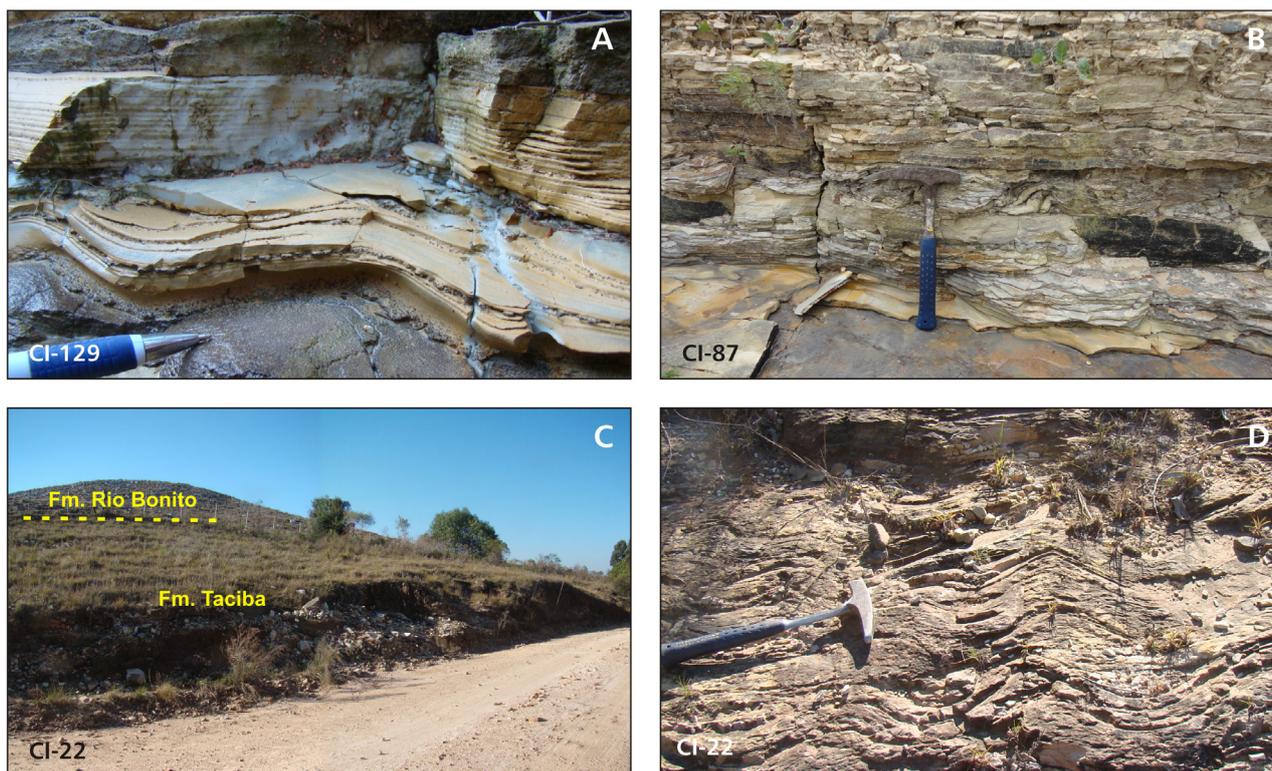


Figura 52 - Formação Taciba: (A, B) ritmitos com estruturas do tipo climbing ripples e marcas onduladas, com intercalações de arenitos médios; (C) morro-testemunho (relevo em mesa) sobre granitoides do Batólito Pelotas, no sudeste da área, com exposição das formações Taciba (base) e Rio Bonito (topo); e (D) detalhe do afloramento da foto anterior, mostrando dobramentos atectônicos em siltitos porcelânicos da Fm. Taciba. Os numeros dos afloramentos são indicados nas fotos.

### 3.5.3. Grupo Guatá

O Grupo Guatá, termo introduzido por Oliveira (1916), é constituído pelas formações Rio Bonito e Palermo. A denominação Rio Bonito foi utilizada primeiramente por White (1908) para designar os “Schistos e grés do Rio Bonito com extractos carboníferos e a flora *Glossopteris*”. Em algumas regiões da bacia a Formação Rio Bonito é dividida em três intervalos, denominados da base para o topo como membros: 1) Triunfo, essencialmente arenoso; 2) Paraguaçu, com siltitos, folhelhos e arenitos interdigitados; e 3) Siderópolis, composto por arenitos finos a muito finos intercalados com folhelhos carbonosos e leitos de carvão (SCHNEIDER et al., 1974). A Formação Palermo é constituída essencialmente por rochas sedimentares de granulação fina (siltitos e arenitos finos e muito finos), amareladas a acinzentadas em afloramento.

#### 3.5.3.1. Formação Rio Bonito (P1rb)

A Formação Rio Bonito assenta ora sobre as rochas do embasamento cristalino Neoproterozoico, em contato por não conformidade; ora sobre as litologias sedimentares da Formação Taciba (Figura 52 C e Figura 53). Com a sobreposta Formação Palermo o contato é gradacional. Com as unidades do Grupo

Passa Dois (formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto), a Formação Rio Bonito pode apresentar contato tectônico, por falhas normais ou inversas. A análise dos dados das sondagens para carvão no âmbito da Folha (Convênio CPRM/DNPM) mostra que a maior espessura da unidade em subsuperfície, de 123,06 m, foi alcançada na sondagem HV-21, na região de Herval.

No geral a unidade é constituída por quartzo-arenitos feldspáticos (subarcóseos) esbranquiçados, acinzentados, amarelos e róseos (ferruginosos); siltitos de cor amarelo-palha; níveis de conglomerados, arenitos com grânulos e intraclastos pelíticos; arenitos muito finos a médios; siltitos; argilitos; além das litologias carbonosas e carvões que, na região, são extraídos para a geração de energia.

O contato com as rochas do embasamento é formado inicialmente com a deposição de conglomerados sustentados por seixos arredondados até grânulos, com estratificação cruzada normalmente com granodecrescência ascendente, amalgamados ou associados a arenitos conglomeráticos. Esses arenitos são grossos a muito grossos, com estratificação cruzada tangencial, constituindo predominantemente de camadas lenticulares.

A presença de arenitos arcoseanos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada, com *lags* de seixos de quartzo, representam típica sedimentação fluvial. A deposição de sedimentos

finos, constituídos por siltitos e argilitos, cinza médio a escuros, associados a camadas de carvão com abundância de fragmentos vegetais, representam ambientes lagunar e paludal. Níveis de tonstein podem ocorrer neste intervalo, intercalados tanto em pelitos carbonosos, quanto em arenitos finos (Figura 54). Entre as estruturas primárias ocorre laminação plano-paralela, marcas de ondas, estratificação cru-

zada acanalada e tangencial, estratificação cruzada hummocky, geometria lenticular, que denotam ambiente deltaico e fluvial com sigmóides e barras conglomeráticas, marinho raso dominado por ondas (*foreshore a shoreface inferior*), até porções mais profundas (Figura 55).

O padrão deposicional da unidade é no geral granodécrescente, indicando nitidamente a mudan-

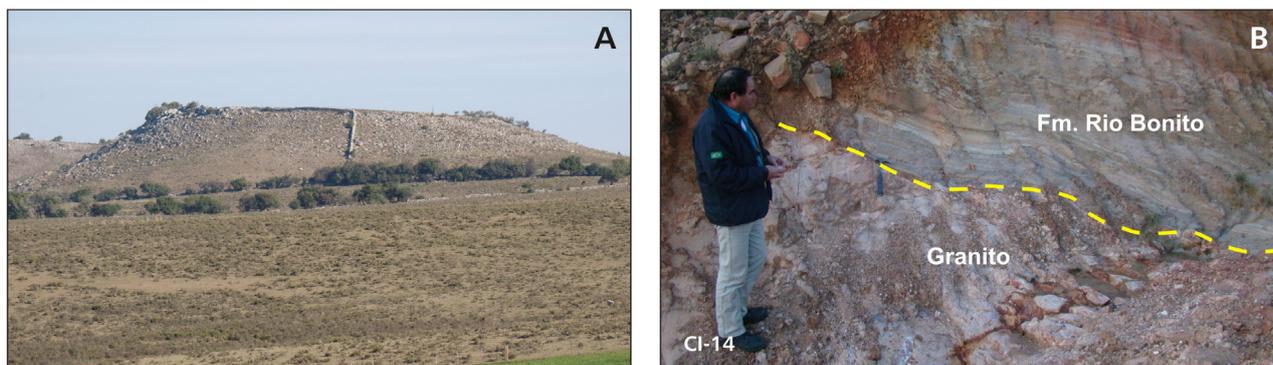


Figura 53 - Formação Rio Bonito: (A) relevo em mesa no sudeste da Folha Passo São Diogo, onde remanescentes da unidade estão sobrepostos aos granitoides do Batólito Pelotas ou rochas vulcânicas da Formação Cerro Chato; e (B) contato da unidade com granitoides do Batólito Pelotas no afloramento CI-14.

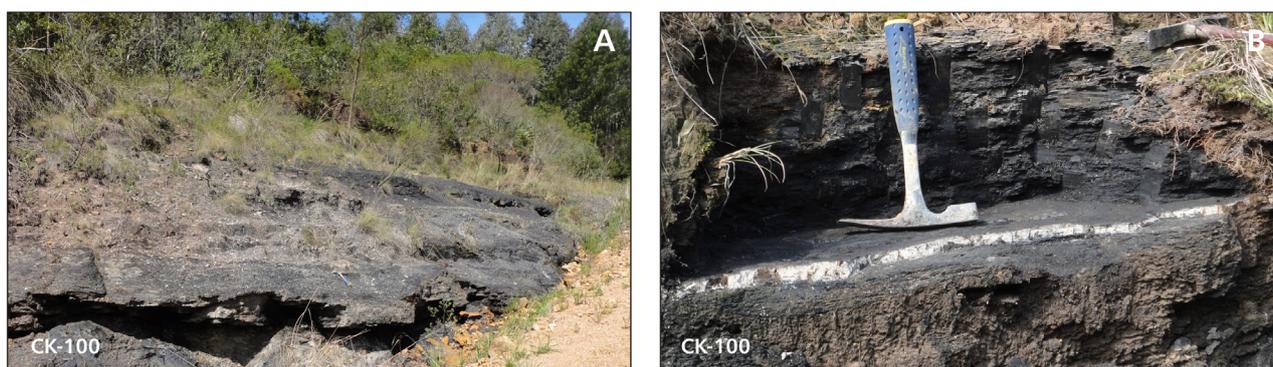


Figura 54 - Formação Rio Bonito: (A) pelitos carbonosos e arenitos muito finos a finos; e (B) detalhe do afloramento expondo pelitos carbonosos intercalando nível (esbranquiçado) de tonstein com ~3cm.

ça desde um ambiente deposicional fluvial até um marinho profundo, caracterizando um evento de transgressão.

A ocorrência de superfícies erosivas com formas sigmóides, com lâminas finas de pelitos no interior dos foresets das estratificações cruzadas e inversão no sentido das estratificações, sugere a ação de correntes de marés (Figura 55). Com o aumento da lâmina d'água, geram-se formas de leitos de migração de dunas denominadas de *sand waves*.

Com o aumento da profundidade, a plataforma dominada por tempestades, apresenta camadas amalgamadas com estratificação cruzada *hummocky*, produto da ação das ondas com efeitos erosivos irregulares com preenchimento sob a ação da oscilação do fluxo. Prosseguindo na sedimentação da Formação Rio Bonito, inicia-se a deposição das

fácies mais profundas, caracterizados pelo aumento na quantidade de sedimentos mais finos, pelíticos.

Petrograficamente, a unidade é composta por subarcóseos de granulação média a grossa, algumas vezes conglomeráticos, com grãos subangulares a subarredondados, mal selecionados e com esfericidade média a baixa. No entanto, intercaladas ocorrem camadas de arenitos quartzosos finos a médios, com grãos subarredondados de esfericidade média a alta e moderadamente selecionados.

Normalmente espera-se uma deposição homogênea lateralmente para camadas de carvão. Entretanto, observam-se deslocamentos verticais na ordem de dezenas de metros quando as camadas são correlacionadas entre os vários furos de sondagens executados pela CPRM na região, deslocamentos esses decorrentes de eventos tectônicos que ocor-

reram ao longo do Paleozoico e Mesozoico. Acerca da evolução sedimentar dos depósitos de carvão, a maior parte dos trabalhos executados na bacia, considera a deposição condicionada à interação dos ambientes de sedimentação flúvio-deltaicos com os marinhos rasos controlados pela estruturação tectônica pré-existente.

Os depósitos de carvão brasileiros, considerados os estados do RS, SC e PR, totalizam reservas da ordem de 32 bilhões de toneladas, das quais  $12.295 \times 10^6$ t na Jazida de Candiota, localizada na Folha Passo São Diogo. A mina de Candiota, operada pela Companhia Riograndense de Mineração - CRM e considerada a maior mina a céu-aberto do Brasil, abastece a Usina Termoelétrica Presidente Médici, instalada nas proximidades da mina.

A principal camada de carvão da jazida é denominada Camada Candiota e possui uma espessura média em torno de 4,5 metros. É dividida em dois bancos (Inferior e Superior) com uma camada intermediária de siltito com uma espessura média de 0,60 m.

A Formação Rio Bonito é frequentemente posicionada no Eopermiano (intervalo Sakmario e Kunguriano) com base no conteúdo palinológico. Os níveis de *tonstein* intercaladas nas camadas de carvão, resultantes da alteração de cinzas vulcânicas (material piroclástico contemporâneo à formação das turfeiras), permitem, por sua vez, a obtenção de dados geocronológicos U-Pb em zircão acerca da unidade. Os trabalhos realizados por Guerra-Sommer et al. (2005, 2008) em argilito bentonítico (*tonstein*) intercalado na camada Candiota indica idades entre  $299,1 \pm 2,6$  Ma (no limite Carbonífero/Gzeliano – Permiano/Asseliano) e  $296 \pm 4,2$  Ma (Permiano/Asseliano).

Na região da Jazida do Capané (~150 km para NE da Jazida de Candiota), um nível de tonstein pertencente à porção média-superior da Formação Rio Bonito foi datado por Cagliari et al. (2014), resultando idades entre  $290,6 \pm 2,8$  e  $281,7 \pm 3,2$  Ma (intervalo Sakmario e Kunguriano). Considerando todos os resultados obtidos, pode-se inferir para a Formação Rio Bonito um posicionamento no limite Permo-Carbonífero (no intervalo Gzeliano – Asseliano).

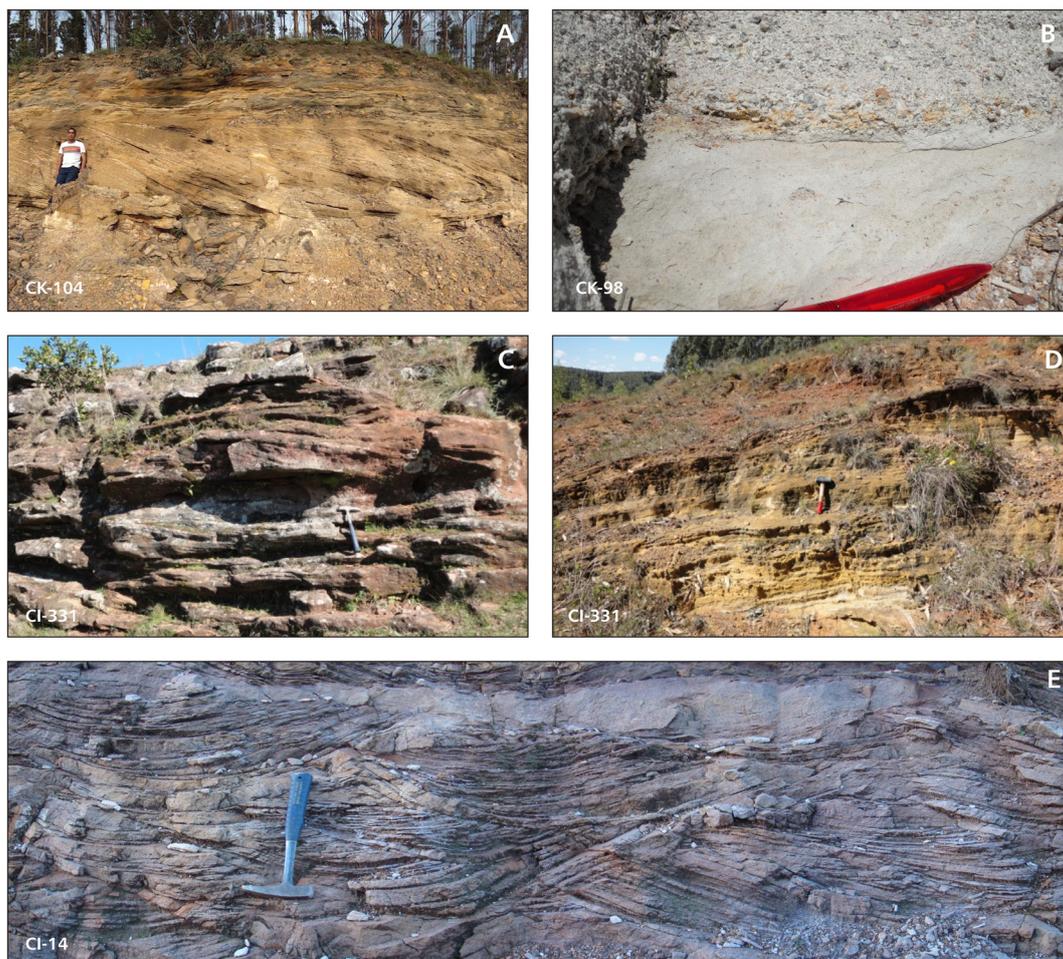


Figura 55 - Formação Rio Bonito: (A) Superfícies erosivas com espessa camada sigmoidal (CK-104). Fm. Rio Bonito; (B) arenito fino com superfície erosiva de arenito conglomerático; (C) arenitos ferruginosos com estratificações cruzadas e camadas maciças; (D) arenitos com laminações plano-paralelas; e (E) vista frontal de estratificação cruzada acanalada. No topo, nível centí- a decimétrico de tempestito grosso.

### 3.5.3.2. Formação Palermo (P1p)

As rochas sedimentares dessa unidade foram inicialmente referidas por White (1908) em Santa Catarina como “schistos de Palermo”. Posteriormente, Oliveira (1916) tratou desse intervalo como “Folhelho Palermo”, enquanto Gordon Jr. (1947) a elevou à categoria de Formação.

A unidade, que aflora especialmente no centro-norte da Folha Passo São Diogo, mostra contato inferior e superior, quando possível de observar, gradacional com as formações Rio Bonito e Irati.

A rocha é um heterolito constituído por arenito muito fino, limonitizado, com lâminas de argilito cinza-escuro e siltito cinza. No geral, apresenta coloração cinza a amarelada característicos na superfície de alteração. Em subsuperfície a unidade alcança uma espessura de 57,48 m na sondagem HV-24, na região de Herval. Em afloramento usualmente não ultrapassa 2,5 m.

A estratificação, quando preservada, é cruzada de baixo ângulo e *hummocky*, sendo frequente a laminação plano-paralela e ondulada (Figura 56), com as camadas apresentando geometria lenticular. A sedimentação da unidade é interpretada com uma deposição abaixo do nível de ação das ondas de bom tempo, com influência de ondas de tempestade, em um ambiente marinho plataformar raso (*shoreface* inferior).



Figura 56 - Formação Palermo: arenito fino a muito fino, de coloração amarelada pelo intemperismo, com estratificação cruzada de baixo ângulo (afloramento CK-80).

### 3.5.4. Grupo Passa Dois

White (1908) introduziu o termo como a série intermediária do então denominado Sistema Santa Catarina, com a seguinte sequência: rocha calcárea da Rocinha; schistos da Estrada Nova, pardos e matizados, com concreções quartzosas e camadas arenosas; e schistos negros de Iraty, com “Mesosaurus” e “Stereosternum”. Mendes (1967) utiliza o termo na categoria de Grupo, o qual é composto no Rio Grande do Sul pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina e

Rio do Rasto, permanecendo a mesma concepção em Schneider et al. (1974).

#### 3.5.4.1. Formação Irati (P2i)

Sua área tipo está situada no Município de Irati, Estado do Paraná. A citação original: “na base da Série do Passa Dois ha um schisto preto espesso e largamente persistente que se estende de São Paulo pelo Paraná e Santa Catarina ate o Rio Grande do Sul... a esta formação foi dado o nome de Iraty, no Estado do Paraná, onde afflora em um corte da estrada de ferro a três kilometros ao sul da estação de Iraty e contém... (pag. 180)” (WHITE 1908).

Consiste em folhelhos e argilitos cinza escuros, folhelhos betuminosos e calcários associados, portadores de fósseis de répteis mesossaurídeos (SCHNEIDER et al., 1974). A essa unidade associam-se ocorrências de folhelhos pirobetuminosos, referidos por Zalán et al. (1990) como geradores de óleo e gás. Essas rochas são explotadas no Paraná para a extração de óleo e gás, sendo as cinzas do processo utilizadas na fabricação de cerâmicas. Camadas de calcário e dolomitos são utilizadas na indústria cimenteira e como corretivo de solos. Ocorrências de cobre são encontradas junto a diques e *sills* básicos do Grupo Serra Geral que afetam a Formação Irati.

Na Folha Passo São Diogo, a Formação Irati alcança uma espessura aflorante de cerca de 30 metros. Em subsuperfície, na sondagem HV-21, a unidade atinge cerca de 52,70 m de espessura. Nos afloramentos em corte de estrada as litologias estão normalmente muito intemperizadas, com coloração cinza-claro a ocre.

A porção basal da unidade é constituída por argilitos e siltitos cinza-escuro, maciços, ou com laminação plano-paralela (Membro Taquaral) em camadas tabulares. Na parte superior (Membro Assistência) ocorre uma associação entre folhelhos, folhelhos betuminosos e calcários. Nessas camadas de calcário ocorrem estratificações cruzadas *hummocky*, marcas onduladas simétricas e assimétricas, plano-paralelas compostas por calcarenitos e calcilitos, que se intercalam com camadas de folhelho preto betuminoso e não betuminosos (Figura 57).

Muitas destas camadas encontram-se intensamente brechadas (Figura 57 D). Não foram encontrados fósseis nessa unidade na região. As condições anóxicas sugerem o aumento da profundidade da lâmina d’água com o estabelecimento de uma coluna de água espessa, inibindo a chegada de oxigênio e marcando uma ritmicidade no folhelho. Os sedimentos finos indicam deposição por decantação em ambiente de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas (SCHNEIDER et al. 1974). Os folhelhos betuminosos sugerem a existência de períodos de estratificação da coluna de água. A presença de estratificação cruzada *hummocky* sugere a influência de tempesta-

des durante a deposição da unidade (LAVINA, 1991). No tocante a datações radiométricas, Santos et al. (2006), com base em zircões obtidos de uma camada

de argila bentonítica, apresentaram uma idade de  $278,4 \pm 2,2$  Ma, o que posiciona a Formação Irati no Artinskiano ( $284,4 \pm 0,7$  a  $275,6 \pm 0,7$  Ma).



Figura 57 - Formação Irati: (A, B) argilitos e siltitos intemperizados de coloração cinza a ocre, maciços ou com laminação plano-paralela; (C) camada de calcário com estratificação plano-paralela; e (D) camada de calcário brechado.

#### 3.5.4.2. Formação Serra Alta (P23sa)

A Formação Serra Alta é formada por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros, com fratura conchoidal e lentes e concreções calcíferas, que ocorrem entre as atuais formações Irati e Teresina. Parcela dessa formação foi denominada por White (1908) como “Folhelhos Irati”. Muitos autores utilizaram para esta unidade as denominações Estrada Nova s.s., Estrada Nova Inferior, Grupo Estrada Nova ou Andar Estrada Nova (MÜHLMANN et al. 1974). Gordon Jr. (1947) classificou a unidade na categoria de membro da Formação Estrada Nova, designação depois elevada à categoria de formação por Sanford e Lange (1960).

A Formação Serra Alta é constituída essencialmente por siltitos e argilitos cinza-escuros, não betuminosos, em camadas tabulares maciças ou com laminação plano-paralela pouco desenvolvida.

Veios de quartzo podem cortar de maneira desorganizada as camadas, que podem conter também concreções carbonáticas. Quando intemperizados os siltitos e argilitos apresentam cores desde cinza-claro e ocre até avermelhados, estando usualmente muito fragmentados.

A sedimentação corresponde à decantação de finos em profundidade, com deposição abaixo do nível-base de ação das ondas. O contato superior, com a Formação Teresina, é gradacional e se dá pela presença de finas lâminas de arenito muito fino. Às vezes é difícil separar as formações Serra Alta e Teresina, dada as semelhanças no conteúdo litológico e de coloração (cinza e avermelhado), usualmente em terrenos muito planos e com poucas exposições na área de mapeamento. A presença dos veios de quartzo é marcante e muito significativa para a identificação dessa unidade (Figura 58).

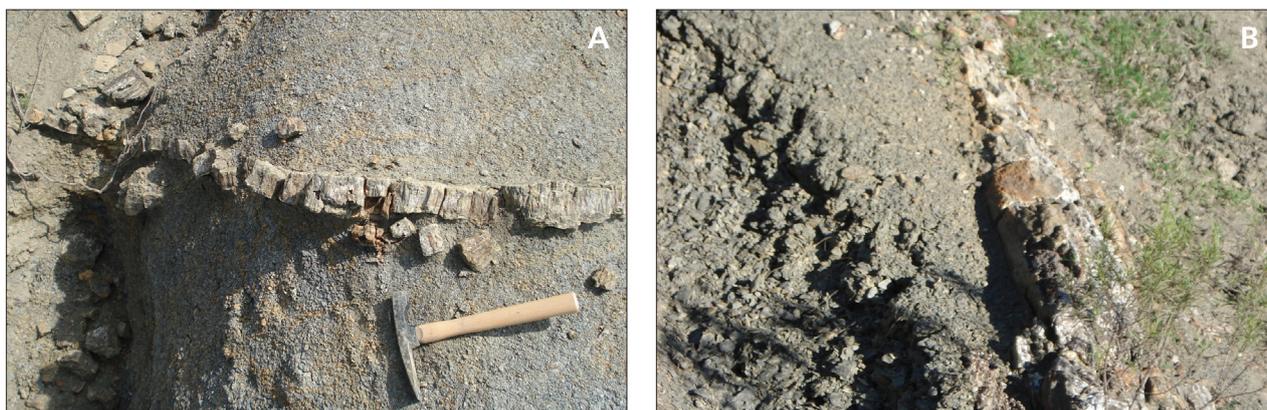


Figura 58 - Formação Serra Alta: (A, B) argilitos e siltitos cinza, não betuminosos, com veios de quartzo cortando a laminação plano-paralela.

### 3.5.4.3. Formação Teresina (P3t)

Em 1908, White já denominava de Camadas Estrada Nova para a sequência composta por folhelhos cinza e variegados e arenitos, os quais estão incluídos nos sedimentos da Formação Teresina. Esta, atualmente reconhecida, fez parte do Grupo Estrada Nova de Oliveira (1916), no Grupo Estrada Nova Inferior por Du Toit (1927) e correspondia à parte da Formação Estrada Nova de Northfleet; Medeiros; Mühlmann (1969). Entretanto, foi Moraes Rego (1930) quem empregou pela primeira vez o termo Teresina para designar como grupo, à sequência exposta próxima a localidade de Teresa Cristina, Paraná (MÜHLMANN et al., 1974).

A espessura aflorante da Formação Teresina varia no âmbito da área de mapeamento, desde cerca de 70 m no oeste da Folha até aproximadamente 30 m próximo ao sistema de falhas que marca o contato com o Batólito Pelotas. Em subsuperfície alcança 99,80 m de espessura no poço SC-02. O contato com a unidade superior (Formação Rio do Rasto) é gradacional, porém de difícil distinção dada a significativa oxidação dos pacotes.

A Formação Teresina é composta por argilitos, siltitos e arenitos muito finos a finos com coloração cinza-escuro, esverdeada e amarelada; a coloração avermelhada, presente em parcela importante dos afloramentos, é devida à oxidação (intemperismo). As camadas são tabulares ou lenticulares. A sedimentação apresenta ciclos granocrescentes, iniciando com argilitos maciços e siltitos com lâminas de arenito muito fino e acamamentos *wavy* e *linsen*, com níveis com bioturbação moderada. Ocorrem concreções carbonáticas no interior de pacotes de siltitos laminados; e intercalações de argilitos e siltitos com camadas estreitas de arenitos muito finos avermelhados, com marcas de ondas simétricas e assimétricas (Figura 59).

As estruturas sedimentares associadas são indicativas de ação de ondas, com deposição variando desde um ambiente abaixo (*offshore*) até acima (*shoreface* inferior) do nível de base das ondas. Pacotes de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* indicam deposição em ambiente influenciado por ondas de tempestade. Em outras localidades da Bacia do Paraná a unidade contém fósseis de pelecípodes e peixes, não encontrados na Folha Passo São Diogo.



Figura 59 - Formação Teresina: (A) arenito fino com marcas de ondas; e (B) folhelhos intercalando camadas centi-decimétricas de arenitos muito fino a finos, intemperizados. Os afloramentos estão indicados nas fotos.

### 3.5.4.4. Formação Rio do Rasto (P3T1rr)

A denominação Rio do Rasto foi utilizada primeiramente por White (1908) para uma sequência sedimentar exposta nas cabeceiras do rio do Rasto, na estrada Lauro Muller – São Joaquim (SC). A unidade compreende, na parte inferior, siltitos e arenitos finos esverdeados e arroxeados; e na porção superior argilitos e siltitos avermelhados com intercalações lenticulares de arenitos finos (MÜHLMANN et al. 1974). Gordon Jr. (1947) propôs a subdivisão da formação nos membros Serrinha (inferior) e Morro Pelado (superior).

A Formação Rio do Rasto aflora especialmente no sudoeste da Folha Passo São Diogo, onde ocupa área significativa e apresenta contato gradacional com a formação Teresina e tectônico com as formações Rio Bonito e Irati. A espessura aflorante é estimada em 80 m; enquanto em subsuperfície, na sondagem HV-43, a unidade alcança 172,50 m de espessura.

Pelitos e arenitos variegados nas cores avermelhadas, rosadas a cinza-claro caracterizam a unidade. Ocorre a dominância de camadas tabulares e

lenticulares na porção basal (Membro Serrinha), com acamamento *wavy* e *linsen*, e arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. Na parte média e superior passam progressivamente a dominar as geometrias lenticulares (Membro Morro Pelado). Os siltitos tendem a ser avermelhados e tabulares, maciços ou laminados. Os arenitos são quase sempre finos, podendo ser tabulares ou lenticulares e apresentam laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a muito grande porte.

A Formação Rio do Rasto, na sua parte basal, estabelece a continuidade das condições paleoambientais da Formação Teresina, com total ausência de organismos marinhos e evolução (em sentido ao topo) para ambientes lacustre e deltaico (Figura 60 A). Na porção superior, os campos de dunas eólicas se integram com os sedimentos lacustres e deltaicos. A potencialidade mineral dessa formação reside nas camadas de argilas para a indústria de cerâmicas vermelhas.

Ocorre um registro significativo de lenhos e troncos fósseis de várias dimensões distribuídos aleatoriamente pelo afloramento CK-077 (Figura 60 B).

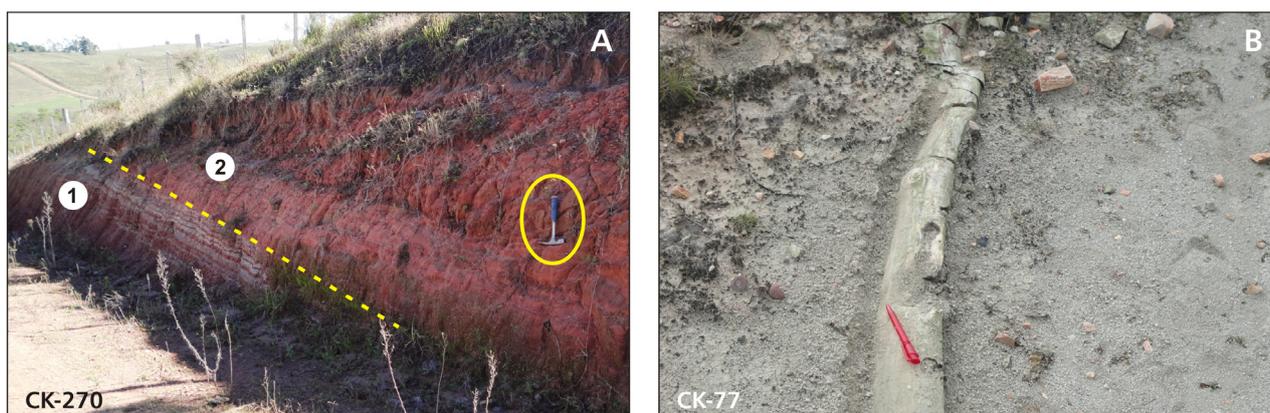


Figura 60 - Formação Rio do Rasto: (A) siltitos e argilitos de cores variegadas, em camadas tabulares, na parte inferior (1); e avermelhados, com estratificação cruzada acanalada, na porção superior (2) do afloramento (escala ressaltada na elipse amarela; martelo); e (B) fragmento de tronco silicificado em siltito maciço. Afloramentos estão indicados nas fotos.

### 3.5.5. Grupo Serra Geral

#### 3.5.5.1. Diques e Sills de Diabásio (K1δdb)

No extremo nordeste da folha, na faixa de ocorrência do Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres, aflora uma pequena área de rocha amarronada a cinza-escura, afanítica, com alteração argilosa vermelho-telha, caracterizada na litofácies de diques e sills do Grupo Serra Geral.

Classificada petrograficamente como um basalto microporfirítico, a rocha é inequigranular, porfirítica com texturas hemicristalina e intersetal com fenocristais de plagioclásio de granulação fina

a média. A matriz tem granulação muito fina, com plagioclásio, augita, epidoto, opacos, vidro e um material amarelado em LN, possivelmente opala, e cavidades preenchidas por quartzo. A textura é intergranular é caracterizada pela ocorrência de grânulos ferromagnesianos nos intertícios dos cristais ripiformes de plagioclásio da matriz.

### 3.5.6. Aspectos Paleontológicos

#### 3.5.6.1. Introdução

Das diversas atividades desenvolvidas nas quatro folhas do bloco de mapeamento resultou

também o estudo de 13 localidades fossilíferas, das quais oito na Folha Aceguá (três ocorrências históricas e cinco inéditas), duas na Folha Bagé (inéditas) e três na Folha Passo São Diogo (uma histórica e duas inéditas). Não foram determinados afloramentos fossilíferos na Folha Curral de Pedras.

As quatro exposições históricas constituem áreas onde o material fóssil de vertebrados foi coletado no passado; destas, três ocorrem na Folha Aceguá e foram visitadas pela equipe da CPRM, enquanto uma, na Folha Passo São Diogo, é descrita com base em informações bibliográficas.

Os nove registros fósseis inéditos resultaram do atual programa de levantamentos, com a descoberta de restos de: 1) Mesossauros em uma localidade na Folha Aceguá; e 2) troncos fósseis em oito

localidades, duas delas na Folha Bagé, duas na Folha Passo São Diogo e quatro na Folha Aceguá. Entre as últimas está incluída uma ocorrência comunicada à equipe da CPRM pelo Prof. Dr. Ernesto Lavina (Geologia/UNISINOS).

### 3.5.6.2. Registros Fósseis na Folha Passo São Diogo

1) Localidade inédita: (nas proximidades do Rio Jaguarão (afloramento CK-077; UTM 224.573E, 6.477.720N). Unidade encaixante: Formação Rio do Rasto. Material: fragmentos de troncos (mais de uma espécie) dispersos em nível de siltito cinza (Figura 61).

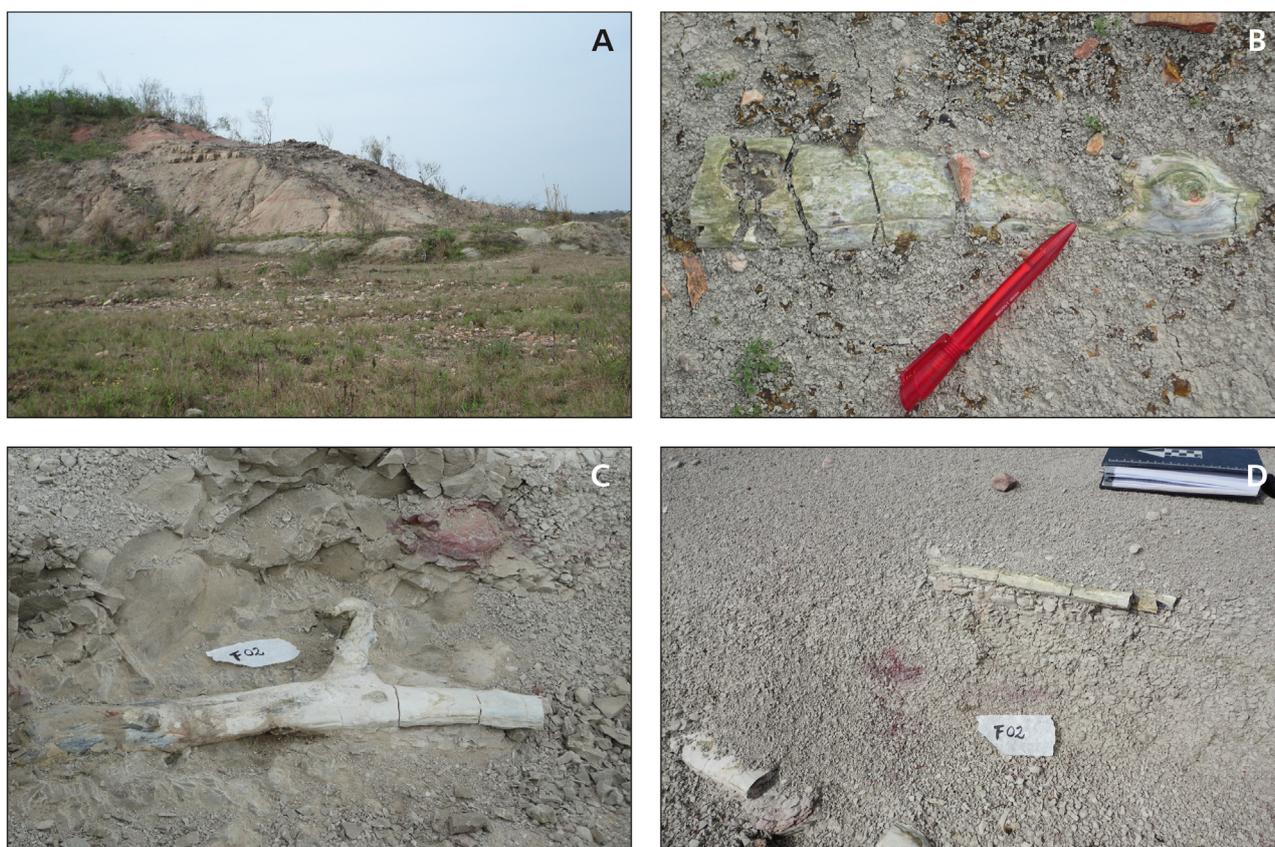


Figura 61 - Madeiras fossilizadas: (A) vista geral do afloramento CK-077; o material fóssil é encontrado nas litologias do plano inferior da foto; (B, C e D) detalhes do material fóssil disperso e da litologia encaixante.

2) Localidade inédita: valeta de estrada vicinal nas proximidades do **Arroio Jaguarão Chico** (afloramento CI-082B; UTM 262.554E, 6.461.670N). Unidade encaixante: Formação Rio Bonito. Material: fragmentos de lenho fóssil dispersos em paraconglomerado com matriz areno-argilosa esbranquiçada.

Além das duas localidades acima cabe referir uma ocorrência da fauna *Glyptodon* sp. na “Serra de Pedras Altas” (“Afloramento Bagé” de Zingano e Cauduro, 1959, p. 22), numa sanga entre as estações de Pedras Altas e Pinheiro Machado, a 9 km da primeira. Cabe referir que o afloramento não foi visita-

do, já que o desmonte deste ramal ferroviário dificultou a localização da ocorrência fóssil. Referência a esta exposição é efetuada também por Pinto e Closs (1967, p. 34), numa compilação acerca dos fósseis descritos ou citados para o RS.

### 3.6. DEPÓSITOS ALUVIAIS

Os depósitos aluviais cobrem uma ampla área da Folha Passo São Diogo, acompanhando os principais cursos d’água e seus afluentes, os arroios Jaguarão Chico, do Vime, Poacá, Candiota,

Candiotinha, da Divisa, Lajeado, da Pitangueira, Santa Maria, Pantanoso, Passo do Maurício, Taquara, Nascente, Mau, São José, São José, Alegrias, Caiena além das sangas da Cascata, da Justiça, Segurança, Passo dos Vimes, Quebra Junco, da China, do Cemitério, do Salso, dos Lagões, Passo da Areia, Viadeira, J. Antônio e Rio Jaguarão (Figura 62).

Predominam os canais com morfologia meandrante, com depósitos nas bacias de drenagem estabelecidas, na maior parte, sobre as litologias

sedimentares da Bacia do Paraná. Os depósitos de canais fluviais e de planícies de inundação são constituídos por sedimentos clásticos atuais mal selecionados, inconsolidados, onde predominam as frações arenosas finas a muito grossas, com lentes subordinadas de material siltico-argiloso e restos de matéria orgânica (Figura 63). As cascalheiras, que constituem alvéolos aluviais sem representação na escala dos levantamentos, ocorrem quase exclusivamente nas áreas de granitoides.

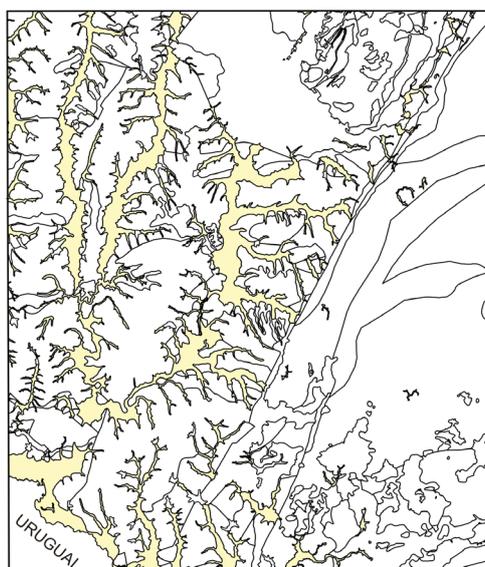


Figura 62 - Distribuição dos depósitos aluviais na Folha Passo São Diogo.

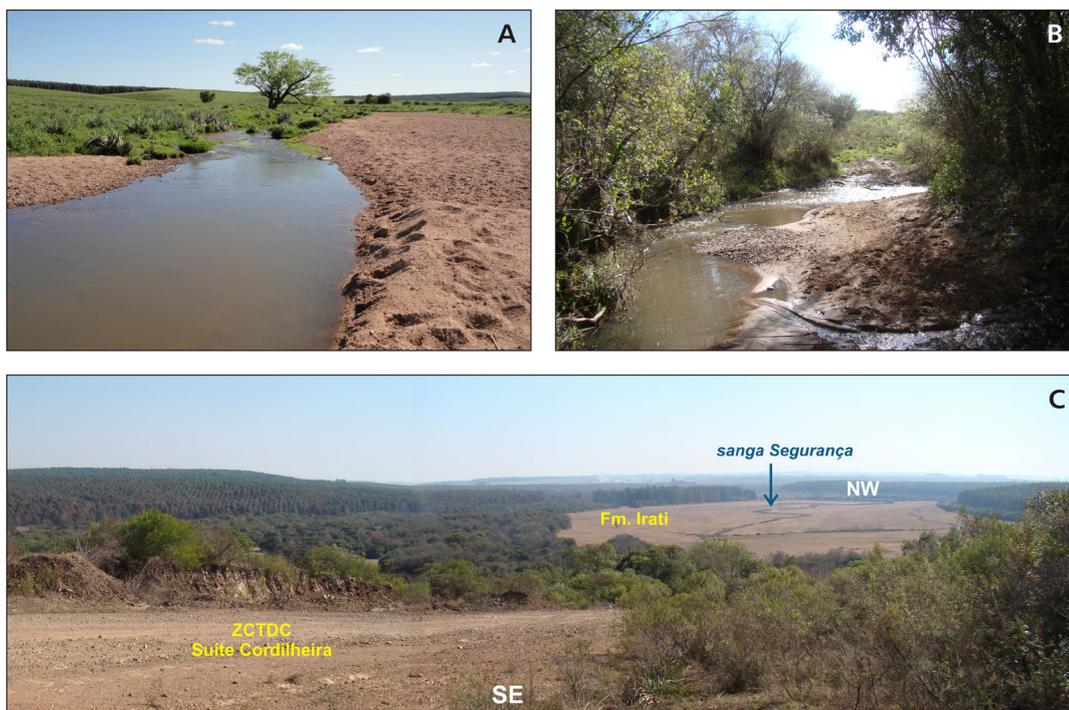


Figura 63 - Depósitos aluviais: (A, B) sedimentos clásticos inconsolidados de granulação grossa a muito grossa, em afluentes do arroio Candiotinha; e (C) vista panorâmica das cabeceiras da sanga Segurança, afluente pela margem esquerda do arroio Candiotina, no limite entre a Bacia do Paraná e o Batólito Pelotas. O canal fluvial é marcado pela mata-galeria; a planície de inundação pela área sem vegetação.

## 4 – ASPECTOS ESTRUTURAIS

### 4.1. INTRODUÇÃO

As unidades pré-cambrianas aflorantes na Folha Passo São Diogo estão relacionadas com a evolução do Cinturão Dom Feliciano no Ciclo Brasileiro – Pan-Africano e são incluídas nos seguintes domínios tectono-geológicos: Terreno Tijucas, Batólito Pelotas e Bacia Camaquã.

Litologias relacionadas com o Terreno Taquarembó ocorrem apenas em furos de sondagem, na porção oeste da Folha. O Terreno Taquarembó, correlacionável com o Terreno (ou Microplaca) Nico Perez do Uruguai, tem por unidade característica o Complexo Granulítico Santa Maria Chico. Margeando a porção leste do Cráton Rio de La Plata, constitui um segmento paleocontinental retrabalhado mas com alguma integridade relativamente aos processos orogênicos do Ciclo Brasileiro.

A evolução do Cinturão Dom Feliciano está associada à formação e fechamento de um oceano no início do Neoproterozoico (1000-900 Ma). Este oceano separava grandes áreas continentais constituídas pelos crátons Amazônico, São Francisco e Rio de La Plata, bem como por outras microplacas continentais (Luis Alves e Curitiba, entre outras). O fechamento deste oceano na região sul envolveu dois grandes ciclos orogênicos conhecidos como São Gabriel (850-680 Ma) e Dom Feliciano (650-550 Ma) (CHEMALE Jr. 2000; SALMANN et al., 2004, 2006, 2007, 2010; HARTMANN et al., 2007, 2011).

O primeiro ciclo é caracterizado pelo período de subducção ativa, com formação de arcos de ilha e de margem continental ativa contra uma margem continental situada ao sul-leste e constituída pelos complexos paleoproterozoicos presentes nos Terrenos Taquarembó e Tijucas. As informações disponíveis sugerem um período de subducção ativa com geração de associações vulcânicas de arco entre 850-750 (BABINSKI et al., 1996; LEITE et al., 1998; REMUS et al., 1999; SALMANN et al., 2010).

O encerramento deste ciclo ocorre com a colisão dos sistemas de arcos contra a micro-placa Encantadas e o Cráton Rio de La Plata. Esta colisão é caracterizada pela deformação e metamorfismo dos granitos sin-orogênicos. O magmatismo granítico associado ao Terreno São Gabriel e constituído por três grandes eventos magmáticos: (i) magmatismo associado ao período de subducção (740-720 Ma); (ii) magmatismo pós-colisional e sin-transcorrente (710-700 Ma); e (iii) magmatismo pós-colisional e pós-transcorrente (700-680 Ma) (BABINSKI et al., 1996; LEITE et al., 1998; HARTMANN et al., 2011).

O segundo ciclo orogênico está associado ao principal evento de metamorfismo regional que afetou o Cinturão Dom Feliciano, a colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari. As hipóteses para o desenvolvimento deste processo colisional envolveram segundo os diversos pesquisadores: (i) fechamento de um oceano, (ii) de um pequeno mar marginal, (iii) bacia intra-cratônica e/ou (iv) de uma bacia de retro-arco. A idade deste evento de metamorfismo regional foi estabelecida recentemente, no intervalo entre 650-630 Ma (PHILIPP et al., 2009; CHEMALE Jr. et al., 2011; BOM, 2011). Esta colisão tem sido registrada por condições metamórficas da fácies granulito descritas por diversos pesquisadores (GROSS et al., 2006; BOM 2011).

Associadas ao pico máximo da colisão e seguindo-se aos estágios tardios estabeleceram-se importantes zonas de cisalhamento de escala continental de direção N20-40°E e N50-70°E, ao longo das quais foram posicionados granitoides sin-transcorrentes durante os períodos colisional e pós-colisional. Algumas dessas zonas de transcorrência aproveitaram as descontinuidades reológicas pré-existentes, principalmente as zonas de suturas (FERNANDES et al., 1995 a, b). As zonas de transcorrência convergiram para essas estruturas pré-existentes e posicionaram-se, em alguns casos, ao longo dos limites entre os domínios geofísicos e tectônicos.

O limite entre os domínios Central e Oriental está muito bem exposto no leste da Folha Passo São Diogo. Nesta área, uma ampla faixa de milonitos marca o contato entre o Complexo Porongos e os granitoides do Batólito Pelotas.

O Complexo Porongos é afetado pela colocação de granitos porfiríticos e/ou equigranulares peraluminosos que são representados por unidades como o Granito Chácara São Jerônimo e a Suíte Cordilheira, ambos sin-tectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (MESQUITA; FERNANDES, 1990; MESQUITA, 1991; FERNANDES et al., 1992, 1995 a, b; PHILIPP et al., 1993; ORLANDI Fº et al., 1995; PHILIPP; CAMOZZATO, 2009) (Figura 64 A, B, C, D).

A estruturação final da colagem brasileira culminou na intrusão de um grande volume de granitos pós-colisionais, especialmente no Domínio Oriental. Estes granitos aproveitaram as principais zonas de cisalhamento dúcteis do Batólito Pelotas e as suturas pré-existentes, que foram reativadas como zonas de falhas e controlaram o posicionamento das suítes graníticas e de plútons isolados, durante o fim do Ciclo Brasileiro, entre 600 e 550 Ma (FERNANDES et al., 1992, 1993; PHILIPP et al., 1993, 2000, 2003;



Figura 64 - (A, B, C) vistas regionais, para leste, da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu – ZCDC (BPel = Batólito Pelotas, BCq/BPr = bacias do Camaquã e Paraná, CPo = Complexo Porongos); (D) milonitos desenvolvidos sobre granitoides peraluminosos da Suíte Cordilheira, na ZCDC; (E, F) Litologias da Suíte Herval deformadas pela Zona de Cisalhamento Cerro Chato; (G) detalhe da Foto F, mostrando zonas esparsas, acinzentadas, de ultramilonitos, entre zonas róseas protomiloníticas.

BITENCOURT; NARDI, 2000; PHILIPP; MACHADO, 2005).

As reativações das zonas de falhas foram recorrentes do Paleozoico ao Terciário. A reativação de falhas com direção NE são as mais evidentes, tendo condicionado a formação dos principais grupos de rochas vulcanossedimentares que constituem a Bacia Camaquã no Domínio Aerogeofísico Central (PAIM et al., 2000; BORBA, 2006; BORBA et al., 2007 a, b; 2008).

Estas reativações são as responsáveis pelos principais sistemas de falhas encontrados na Folha Passo São Diogo. As reativações destas falhas controlaram também a deposição e deformação de sequências mais novas e o desenvolvimento de zonas de alta deformação, discretas e geralmente com espessuras decimétricas a métrica (FERNANDES et al., 1995 a, b; HOLZ et al., 2006).

Para a reconstrução e análise da evolução estrutural de uma região que foi submetida a mais de um evento de deformação é necessário que se identifique e caracterize as estruturas formadas nos distintos níveis crustais. Em grandes profundidades as estruturas são geradas sob condições de elevada ductilidade, enquanto em níveis crustais mais superficiais, o comportamento é transicional entre o dúctil e o rúptil ou, ainda em níveis muito rasos, a deformação atuante é rúptil.

No primeiro caso, as estruturas são penetrativas e a deformação pode ser tratada como fluxo de rocha no estado sólido, onde as dobras e as zonas de cisalhamento dúcteis são as estruturas mais comuns, mas secundárias na acomodação da deformação, apresentando relações diversas com os eixos de deformação finita (NICOLAS; PORIER, 1976; MARSHAK, MITRA, 1988).

Nos níveis mais superficiais, sob condições de deformação do tipo dúctil-rúptil, formam-se estruturas pouco penetrativas, com dobramentos associados a processos de cisalhamento e ao deslizamento flexural, além de sistemas de fraturas associados. Neste caso, as dobras desempenham um papel mais importante na acomodação da deformação, com a nucleação gerando-se em alto ângulo com a direção do encurtamento do cinturão orogênico (NICOLAS, 1987).

Sob condições de deformação rúptil, as principais estruturas desenvolvidas são as falhas e os conjugados de fraturas, que apresentam relação espacial bem definida em relação ao campo tensional atuante durante o processo. Reconhecer as diferenças entre as condições de deformação e de comportamento reológico é um dos critérios fundamentais para o entendimento do significado tectônico das estruturas deformacionais desenvolvidas nas rochas de uma região.

## 4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

### 4.2.1. Domínio Oriental

Este domínio é caracterizado pelos granitoides do Batólito Pelotas, considerados sin- a pós-orogênicos e característicos de um arco magmático de margem continental ativa (FERNANDES et al., 1993, PHILIPP et al., 1993) ou de origem pós-colisional (PHILIPP 1998; BITENCOURT et al., 2000, PHILIPP et al., 2000).

Grande parte destes granitoides foi deformada e metamorfizada ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), uma estrutura de escala continental que marca o limite oeste do Batólito Pelotas. As transformações associadas ao metamorfismo cataclástico atingiram condições da fácies anfíbolito a xisto-verde. Quando preservadas, as estruturas magmáticas e de deformação no estado sólido indicam fluxo ao longo de superfícies planares com disposição NE, de ângulo médio a elevado. As foliações metamórficas mais antigas são truncadas pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu de direção NE-SW, enquanto as foliações de fluxo são concordantes as estruturas miloníticas.

As orientações dos eixos das anomalias do mapa aeromagnetométrico desse domínio são coincidentes com as principais direções do fluxo dúctil, conforme pode ser observados nos mapas estruturais apresentados pela Texas Instruments ou nos trabalhos de Frantz e Remus (1986), Fernandes et al. (1992, 1993) e Philipp et al. (1993).

O Domínio Oriental é constituído, em sua maior parte, pelas rochas do Complexo Pinheiro Machado, unidade que compreende um amplo volume de granodioritos, monzogranitos e dioritos, com ocorrência muito subordinadas de xenólitos representados por gnaisses pelíticos, anfíbolitos, mármore e ortognaisses. Estes últimos ocorrem como xenólitos e *roof pendants*, enquanto os primeiros constituem um conjunto de intrusões mostrando um complexo arranjo de interações entre feições de fluxo magmático como foliação de forma e *schlieren* de minerais máficos, e foliações metamórficas e de deformação no estado sólido.

Como referido, os granitos do Domínio Oriental (Batólito Pelotas) se limitam com o Terreno Tijucas através da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Logo a norte, na Folha Hulha negra, Camozzato et al (2009) identificaram no interior do Complexo Porongos granitos porfiríticos protomiloníticos, correlatos aos granitos do Complexo Pinheiro Machado, e leucogranitos equigranulares de composição sienogranítica e tendência alcalina.

No interior dos metamorfitos ocorrem também corpos de formas tabulares de leucogranitos peraluminosos a muscovita com granada e turmalina (schorlita). Conforme caracterizado por Philipp e Camozzato (2009), estes granitos estão posicionados de modo concordante com a foliação  $S_2$  dos metassedimentos, possuindo uma foliação milonítica interna concordante que sugere sincronismo com esta fase de deformação ( $D_2$ ). Estes corpos ainda estão afetados por dobras  $F_3$  de formas abertas a fechadas.

A variação da geometria, orientação e desenvolvimento das estruturas e texturas de deformação no estado sólido foi igualmente controlada tanto pela intensidade do *strain*, quanto pela recristalização generalizada sofrida por essas rochas. As feições magmáticas mais comuns incluem uma foliação de forma marcada pela orientação de megacristais de K-feldspatos e agregados de biotita.

Feições como *schlieren* e foliação de forma são interpretadas em termos de fluxo relativo do magma. As estruturas de deformação no estado sólido envolvem o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de média temperatura (condições da fácies anfíbolito), cuja atitude é aproximadamente paralela a das superfícies axiais das dobras  $F_3$  no Complexo Porongos. Esta relação sugere uma evolução temporal entre estas estruturas.

Nas zonas de cisalhamento dúcteis, os granitos mostram formação de porfiroclastos de feldspatos com caudas de recristalização assimétricas (tipo S) e bandas de cisalhamento (*shear bands*) oblíquas à foliação de cisalhamento principal (superfícies C), sugerindo um transporte tectônico para SW. As bandas de cisalhamento estão geralmente associadas com incrementos das taxas de deformação, que atingem valores difíceis de serem acomodados naturalmente por fluxo ao longo das superfícies C.

O metamorfismo sin-tectônico às deformações de alta temperatura originou uma matriz quartzo-feldspática gerada por recristalização dinâmica, caracterizando agregados de grãos menores e fitas de quartzo que contornam os porfiroclastos de feldspatos. Em toda a área, os afloramentos de rochas miloníticas registram, sistematicamente, uma movimentação lateral esquerda.

Estruturas mais jovens, relacionadas à evolução e a reativações da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, afetam as estruturas mais antigas, as quais são registradas principalmente pela trama magmática dos granitoides sin-transcorrência, como a foliação do Granito Chácara São Jerônimo, que ocorre restrito às zonas de cisalhamento mais antigas.

A foliação magmática nos granitos porfíricos é marcada pela orientação dimensional dos megacristais de feldspatos, refletindo a forma dos espaços disponíveis e o campo de tensões vigente durante o posicionamento do magma. O bandamento composicional observado nos granitos peraluminosos é,

provavelmente, o resultado da variação da intensidade da deformação.

A natureza e a história evolutiva e as estruturas observadas nestes granitos são idênticas àquelas estudadas no Batólito Pelotas ao longo do segmento nordeste da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (FERNANDES et al, 1992, 1993; PHILIPP et al., 1993; RAMGRAB et al., 1995; KOESTER, 1995; entre outros). O controle das zonas de cisalhamento transcorrente no posicionamento dos granitoides com características petrológicas progressivamente mais alcalinas é sugerido pelas formas apresentadas pelos corpos e pelas condições de temperatura das zonas de cisalhamento discreto que delimitam e afetam as intrusões. De acordo com esses critérios, intrusões como as do granito porfírico e os granitos peraluminosos da Suíte Cordilheira podem ser consideradas sin-transcorrentes. As exposições destes granitos estão restritas às zonas de cisalhamento principais e mostram feições de deformação e metamorfismo de média temperatura, compatíveis com as exibidas pelas rochas encaixantes.

As intrusões mais jovens, caracterizadas por granitos equigranulares de cor rosa, apresentam feições de deformação rúptil, provavelmente relacionadas a reativação do sistema de zonas de cisalhamento. Estes corpos devem ter sido posicionados durante a reativação (dúctil-rúptil) das falhas NE. Reativações das zonas de transcorrência em condições metamórficas da fácies xisto-verde são bastante comuns nesse domínio. As reativações das zonas de falhas NE durante o Fanerozoico incluem numerosos episódios, definidos principalmente através de seus efeitos no registro estratigráfico e na delimitação das unidades sedimentares Paleozoicas (Fernandes et al., 1995; Holz 1995).

As falhas e fraturas de direção NW-SE se manifestam como lineamentos finos e contínuos nas imagens de satélite e como anomalias magnéticas longas e contínuas nos mapas aeromagnetométricos. Estudos prévios de magnetometria terrestre revelam que esses lineamentos têm mergulho sistemático para SW (ORLANDI F° et al., 1995) e marcam a presença de zonas de fraturas associadas a evolução das próprias zonas de cisalhamento.

#### 4.2.2. Domínio Central

O Domínio Central é caracterizado por gnaisses e metagranitoides paleoproterozoicos (complexos Vigia e Encantadas; e Metagranito Seival), os quais estão tectonicamente imbricados com as metavulcanossedimentares neoproterozoicas do Complexo Porongos. Na Folha Passo São Diogo estão expostas apenas as litologias metamórficas do Complexo Porongos, que ocorrem em uma janela no nordeste da Folha Passo São Diogo, em meio as litologias sedimentares da Bacia do Paraná.

As condições de metamorfismo do Complexo Porongos são variáveis entre a fácies xisto verde e anfíbolito médio, com condições de pressão baixa definidas pela ocorrência de cordierita sem granada nos paragneisses no âmbito da Folha Hulha Negra.

Nesse domínio, a história da deformação pode ser compreendida, segundo a natureza das feições formadas, em três estágios principais. O mais antigo desses estágios é caracterizado por estruturas penetrativas geradas sob condições de deformação dúctil. O segundo estágio originou estruturas pouco penetrativas, como dobras abertas e clivagens espaçadas, características do comportamento dúctil-rúptil. No terceiro e último estágio, foram desenvolvidas falhas em condições rúpteis, associadas ao soerguimento e rebaixamento de blocos, controlando a deposição das seqüências sedimentares no fim do Neoproterozoico e início do Paleozoico. Reativações destes sistemas de falhas durante o Fanerozoico controlaram a deposição das rochas sedimentares e a intrusão de magmas durante o Cretáceo.

#### 4.2.2.1. Deformação Dúctil

No Complexo Porongos há dominância de quartzitos e metapelitos, com mármore e rochas metaultramáficas subordinados. As condições de metamorfismo são das zonas da biotita e, localizadamente, zona da granada. Quando associados, os dados das folhas Hulha Negra e Passo São Diogo sugerem a existência de um zoneamento metamórfico longitudinal ao longo do complexo, com aumento das condições de temperatura de sul (sudeste) para norte (nordeste).

A trama principal das rochas do Complexo Porongos é caracterizada por uma foliação, podendo ou não estar presente uma lineação mineral e/ou de estiramento. A foliação principal nos mica xistos, filitos e quartzitos do Complexo correspondendo a uma xistosidade desde mediana até bem desenvolvida. De modo geral, a lineação de estiramento é muito desenvolvida em quartzitos e em mármore intensamente deformados. Nestes casos, a lineação está marcada pelo alongamento de agregados policristalinos como fitas de quartzo, agregados de feldspato ou de carbonato. As rochas muito ricas em micas não costumam mostrar esse tipo de feição linear, apenas lineações de intersecção (Figura 65).

Os quartzitos podem estar intensamente afetados pela milonitização, apresentando uma lineação de estiramento bem desenvolvida. Ao microscópio mostram feições indicativas de que a deformação foi acomodada principalmente por recristalização dinâmica do quartzo. Quando presente, a granada está fraturada e boudinada, evidenciando retrogressão para clorita e biotita. Igualmente nos mármore observa-se diferentes intensidades de milonitização, indicada pela presença de uma lineação de estiramento bem desenvolvida, enquanto as lentes rela-

tivamente preservadas da milonitização apresentam uma textura granoblástica poligonal grossa.

Em muitas das rochas são observadas estruturas assimétricas nos cortes paralelos à lineação de estiramento e transversais à foliação milonítica (XZ), características de fluxo não-coaxial. As principais feições observadas incluem porfiroclastos de feldspato e quartzo com caudas de recristalização assimétricas, mica *fish* assimétricos, fraturas sintéticas e antitéticas em porfiroclastos de feldspato e fragmentos de porfiroclastos rotacionados.

Apesar do consenso com relação à existência de um evento tangencial nos complexos gnáissicos paleoproterozoicos e Porongos, a direção e sentido do movimento tectônico continuam sendo temas abertos a discussão. Isso se deve principalmente a diferentes interpretações das estruturas como registro do fluxo dúctil.

Alguns autores inferem a direção e sentido do fluxo tectônico com base na vergência das dobras isoclinais (e.g. Remus et al., 1987; Machado et al., 1987), enquanto outros consideram a lineação de estiramento como a direção do transporte tectônico e utilizam as feições assimétricas observadas nos cortes paralelos a essas lineações como indicadores do sentido de movimento (PORCHER; FERNANDES, 1990, 1992; REMUS et al., 1990; MELLO et al., 1992; ORLANDI F<sup>o</sup> et al., 1995).

Na região de Santana da Boa Vista, a assimetria das feições observadas nos cortes paralelos à foliação indica sistematicamente movimento do topo da seqüência para NE, conforme verificado por Fernandes et al. (1992). O mesmo padrão foi reconhecido por Marques et al. (1998) na região de Capané, no extremo norte da área de ocorrência do Complexo Porongos.

O reconhecimento de uma assimetria sistemática no plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento confirma que essa estrutura marca a direção principal do movimento tectônico, enquanto as dobras, além de mostrarem vergência para ambos os quadrantes (NW e SE), indicam uma componente secundária do encurtamento principal.

Embora nenhum estudo sistemático dos indicadores cinemáticos tenha sido realizado na porção dos complexos aflorantes na Folha Passo São Diogo, à semelhança do padrão observado em outras áreas de exposição das mesmas unidades permite inferir a mesma interpretação; ou seja, que a direção principal do evento tangencial está representada pela lineação de estiramento e que a direção principal de movimento tectônico é NE-SW nas zonas de máxima deformação do sistema e oblíqua em porções onde a intensidade de deformação é um pouco menor.

Os metagranitos e as supracrustais podem se apresentar fortemente milonitizados, constituindo desde proto- até ultramilonitos. Em faixas de mais baixo strain as supracrustais preservam a foliação metamórfica impressa nas fases precoces de defor-

mação tangencial, caracterizada por uma lineação de estiramento mineral de alto ângulo (*rake*), entre 50 e 70°. Essa estrutura é fortemente transposta pela foliação milonítica subvertical das fases transcorrentes. Nas zonas pouco deformadas os metagranitos

apresentam textura blastoequigranular média (1-5 mm) caracterizada por porfiroclastos de K-feldspato (Pertita) e de clinopiroxênio sódico (Aegerina), indicando uma unidade plutônica intercalada nas unidades paraderivadas.



Figura 65 - (A, B) clivagem de crenulação respectivamente em xisto e quartzito; (C) deformação inter-boudin em camadas boudinadas de mármore; (D) padrão de interferência do Tipo 3 (laço) em paragneisse; (E) dobra parasita em Z em quartzitos; (F) estrutura em lápis em metagranito; (G) padrão de interferência do Tipo 1 (domo e bacia); vista obtida em piso de estrada vicinal, reproduzindo em mini-escala o padrão regional de exposição do Complexo Porongos; e (H) dobramento  $F_2$  no Metagranito Candiotinha.

#### 4.2.2.2. Deformações Dúctil-Rúptil e Rúptil

As principais estruturas formadas durante a deformação dúctil-rúptil são dobras abertas e fechadas que afetam a associação de estruturas dúcteis do Complexo Porongos e também as rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim.

Foram reconhecidos dois conjuntos principais de dobras tardias, com base na atitude da superfície axial e dos eixos. As dobras  $F_3$  controlam o relevo regional e possuem eixos com direção NE-SW (030-050°), enquanto as dobras  $F_4$  mostram eixos de direção NW-SE (320-340°).

O mais antigo desses conjuntos é constituído pelas dobras  $F_3$ , que mostram superfície axial segundo a direção N30-50°E, com alto ângulo de mergulho. As dobras regionais dessa fase são geralmente marcadas pelas cristas de quartzito e controlam o padrão de afloramentos do Complexo Porongos. A foliação de superfície axial é pouco pervasiva, correspondendo a uma clivagem de crenulação incipiente nos xistos e filitos e a uma clivagem espaçada nas rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim.

Não é observado crescimento dos minerais metamórficos ao longo desses planos, sugerindo que essas dobras foram geradas em condições de metamorfismo incipiente e em níveis crustais superficiais. As dobras mais jovens ( $F_4$ ) mostram superfície axial de direção N40-60°W e com alto mergulho, sendo principalmente dobras suaves, crenulações e *kinks*. O cruzamento entre estas duas fases de dobramento pode ser responsável pela formação das estruturas dômicas regionais.

Nos levantamentos estruturais desenvolvidos na região de Santana da Boa Vista, Remus et al. (1987), Machado et al. (1987) e Remus et al. (1990) atribuíram a interferência entre as fases de dobramento  $F_3$  e  $F_4$  como responsável pelo desenvolvimento de um padrão do tipo "domo-bacia" nos complexos Porongos e Encantadas. No entanto, segundo Orlandi F° et al. (1995) a presença dessas dobras não deve ser utilizada para explicar o duplo caimento apresentado pelas dobras normais da fase  $F_3$  encontradas na antifórme de Santana da Boa Vista. Essa última apresenta características típicas de dobra de flambagem, geralmente acilíndricas pela natureza de seu processo gerador.

O significado tectônico de geração das dobras tardias é mais difícil de interpretar do que o das estruturas dúcteis. Uma das possíveis interpretações é a de que essas dobras tenham se formado como resultado final do encurtamento do Cinturão Dom Feliciano, já que dobras similares a essas são observadas em diversos setores do cinturão (REMUS et al., 1987; FERNANDES et al., 1992; MELLO et al., 1992; PORCHER, 1993; ORLANDI F° et al., 1995). Uma interpretação mais definitiva dessas estruturas ainda necessita de melhores conhecimentos tanto de suas

características e processo gerador, como, principalmente, de suas idades.

Os eventos orogênicos ocorridos na margem sudoeste do Gondwana tiveram reflexos intraplaca que influenciaram a evolução estrutural e deposicional das unidades da Bacia do Paraná. A orogenia Sanrafaélica, resultantes do choque do terreno patagônico com a plataforma sul-americana (Permiano ao Triássico), afetou o paleocontinente Gondwana e proporcionou (MILANI et al. 2007) um ciclo transgressivo-regressivo completo do oceano Panthalassa. Além disto, o arco magmático Choiyoi, ativo neste período, produziu uma grande quantidade de material vulcânico andesítico a riolítico que alcançou a atual região do RS e se intercala, como tonstein ou bentonitas, particularmente nas formações Rio Bonito e Rio do Rasto (Figura 66).

A propagação de tensões compressivas dessa orogenia gerou tensões de sul para norte que condicionaram a reativação de zonas de falhas pré-cambrianas do Escudo-Sul-Riograndense, tais como as que afetaram com movimentação inversa ou transcorrente as formações Taciba e Rio Bonito no nordeste da área.

Na Bacia do Paraná, as orientações NW-SE e NE-SW representam direções tectônicas por reativação de estruturas herdadas do embasamento Pré-Cambriano, fenômeno de ocorrência relativamente comum em bacias intracratônicas. Os elementos tectônicos lineares NW-SE são relacionados com o Arco de Rio Grande; os de direções N-S até NE-SW, ao sistema de falhas Açotéia (vinculado a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu), que limita a extensão para leste dos depósitos gonduânicos da depressão de Candiota.

Estas estruturas exerceram intenso controle sobre a sedimentação e preservação da Bacia do Paraná na região; as orientações E-W, segundo Zalán et al. (1987), representam o máximo momento de deformação associado à ruptura do Gondwana.

Zerfass et al. (2004, 2005) demonstram que os falhamentos de direção NW controlaram a deposição das rochas sedimentares da Bacia do Paraná no Triássico. A disposição da sedimentação neste período foi controlada por uma calha regional de direção NW, limitada por falhas normais, que foram geradas como uma resposta intraplaca aos esforços compressivos relacionados à orogênese andina.

Alves (1994) e Menezes (1994) sugerem que a movimentação da Falha Acotéia seria contemporânea a sedimentação na região de Candiota. Medeiros (1996), trabalhando na mesma área, discorda e demonstra que as movimentações tectônicas são posteriores à deposição permiana. Na região, a sedimentação iniciou pelo preenchimento de vales glaciais, seguindo-se os depósitos arenosos da Formação Rio Bonito, já dentro do trato de sistemas transgressivos, os quais colmataram os vales com *onlap* contra o embasamento.

Como resultado final do fraturamento regional, a sequência estratigráfica acha-se intensamente seccionada como um mosaico de blocos limitados por falhas extensionais, com ângulos de mergulho normalmente maiores do que 75°.

Localmente, ocorrem movimentos horizontais de compensação de caráter transpressivo, como no afloramento CK-115 (Formação Taciba), onde os blocos falhados se relacionam através de planos aproximadamente N-S, com deslocamento direcional esquerdo, configurados como uma flor positiva de escala métrica. Inversões de camadas, por sua vez, não são incomuns e podem ser observadas, por

exemplo, afetando as camadas de carvão na Mina de Candiota.

Estruturas de grande porte, como a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, podem ser reativadas como falhas extensionais que resultam em dobramentos de arrasto, como é o caso da Formação Irati no afloramento CK-157-B.

Os efeitos das reativações mais recentes das falhas dos outros sistemas como o NE, N-S e E-W são claramente observados no estabelecimento dos depósitos sedimentares associados ao padrão de drenagem subatual, como pode ser observado no mapa geológico.

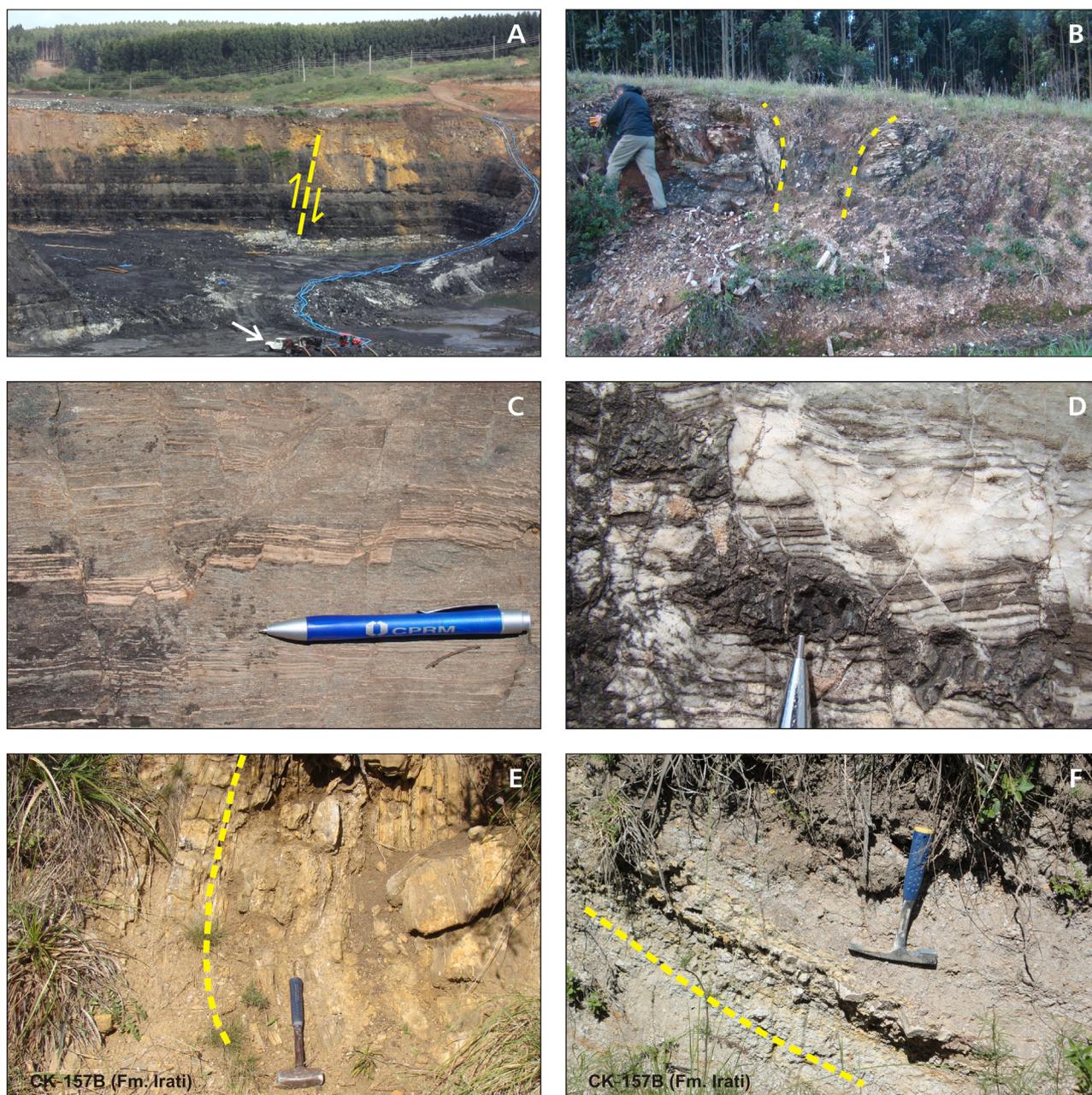


Figura 66 - (A) falha inversa afetando a camada de carvão Candiota na Mina de Candiota; (B) estrutura em flor positiva afetando siltitos porcelânicos da Formação Taciba; (C, D) conjugado de falhas respectivamente em gnaisse (metagranito) e mármore (vistas em planta); (E, F) Formação Irati dobrada como resultado de reativação como falha normal da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (vistas para sul; posição proximal à falha em E, e distal em F).

## 5 – RECURSOS MINERAIS

### 5.1. PANORAMA MINERAL DA ÁREA

As mais significativas atividades de extração de recursos minerais na Folha Passo São Diogo estão instaladas na região de Candiota, com a mineração de carvão para a geração de energia na

Usina Termelétrica Presidente Médici (do Sistema Interligado Nacional) e de mármore para a indústria cimenteira. Na Figura 67 são apresentados os recursos minerais na Folha Passo São Diogo, incluindo os indícios mineralométricos para Au e Sn obtidos pela prospecção mineral por concentrados de bateia.

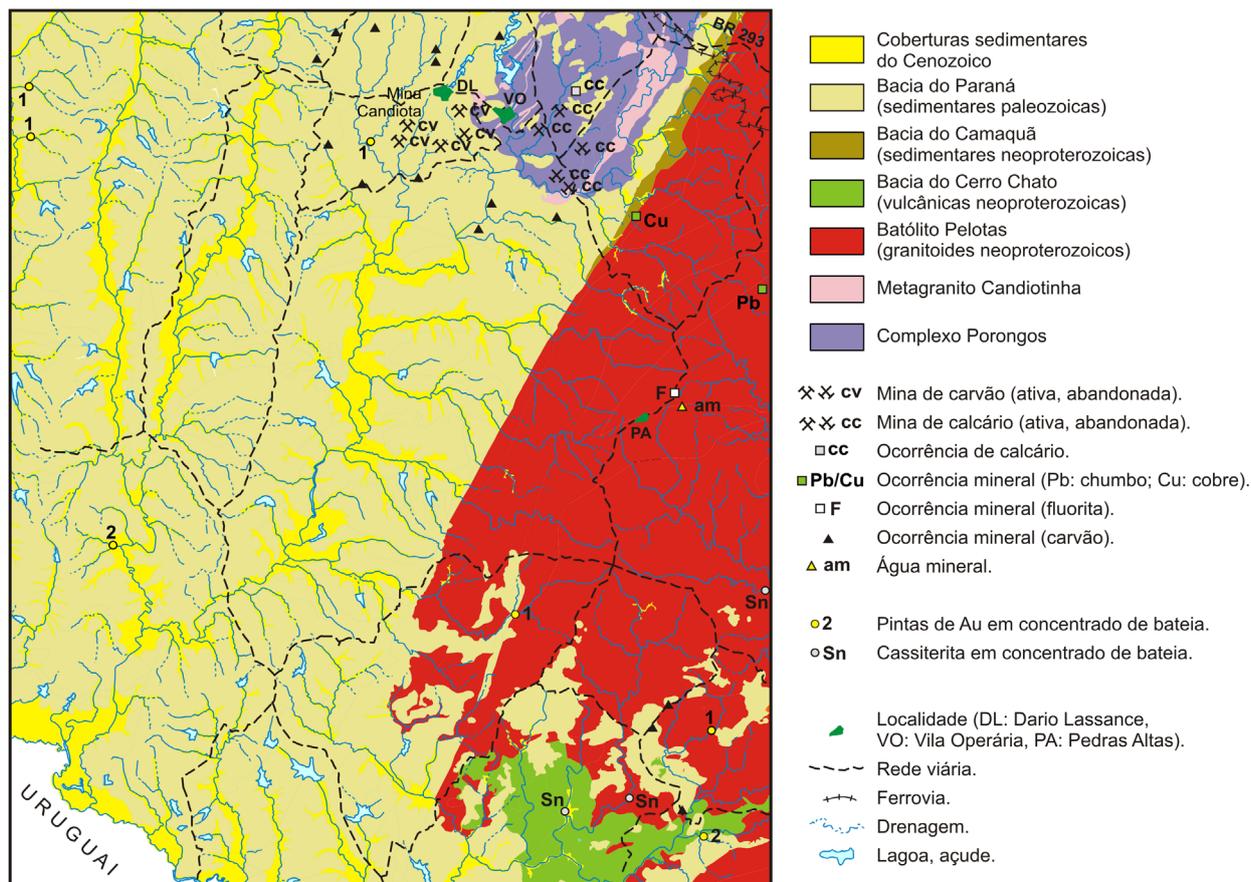


Figura 67 - Recursos minerais na Folha Passo São Diogo, incluindo indícios minerais (Au e cassiterita) obtidos pela prospecção por concentrados de minerais pesados. Fundo geológico simplificado do mapa geológico da folha.

### 5.2. RECURSOS NÃO-METÁLICOS

#### 5.2.1. Mármore

Os mármore da região de Candiota constituem um dos bens minerais mais importantes da área focalizada, com exploração de corpos com baixo teor de MgO que suprem duas unidades industriais cimenteiras instaladas na região. Esses jazimentos, vinculados ao Complexo Metamórfico Porongos, constituem lentes de calcários metamorfizados que se intercalam com os xistos e quartzitos dessa unida-

de, como já assinalado por Szubert e Presotto (1974) em cadastro pioneiro sobre rochas calcárias do Rio Grande do Sul.

Mesoscopicamente essas rochas calcárias compreendem mármore de granulação média a fina, de modo geral com tons claros, desde branco homogêneo com níveis e manchas verdes e cinza-escuros, passando por branco-amarelado, cinza-claro, cinza-escuro; até, mais raramente, róseo e marrom-claro. Estruturalmente mostram um bandamento que pode ser proeminente, melhor observado nos mármore mais escuros, onde níveis brancos subparalelos de granulação mais grossa se intercalam com níveis cinza escuros de granulação mais fina (Figura 68).



Figura 68 - (A) mina ativa da InterCement, no extremo sul de lente compartilhada com o Grupo Votorantim (no círculo, caminhão fora de estrada); o tom ocre no horizonte superior da mina representa cobertura pela Formação Rio Bonito; (B e C) detalhes do mármore extraído pela InterCement para a produção de clínquer; (D) correia transportadora de mármore britado para a usina da InterCement (vista para sul); e (E) mina abandonada.

Microscopicamente, os mármoreos mostram uma textura predominantemente granoblástica média a fina, com arranjo em mosaico. Compreendem de 72 a 99% de carbonatos (calcita e dolomita), com o quartzo em proporções variáveis sempre presente. Podem ocorrer talco, clorita, tremolita, opacos e muscovita. Os tremolita mármore em geral apõem os menores teores de MgO. As lentes de mármoreos da região de Candiota apresentam orientação geral N30°-50°E, com caimentos tanto para NW como SE, estando intercaladas em xistos e quartzitos.

Presentemente, o Grupo Votorantim (Companhia Portland Gaúcho) está lavrando uma lente de direção N50°-70°E, 25°-40° SE, com um desmonte mensal da ordem de 40.000 t de calcário + estéril (Figura 68). As reservas medidas na área de concessão da empresa totalizam 14,5 x 10<sup>6</sup> t de calcário com teor de CO<sub>3</sub> total de 76,5%. O minério, após britagem primária, é encaminhado por caminhões à fábrica de cimento situada junto da BR-293.

A InterCement, subsidiária da Camargo Corrêa (anteriormente Cimento e Mineração Bagé – CIMBAGÉ, do Grupo CIMPOR) explora o mesmo corpo de calcário, em sua extremidade sul (Figura 68). A empresa detém direitos minerários sobre área com reserva medida de 25 x 10<sup>6</sup> t e reserva inferida de

15 x 10<sup>6</sup> t, com teor de CO<sub>3</sub> total de 85%. A produção anual é de 650.000 t, sendo a lavra desenvolvida com desmonte em bancadas descendentes. O calcário, após britagem primária, é encaminhado por correia transportadora para a fábrica de clínquer e cimento que a empresa instalou nas proximidades (para sul) da jazida.

Parcela dos mármoreos explotados pelas duas empresas acima referidas é utilizada para a produção de corretivos para a agricultura (“calcários” agrícolas).

### 5.2.2. Fluorita

Fluorita de cor roxa com calcita associada ocorre como filmes em fraturas de granitoides cataclasados nas proximidades da localidade de Pedras Altas (Figura 69).

Embora essas concentrações sejam destituídas de significado econômico, elas ressaltam a potencialidade dos granitos da região como fontes de flúor, o qual poderia constituir depósitos em áreas contendo remanescentes da cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, a semelhança do modelo genético do Distrito Fluorítico de Santa Catarina.



Figura 69 - (A) Granito cataclasado com disseminação de fluorita ± quartzo nas fraturas; (B) detalhe de superfície de fratura com preenchimento por quartzo ± fluorita roxa.

### 5.2.3. Argilitos Cerâmicos

Na Mina de Candiota são exploradas duas camadas de carvão (Candiota Inferior e Superior) com aproximadamente 2 m de espessura total, as quais são tanto intercaladas quanto sobrepostas por camadas de argilito, respectivamente referidas como Argilito Intermediário (~80 cm) e Argilito Superior (~1,70 m). O custo de extração destes níveis com potencial cerâmico é praticamente nulo, já que são minerados junto com as duas camadas de carvão utilizadas para fins energéticos. Diversos estudos técnicos comprovaram a viabilidade de uso das argilas destas camadas na fabricação de produtos cerâmicos.

Os resultados analíticos de duas amostras coletadas entre as camadas de carvão da Mina de Candiota (SOARES et al., 1999) mostraram valores da tensão de ruptura à flexão superiores àqueles mínimos especificados para argilas para a produção de tijolos maciços (2,0 MPa) e para temperaturas de queima acima de 800°C. As amostras atenderam, ainda, a resistência mínima (5,5 MPa) para blocos cerâmicos, com temperatura de queima variando entre 800°C e 1.050°C e absorção máxima de 20%. Os corpos de prova das amostras, nos ensaios à flexão maiores que 3,0 MPa (secagem) e 6,5 MPa (queimados), caracterizam o material como passível de uso para a produção de tijolos maciços, blocos cerâmicos e telhas, com queima acima de 800°C.

Quintana et al. (2000) também apresentam os resultados do estudo de duas amostras da argila da Mina de Candiota, os quais atendem as normas para a produção de cerâmica vermelha (tijolos, blocos e telhas), com temperaturas de queima de 900°C.

Silva et al. (1999), estudando a cinza volante da Usina Termelétrica de Candiota por difração de raios X, microscopia de luz transmitida e análises termodiferencial (ATD) e termogravimétrica (ATG), concluíram que a mesma é constituída basicamente por quartzo, mulita e traços de hematita. Cinzas volantes são as cinzas de textura mais fina arrastadas pelos gases de combustão das fornalhas da caldeira e abatidas pelos precipitadores eletrostáticos da usina termelétrica. As cinzas volantes não comercializadas com a indústria cimenteira local são estocadas nas minas de carvão desativadas. Estes autores comprovaram o caráter pozolânico das cinzas daquela Usina, bem como a viabilidade de utilização das mesmas como matéria-prima cerâmica, pela mistura com a argila da mina de carvão de Candiota.

Quintana (2000), em uma avaliação dos insumos utilizados em 83 olarias da região sul do RS (entre as quais, uma em Bagé e uma em Candiota), bem como de quatro amostras da argila associada com o carvão da Mina de Candiota, concluiu pela adequação de todas as matérias-primas utilizadas

pelas olarias, bem como da argila rejeitada pela mineração, para a produção de cerâmica vermelha. As matérias-primas das olarias e as argilas de Candiota foram preparadas e ensaiadas por Quintana (2000) segundo as normas da ABNT e os procedimentos recomendados pela Fundação de Ciência e Tecnologia do Estado do Rio Grande do Sul - CIENTEC.

A própria CRM desenvolveu um importante trabalho de pesquisa, em conjunto com o Instituto de Pesquisa Cerâmica de Shigaraki – SHIKENJO (entre os anos de 1996 e 2001), que resultou no “Relatório de Projeto sobre Pesquisa Tecnológica para Utilização Econômica da Argila e da Cinza de Carvão de Candiota, Rio Grande do Sul, Brasil” de Mello (2001).

Conforme Mello (2001), a camada de argilito localizada acima da camada de carvão Candiota (Argilito Superior) tem espessura média de 1,7m e reservas estimadas de 117 milhões de m<sup>3</sup>. A disponibilidade mensal de argilito como resultado da mineração de carvão, à época da pesquisa, era de pelo menos 25.000 m<sup>3</sup>; enquanto a de cinzas resultantes da queima do carvão foi estimada em 78.000 t/mês. Os estudos efetuados pelo autor comprovaram excelentes resultados na confecção de peças cerâmicas resultantes da queima de diferentes misturas de cinzas com o argilito (Figura 70).



Figura 70 - Materiais cerâmicos esmaltados produzidos por pesquisa tecnológica da Companhia Riograndense de Mineração (CRM) em conjunto com o Instituto de Pesquisa Cerâmica de Shigaraki (Japão) para a utilização da argila e da cinza de carvão de Candiota: (A) vasos, (B) bule, (C) prato e (D) telhas. Fotos cedidas pelo geólogo Fernando Dable de Mello, CRM. Altura da escala (em A e C): ~9cm.

A mistura de argila do denominado Argilito Superior e cinza resultante da queima do carvão foi inicialmente caracterizada por Silva et al. (1999). Na pesquisa destes autores ficou caracterizada que a mistura 80/20 (argila/cinzas) é adequada para peças pequenas, enquanto a mistura 70/30 é indicada para a confecção de peças maiores, especialmente ladrilhos e azulejos.

Aquere et al. (2003), como parte de um Programa de Pesquisa e Desenvolvimento da CGTEE em convênio com a Universidade da Região da Campanha - URCAMP (Bagé), também efetuaram a avaliação da mistura de argila com diferentes quantidades e tipos de cinzas resultantes da produção de energia em Candiota. A queima das amostras sob temperaturas entre 850°C e 1050°C indicou a viabilidade da adição de cinza de carvão na massa para a produção de tijolos, blocos e telhas.

Conforme Allemand (2011) o Complexo Mina de Candiota – UTPM produz quantidades significativas de subprodutos que são desprezados economicamente. Estes insumos, argilas do rejeito da mineração do carvão e cinza resultante da combustão deste recurso energético, quando misturados adequadamente, resultam na produção de excelentes peças cerâmicas. As propriedades e características físicas e

químicas dos insumos cerâmicos (argilas e cinzas) do Complexo Mina/Usina de Candiota, bem como dos testes desenvolvidos, corpos de prova e resultados sobre as diferentes misturas e queimas estão disponíveis nos diversos estudos acima referidos.

#### 5.2.4. Materiais de Uso na Construção

As principais áreas de extração de saibro na região são administradas pelas prefeituras municipais de Candiota e Pedras Altas (Figura 71), as quais produzem material de empréstimo pela utilização, respectivamente, de quartzitos do Complexo Porongos e granitoides alterados do Batólito Pelotas.

O material produzido é utilizado especialmente para o capeamento e recuperação de estradas vicinais. Inúmeras pequenas áreas de produção intermitente atendem a pavimentação de caminhos particulares e se localizam no interior das propriedades rurais.

A extração de areias do leito de drenagens e a produção de pedras de talhe mostram características artesanais e são normalmente efetuadas pelos próprios usuários do produto final.



Figura 71 - Duas das maiores saibreiras na Folha Passo São Diogo: (A) sobre granitoides alterados do Batólito Pelotas, no município de Pedras Altas; e (B) em quartzitos do Complexo Porongos, no município de Candiota.

### 5.3. RECURSOS ENERGÉTICOS (CARVÃO MINERAL)

Os recursos identificados de carvão mineral no Brasil ultrapassam 32 bilhões de toneladas e se localizam em litologias da porção inferior da Bacia do Paraná, especialmente nos estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. As jazidas de carvão do RS são apresentadas na Figura 72.

A jazida de Candiota, com uma área de cerca de 2.000km<sup>2</sup>, reservas aproximadas de 12 bilhões de toneladas (38% dos recursos totais do Brasil) e até 17

camadas de carvão (entre as quais a Candiota, bancos inferior e superior), constitui a mais importante área de carvão do país (ABOARRAGE; LOPES, 1986; GOMES et al., 1998, RODRIGUES, 2013).

A mineração do carvão na região de Candiota / Hulha Negra data de 1863, quando atendia as fábricas e charqueadas da região. O carvão era garimpado em minas de encosta e às margens dos cursos d'água (cicatrizes de áreas de extração podem ser vistas logo a norte da Folha, às margens da BR 293).

A CPRM realizou entre 1984 e 1986 (ABOARRAGE, LOPES, 1986) a integração de todos os

projetos de pesquisa desenvolvidos na região, sintetizando as informações do Programa de Mobilização Energética (Convênio CPRM/DNPM) e das empresas

mineradoras de carvão. Na Figura 73 são apresentados as sondagens executadas na área, conforme compilação de dados destes autores.

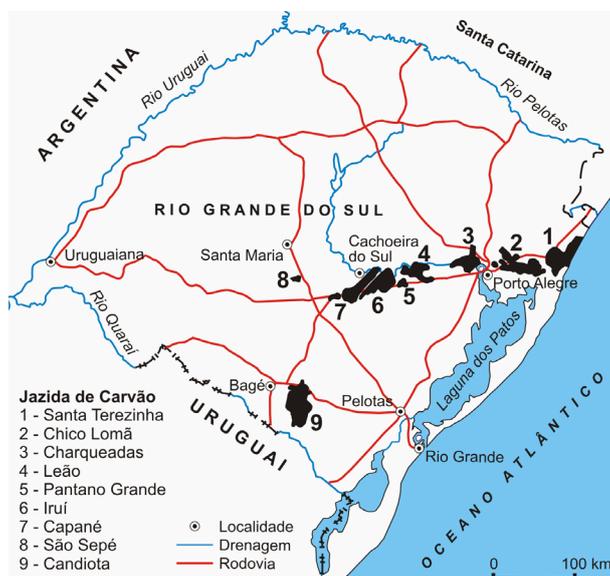


Figura 72 - Principais jazidas de carvão do Rio Grande do Sul, conforme Aboarrage e Lopes (1986).

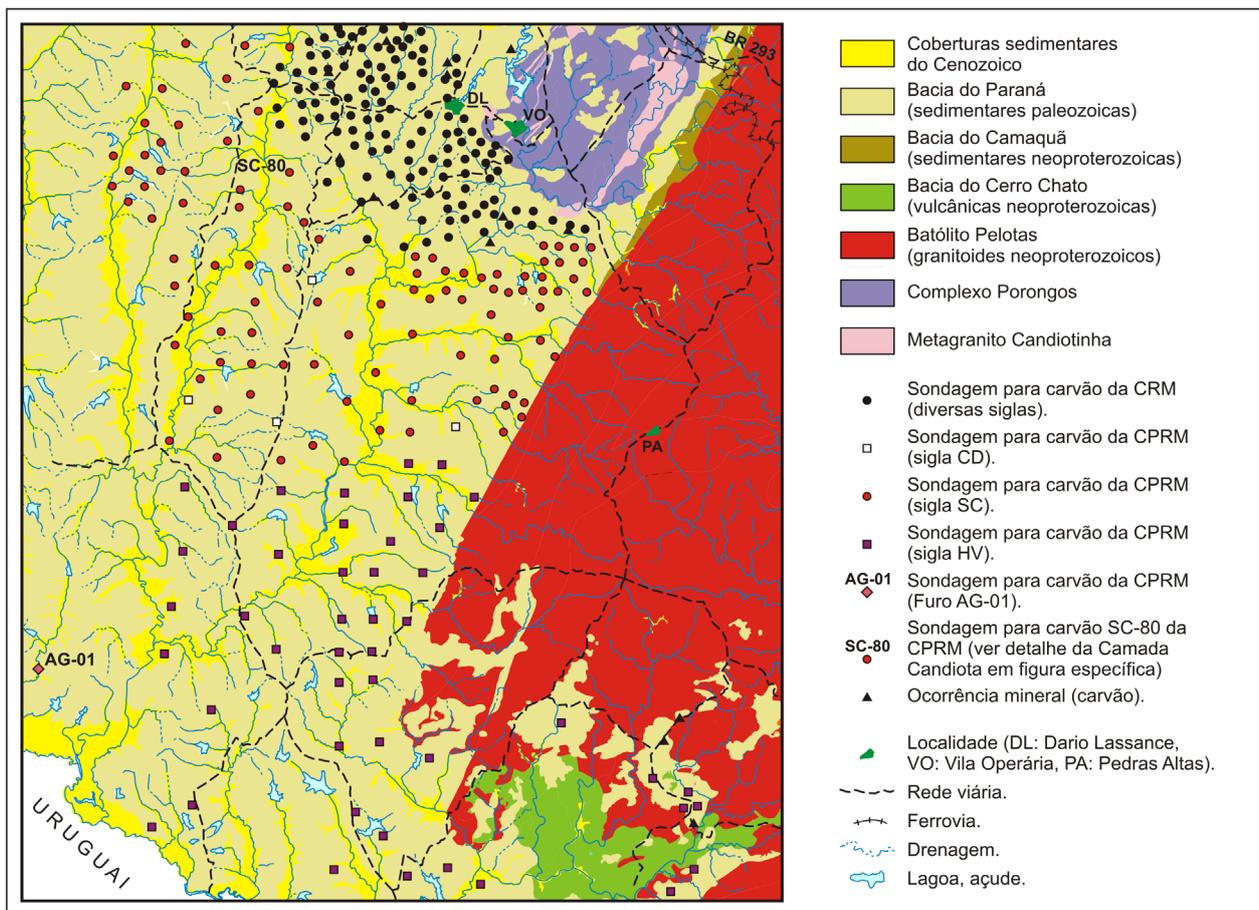


Figura 73 - Sondagens para carvão executadas pela CPRM e CRM na Folha Passo São Diogo, conforme levantamento de dados de Aboarrage e Lopes (1986). Fundo geológico simplificado do mapa geológico (este projeto). Foram incluídas algumas das ocorrências de carvão aflorante no norte e sudeste da área. No furo AG-01, sudoeste da folha, foram coletadas amostras do embasamento para petrologia (ver item 3.2.1.1.1).

O carvão da jazida é classificado como “Betuminoso de Alto Volátil C” (classificação ASTM), não coqueificável (energético), com refletância das vitrinitas entre 0,45% e 0,51% e umidade de equilíbrio de 16% a 18%. O principal limitante é o grade do carvão, expresso pelo teor de cinzas (51 a 54% para o carvão ROM) e, principalmente, pelo baixo rendimento na lavabilidade (30 a 52% para o carvão com 35% de cinzas e S de ~1%).

A Companhia Riograndense de Mineração (CRM) atua nesta região desde 1961, com o objetivo principal de produção de carvão na Mina de Candiota, nas proximidades da localidade de Dario Lassance (sede municipal de Candiota), onde extrai carvão que é consumido pela Usina Termoelétrica Presidente

Médici, da CGTEE – Companhia de Geração Térmica de Energia Elétrica.

De acordo com o relatório da Diretoria da CRM, em 2014 a Mina de Candiota operou com uma produção programada de 275.000 t/mês (ou 3.300.000 t/ano) para o abastecimento da Usina Termelétrica Presidente Médici. Devido alguns problemas operacionais, a Mina de Candiota encerrou o ano com um fornecimento de 3.120.614 t de carvão.

Na Figura 74 A e B, é apresentado um perfil padrão obtido em sondagem da CRM na Mina de Candiota, bem como o detalhamento da Camada Candiota no Furo SC-80, executado pela CPRM para o Programa de Mobilização Energética no âmbito do Projeto Grande Candiota.

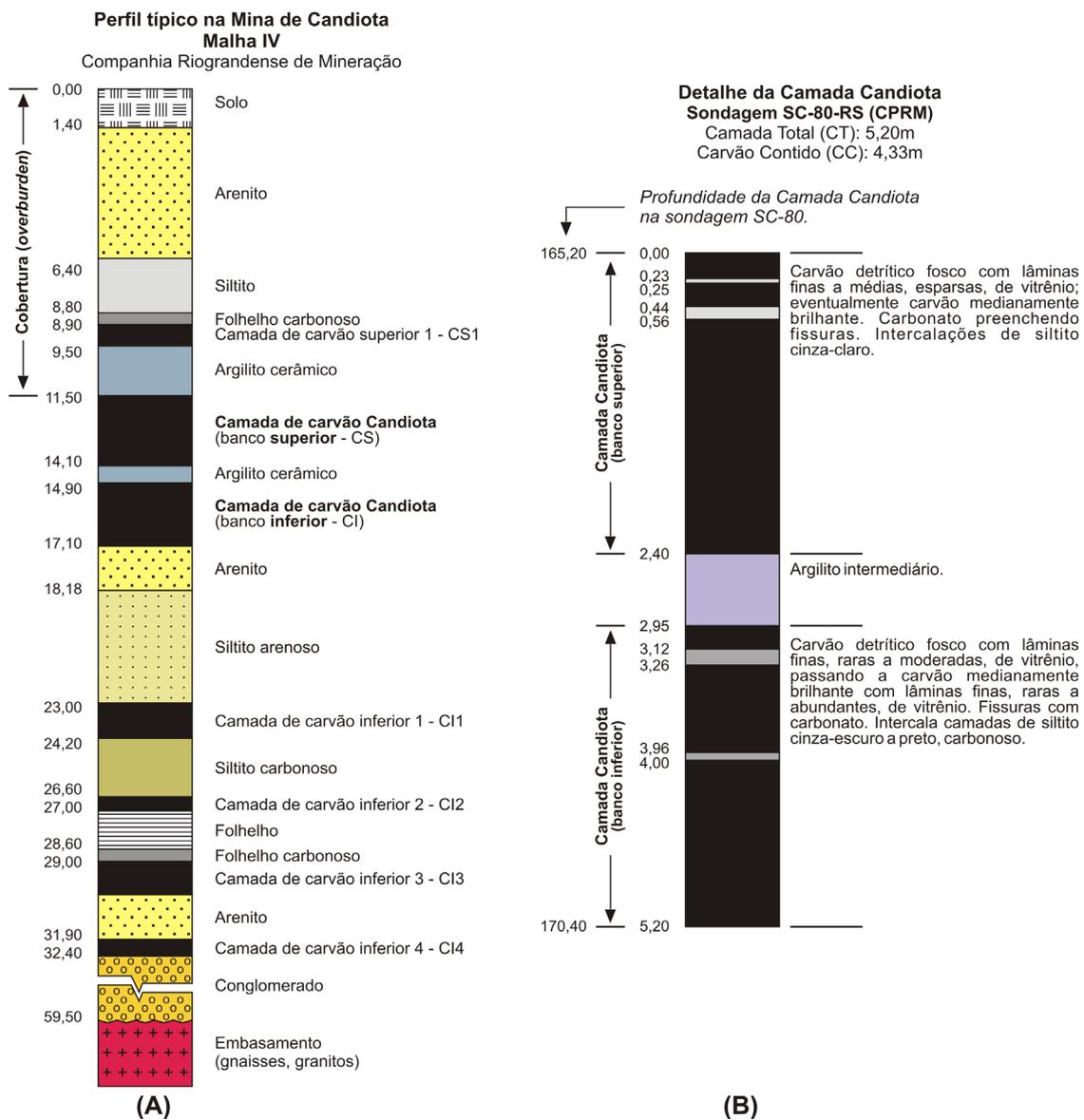


Figura 74 - (A) Perfil típico da Formação Rio Bonito na Mina de Candiota, conforme sondagens para carvão executadas pela Companhia Riograndense de Mineração; (B) Detalhe da Camada Candiota na sondagem SC-80, executada pela CPRM. A localização da sondagem é indicada na Figura 73.

A espessura média da principal camada (Candiota, bancos inferior e superior), é de 4,5 m, localmente ultrapassando os seis metros (Figura 75). Além da espessura, outro fator decisivo na economicidade da lavra da camada na Mina de Candiota é a pequena profundidade da cobertura nas proximidades de Dario Lassance (< 50 m), possibilitando a extração a céu aberto.

A Camada Candiota é a única em lavra e responde por 63% dos recursos da jazida; valor que chega aos 90% quando a ela são somadas as camadas Candiota Inferior 1 e 2.

#### 5.4. ÁGUA MINERAL

A água mineral é extraída pela Hidromineral Pedras Altas Ltda. em uma fonte situada a 3,5 km da sede do município de Pedras Altas, sendo comercializada com a denominação água Pedras do Sul. A fábrica, que entrou em operação no dia 02/fev/2006, é abastecida por um poço artesiano de aproximadamente 120 m de profundidade com uma vazão de 3.500 litros de água por hora.

#### 5.5. RECURSOS METÁLICOS (CU E PB)

A ocorrência de cobre de Pedras Altas constitui a mais meridional até agora reconhecida no Escudo Sul-Rio-Grandense. Ainda que Ribeiro (1978) refira o jazimento como encaixado em granitoides cataclasados, o que se verificou em campo foram

mineralizações à base de malaquita, azurita, cuprita e rara calcosina disseminadas em litologias arco-seanas (arenitos e arenitos conglomeráticos) cataclasadas, do Membro Vargas (Bacia Camaquã), ao longo de uma faixa de direção N25°E com mergulhos >75°NW (Figura 76).

A galena, por sua vez, ocorre associada com o quartzo em venulações milimétricas encaixadas em granitoides, caracterizando mineralizações resultantes da remobilização hidrotermal.

#### 5.6. INDÍCIOS MINERALOMÉTRICOS

Sete concentrados de minerais pesados contendo Au (uma ou duas pintas) e três contendo cassiterita constituem os indícios minerais na Folha Passo São Diogo (Figura 67).

Os concentrados contendo cassiterita estão agrupados no sudeste da folha, onde granitoides contendo alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização) se relacionam com zonas de cisalhamento e indicam, portanto, um potencial para mineralizações do tipo Sn ± W em greisens.

A maioria dos concentrados de bateia contendo Au se localiza sobre litologias paleozoicas da Bacia do Paraná. Os indícios mais significativos são aqueles do sudeste da Folha, especialmente relacionados com granitoides, zonas de cisalhamento e indícios de cassiterita, o que indica a possibilidade de remobilizações hidrotermais e potenciais mineralizações filonianas de Au + sulfetos.

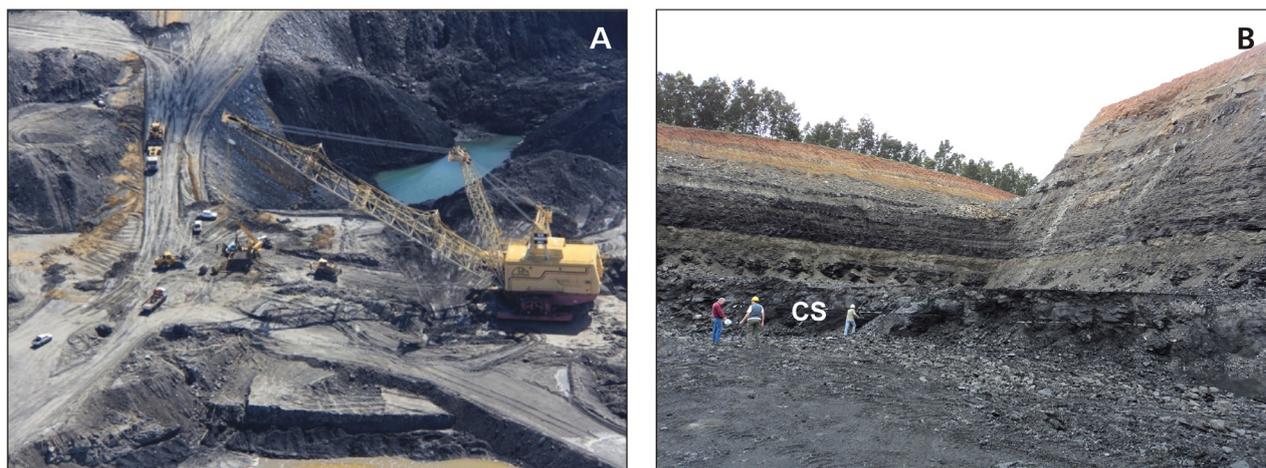


Figura 75 - (A) Mina de Candiota (foto de [www.crm.rs.gov.br](http://www.crm.rs.gov.br)); (B) Camada Candiota Superior (CS) na Mina de Candiota. O piso na foto é a capa do argilito (cerâmico) intermediário (Foto: geól. André L. de A. Rodrigues).

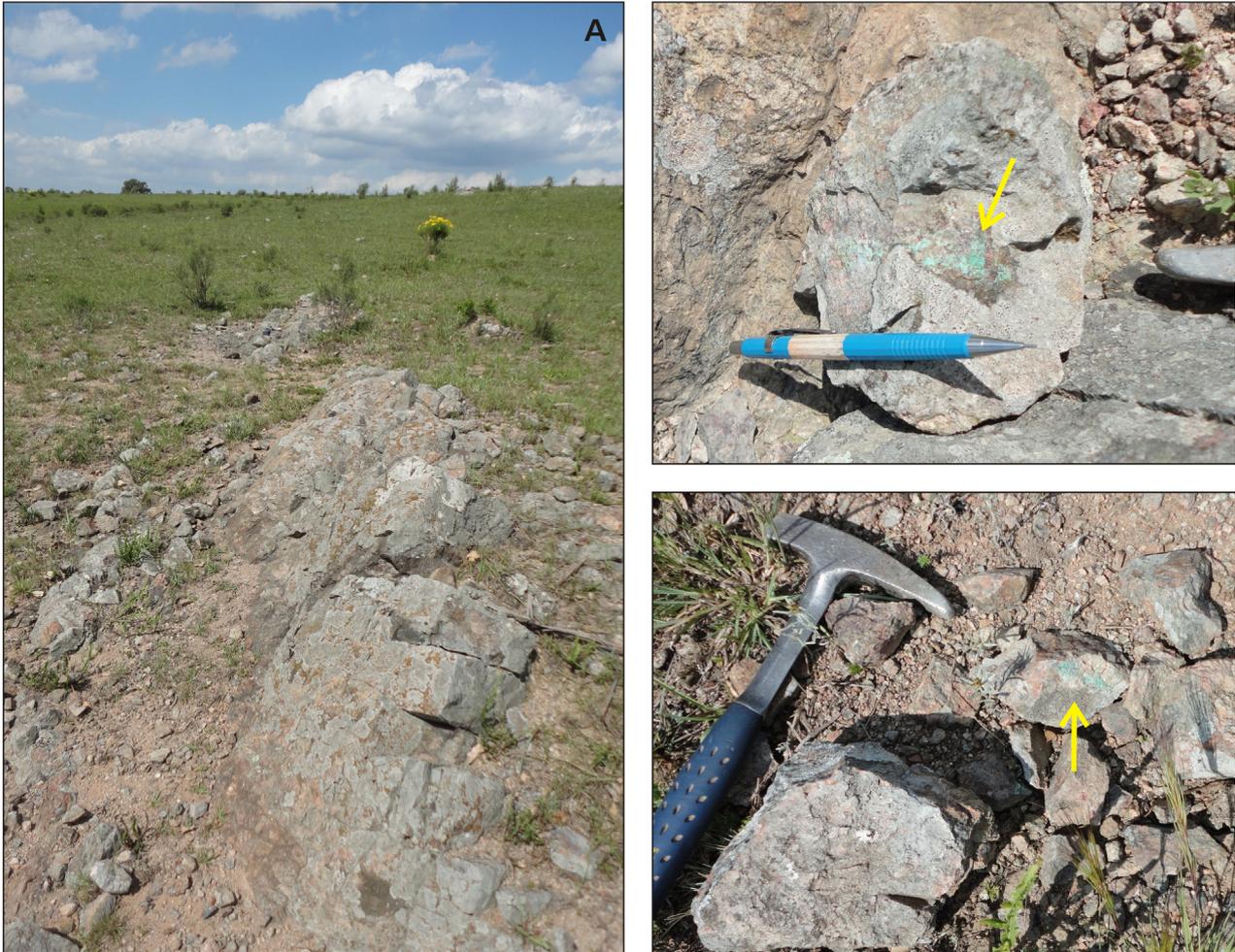


Figura 76 - Ocorrência de cobre de Pedras Altas (afloramento CI-77): (A) camadas de arenitos arcoseanos do Membro Vargas (Bacia Camaquã), com mergulho acentuado para WNW; (B e C) detalhe das litologias areno-conglomeráticas, com malaquita indicada por setas.

## 6 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

### 6.1. GEOQUÍMICA DE SEDIMENTOS DE CORRENTE

#### 6.1.1. Introdução

O tratamento geoquímico dos resultados da prospecção por sedimentos ativos de corrente e de concentrados de minerais pesados nas folhas Bagé, Aceguá, Passo São Diogo, Curral de Pedras e Igrejinha foi executado de modo a identificar possíveis alvos para detalhamento prospectivo (Figura 77).

Cabe referir que na interpretação foram utilizados também os resultados do Projeto Geoquímica do Escudo Sul-Riograndense, recentemente concluído pela CPRM, e a caracterização lá efetuada de zonas anômalas para elementos químicos e/ou associações deles.

Na denominada área Pedras Altas, situada no leste da Folha Passo São Diogo, o relatório do

Projeto Geoquímica do Escudo Sul-Riograndense refere concentrações mais destacáveis de Ce/Cu/Fe/Li/Mg/P/Sc/Ti/V/Zr. Nesta área, os elementos enriquecidos Cu, Fe, Mg, P, Sc, Ti e V não refletem as litologias dominantes na cartografia disponível. As zonas transcorrentes, os corpos magnéticos e os valores elevados do parâmetro F disseminados na área recomendam o adensamento da amostragem de sedimentos de corrente.”

Foram enviadas para análise 201 amostras coletadas na Folha Passo São Diogo. Para referência, no atual bloco de mapeamento foram também analisadas 179 amostras da Folha Bagé, 151 da Igrejinha, 81 da Aceguá e 82 da Curral de Pedras. As densidades de amostragem variaram, também em função, dentre outros fatores, da presença de sedimentos mais recentes. A densidade média foi de aproximadamente uma amostra a cada 15 km<sup>2</sup>, variando de cerca de 1 amostra para cada 19 km<sup>2</sup> em Aceguá para 1 a cada 15 km<sup>2</sup> em Bagé, 1 a cada 13 km<sup>2</sup> em Passo São Diogo, 1 a cada 12 km<sup>2</sup> em Curral de Pedras e uma amostra a cada 17 km<sup>2</sup> em Igrejinha.

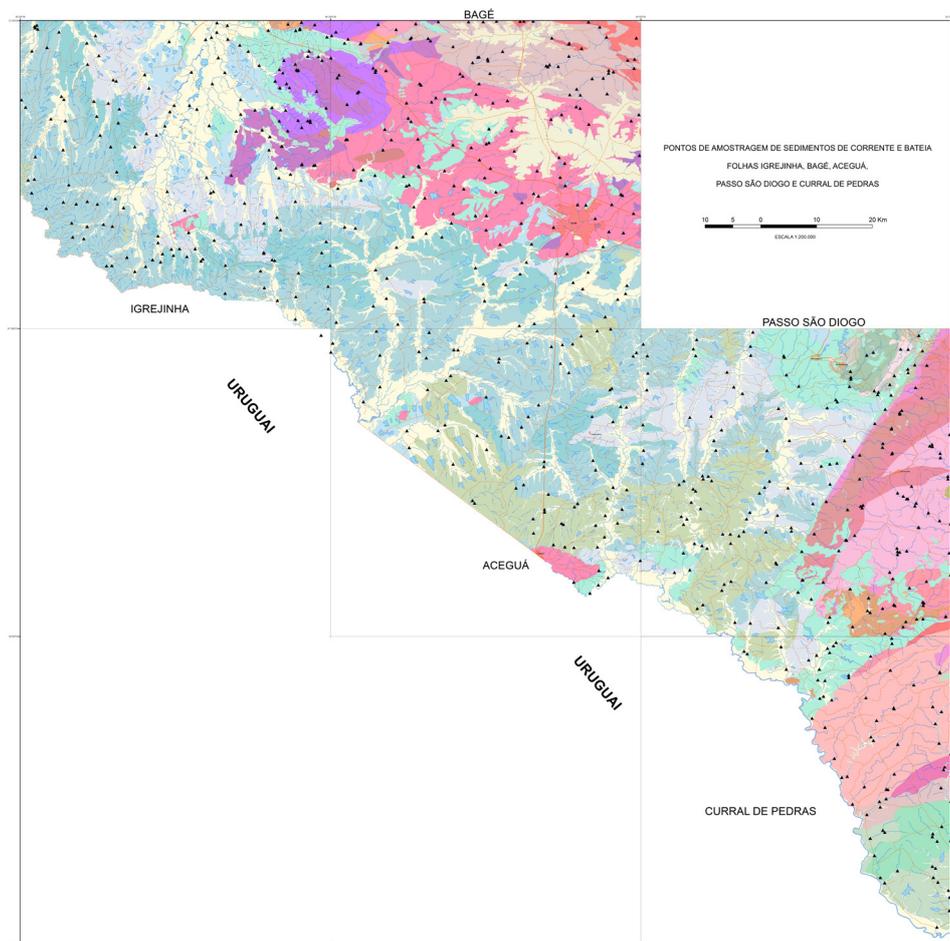


Figura 77 - Mapa com a distribuição da amostragem de sedimentos de corrente e bateia.

## 6.1.2. Metodologia

### 6.1.2.1. Metodologia de Campo

A fração granulométrica das amostras de sedimento de corrente foi estabelecida em <math><80\mu\text{m}</math> (0,175 mm), com uma quantidade mínima de material de 3 Kg. Uma fração contendo entre 30 a 50 g de material de cada amostra foi encaminhada ao laboratório para análise, e seu complemento armazenado. As amostras coletadas (fração <math><80\mu\text{m}</math>) foram analisadas nos laboratórios da ACMELabs em Vancouver, Canadá por ICP-MS no pacote “Group 1F-MS” para 53 elementos, com abertura através de água-régia.

### 6.1.2.2. Metodologia Analítica e Tratamento Estatístico dos Dados

A metodologia de análise dos dados seguiu a mesma adotada no projeto Geoquímica do Escudo Sul-Riograndense, iniciando-se com uma análise individual, por elemento químico analisado, definindo-se os limites de classes de valores pela metodologia EDA (*Exploratory Data Analysis*, descrita em Andriotti, 2010), aplicando-se os limites definidos nas *box plots* individuais para estabelecimento de classes de valores.

Definindo-se IQR como sendo o intervalo interquartil (diferença numérica entre o terceiro quartil e o primeiro quartil), e levando-se em consideração os demais parâmetros como sendo a mediana e os próprios quartis supra citados, e denominando o primeiro quartil como Q I e o terceiro quartil como Q III, as classes definidas foram:

- desde o mínimo valor presente até (Q I - 1,5 IQR), correspondendo aos valores mais baixos da distribuição
- deste valor até a mediana
- desde a mediana até Q III
- de Q III até (Q III + 1,5 IQR)
- deste valor até o maior valor presente nos dados, o valor (Q III + 1,5 IQR) pode ser tratado como o *threshold* dos dados disponíveis, por representar a classe de valores mais elevados no conjunto dos dados disponíveis. As classes são todas definidas apenas em função de valores da própria distribuição, não levando em conta nenhum parâmetro de distribuição estatística subjacente aos dados.

Com base nessas faixas de valores foram gerados mapas por elemento químico, assinalando cada classe de valores com simbologia apropriada definida na legenda, idêntica para todos os elementos tratados. É importante ressaltar que nem todas essas classes estão presentes em todas as variáveis

estudadas, em função da distribuição dos valores de cada uma delas. Estes mapas e seus resultados são comentados neste relatório. Esta etapa está aqui designada como Estatística Univariada e trata cada elemento químico analisado individualmente, sem considerar suas interações com os demais.

Alguns elementos químicos analisados apresentaram uma quantidade de amostras muito elevada com resultados referidos como menores que o seu limite inferior de detecção. Assim, comentários sobre sua distribuição nas áreas trabalhadas representam, em vários destes casos, apenas o registro de sua ocorrência em valores superiores a este limite inferior de detecção.

Merecem registro os casos de B e Ta, com 494 dos 695 resultados abaixo deste limite, ou seja, cerca de 71% dos dados nesta situação, W (485 dados, ou 70%, abaixo do valor inferior de detecção do método), Pd (490 valores, 70%), Ge (474 valores, 68% do total), Re (431 dados, 62% do total), Pt (405 dados, 58% do total), In (394 dados, 57% do total), Te (361 dados, 52% do total), S (341 dados, 49% do total) e Se (318 dados, 46% do total), além de outros elementos com boa quantidade de valores abaixo do limite inferior de detecção do método mas ainda passíveis de tratamento estatístico sem problemas na mesma dimensão dos acima citados, são os casos de ouro, com 129 valores qualificados (denominação dada a este tipo de resultado), ou seja, cerca de 18% do total dos dados obtidos, Hg (105 dados, 15% do total), Sb com 92 resultados qualificados (13% do total) e Hf (86 resultados, num total de 12% sobre o total enviado para análise).

Outra etapa da análise é o estudo das correlações lineares presentes, em que se busca ressaltar aquelas relações que, por sua magnitude, merecem algum destaque, elas são divididas em faixas também (superiores a 0,70, superiores a 0,80 e superiores a 0,90 em magnitude, tanto positivas quanto negativas).

Uma etapa também trabalhada foi a da Estatística Multivariada, incluindo Análise de Agrupamentos e Análise de Componentes Principais, em que se busca identificar agrupamentos e associações de variáveis porventura existentes nos dados analisados.

Tendo em vista que as cinco folhas são contíguas, e que a geologia das mesmas é caracterizada pelas mesmas unidades litoestratigráficas e pelos mesmos padrões estruturais, foi feita uma análise integrada, que permite a verificação do conhecimento do comportamento geoquímico (paisagem geoquímica) na região como um todo.

### 6.1.3. Descrição do comportamento individual dos elementos químicos

A Ag ocorre em valores significativos no contexto da área na zona definida no projeto Escudo Sul-

Rio-Grandense com a denominação de Pedras Altas, no leste da Folha Passo São Diogo, onde ocorre uma concentração de diversos valores elevados para Ag (superiores a 52 ppb em cerca de 20 amostras).

Essa região também apresenta valores na faixa mais elevada para As e para Cu, com o Mo ocorrendo como uma zona parcialmente superposta com esta, mas que se estende mais para o centro-oeste da área com boa superposição de valores elevados. O mesmo ocorre com Ni. O Nb, por sua vez, apresenta boa coincidência de zona de valores elevados com a Ag. O Pb também ocorre em valores altos nesta zona comparativamente com o restante da região, mas também com deslocamento para o centro-oeste da área, dois valores importantes de Pt também ocorrem na mesma zona, e o elemento Re apresenta certa similaridade de comportamento com a prata, mas com menos resultados na faixa superior. O S apresenta pequena (apenas quatro valores) zona de valores elevados no centro desta concentração de valores mais elevados de prata. Sb repete o comportamento de elementos que se concentram junto às amostras com prata, estendendo-se para o centro-oeste da folha. O elemento Se repete o comportamento descrito aqui para Ag, e com notável similaridade o estanho. O elemento tório também se superpõe com valores da faixa superior aos da prata, mas com a diferença de que sua área de valores mais elevados se estende para sul, formando uma faixa de grande extensão de valores altos, que se inicia na zona ora citada e continua até o sul da Folha Passo São Diogo. O Titânio também apresenta sua faixa superior de valores na zona mesma da prata, embora em extensão bem mais restrita, sem continuidade para oeste nem para sul. Zr é outro elemento que ocorre, embora com algum deslocamento para sul da zona onde estão os valores citados acima.

O Au também ocorre, mas não está restrito a esta zona, tendo uma distribuição mais ampla em toda a região que inclui as cinco folhas trabalhadas. Esta região tem domínio de litologias da Suíte Dom Feliciano, Arroio dos Nobres, Suíte Cordilheira e diques básicos, se situa nas proximidades da Vila Residencial e Dario Lassance em Candiota, poucos quilômetros a leste delas. Esta zona, situada no nordeste da folha Passo São Diogo, e já referida como Pedras Altas, apresenta uma reunião de valores altos para vários elementos químicos analisados, confirma a potencialidade levantada pelo relatório do Projeto Geoquímica do Escudo Sul-Riograndense. No registro do projeto referido a área anômala denominada Pedras Altas, que corresponde em parte com a supra escrita, mostra concentrações significativas para Ce/Cu/Fe/Li/Mg/P/Sc/Ti/V/Zr. Na folha objeto do presente relatório Ce também ocorre em valores altos em apenas um ponto, ocorrendo novamente mais para o centro-oeste da área, Li em três amostras, Mg em duas amostras, P ocorre ao sul desta zona de concentrações anômalas de vários outros elementos,

com pequena superposição de zona de valores mais elevados, os demais já foram citados anteriormente.

O importante a destacar nesta porção nordeste e leste da Folha Passo São Diogo é a continuidade física com a zona anômala denominada Pedras Altas do Projeto Geoquímica do Escudo Sul-Riograndense e a coincidência de valores na classe mais elevada para diversos elementos analisados (os já citados), e também coincidindo com zona de influência do grande falhamento de direção NE que separa dois importantes domínios do escudo Sul-Riograndense, denominados Tijucas e Batólito Pelotas, correspondente à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Acompanham este grande falhamento diversas outras falhas de mesma direção aproximada e de menor porte, presentes para sul desta zona, para onde continua esta zona de concentrações mais elevadas de diversos elementos químicos. Ocorrências importantes de calcários se fazem presentes nesta zona destacada no presente relatório.

Ouro em pontos isolados e em pequenas concentrações (em quantidade de amostras) em toda a área da Folha Passo São Diogo, daí se estendendo até o noroeste da Folha Curral de Pedras.

O Bário ocorre em valores da faixa mais elevada em todo o noroeste da Folha Passo São Diogo, coincidindo com a área de ocorrência de valores importantes para As.

Be aparece com valores na classe superior apenas em (poucos) pontos isolados, Bi é notado no noroeste de Passo São Diogo, em continuidade da faixa de valores mais altos para o nordeste de Aceguá, o que também ocorre com Sb.

Cd e Cr repetem Bi de forma aproximada no que diz respeito à distribuição de seus valores mais elevados, com destaque para o noroeste de Passo São Diogo continuando até Aceguá. Co e Ce repetem, de forma aproximada, este comportamento.

Cromo apresenta valores isolados na Folha Passo São Diogo (a área de Pedras Altas, já citada), voltando a se repetir em área já referida no extremo sul de Curral de Pedras, e a oeste de Herval. Esta área vale repetir, apresenta concentração na faixa superior de diversos elementos químicos, podendo ser considerada, em função disto, como um alvo gerado por este projeto para futuras avaliações de mais detalhe.

Cobre também se faz presente em valores maiores em Pedras Altas, e se estende para oeste até a Folha Aceguá.

Hf ocorre em Pedras Altas e no extremo sul de Curral de Pedras.

Hg aparece no noroeste de Passo São Diogo indo até Aceguá.

In ocorre em poucos pontos isolados, K ocorre no sudoeste de Passo São Diogo.

La e Li também ocorrem como poucos pontos isolados e dispersos, Li um pouco mais importan-

te na sua ocorrência em termos de quantidade de amostras.

Mn aparece espalhado em muitos locais, na Folha Passo São Diogo ocorre na região de Pedras Altas naquelas áreas com maior repetição de concentração de valores elevados de diversos elementos ele também ocorre na sua faixa de valores mais elevada. Mg ocorre em poucos pontos isolados.

Molibdênio é importante no noroeste de Passo São Diogo, indo até a Folha Aceguá. Sódio ocorre no Passo São Diogo até a Folha Aceguá. Ni ocorre no noroeste do Passo São Diogo (Ni também ocorre no extremo sul de Curral de Pedras, onde também está a única ocorrência importante de Rb, bem como o único ponto importante registrado para W). Re também ocorre nestas duas últimas zonas.

Nióbio aparece de modo importante em Pedras Altas, em todo o oeste de Passo São Diogo e em Curral de Pedras.

Fósforo ocorre em valores importantes de sua distribuição um pouco a oeste de Pedras Altas.

Chumbo ocorre no noroeste do Passo São Diogo até Aceguá e Zinco no oeste de Pedras Altas. Zr repete o comportamento do Zn.

Platina ocorre em pontos isolados, apenas em dois locais merece registro mais importante, no oeste de Passo São Diogo e no oeste de Aceguá.

O elemento enxofre pode ser resultado de fatores inclusive não naturais na área, apresenta uma concentração importante no oeste de Pedras Altas, junto a Candiota.

Alguns dos elementos analisados têm concentrações na faixa superior mais restrita, poucos pontos e em locais isolados, sem maiores associações registradas. É o caso de Tl (apenas no oeste de Passo São Diogo e até a Folha Aceguá), Urânio (Pedras Altas), Vanádio (noroeste de Bagé), Y (a maioria em Pedras Altas, onde também estão as únicas manifestações registráveis de Sn). O elemento Te ocorre no oeste de Passo São Diogo.

Em Pedras Altas cabe registrar, também, Tório em quase toda a região, que continua até o oeste de Passo São Diogo continuando para sul por todo o leste

da Folha Curral de Pedras, em zona de grande extensão, que caracteriza uma grande área como anômala em termos de sua distribuição de valores para este elemento. Ainda em Pedras Altas registra-se Ti, que também ocorre no extremo sul de Curral de Pedras, junto a vários outros elementos.

Sr ocorre desde o noroeste de Passo São Diogo até a folha Aceguá.

Se tem grande concentração no norte de Passo São Diogo e em Pedras Altas.

No presente relatório são apresentados os histogramas obtidos para algumas variáveis pelo tratamento estatístico dos dados disponíveis, englobando as cinco folhas trabalhadas. Em termos de zonas de maior concentração conjunta de valores elevados para diversos elementos, quando do estudo univariado, cabe ressaltar algumas. No nordeste da Folha Passo São Diogo ocorre zona importante, em função de vários elementos terem seus valores mais elevados em comparação com o restante da área das cinco folhas aqui tratadas, nessa zona afloram a Suíte Dom Feliciano, as rochas do Complexo Porongos, a Formação Arroio dos Nobres / Membro Vargas e a Suíte Cordilheira.

Na zona situada no leste da Folha Passo São Diogo e indo até a Folha Aceguá, ocorre zona mapeada como Formação Rio Bonito, Formação Teresina e Formação Rio do Rasto, esta zona está a oeste da mina de carvão de Candiota, nessa zona também ocorrem valores significativos de alguns elementos. Na porção mais próxima à mina de carvão de Candiota a ação antrópica pode ter contribuído com algumas alterações de valores.

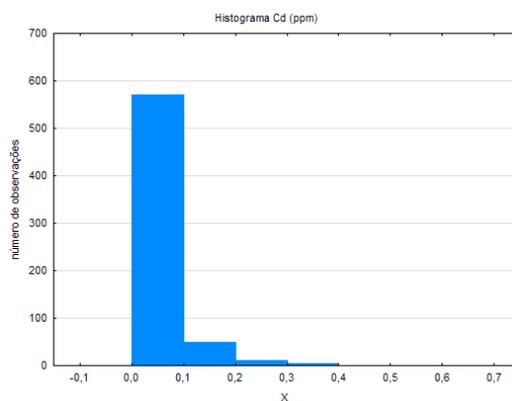
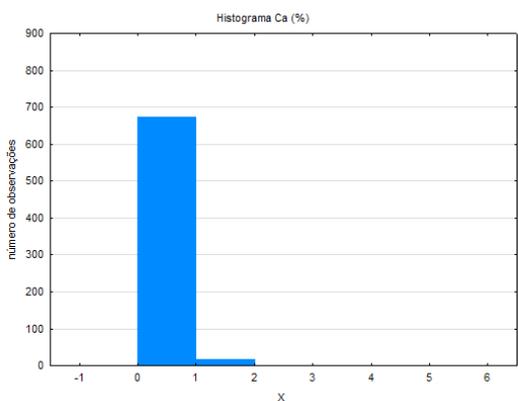
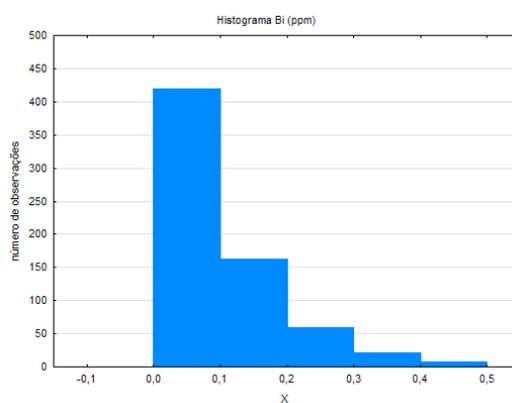
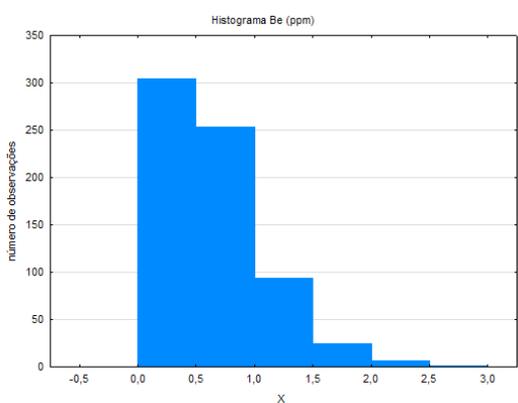
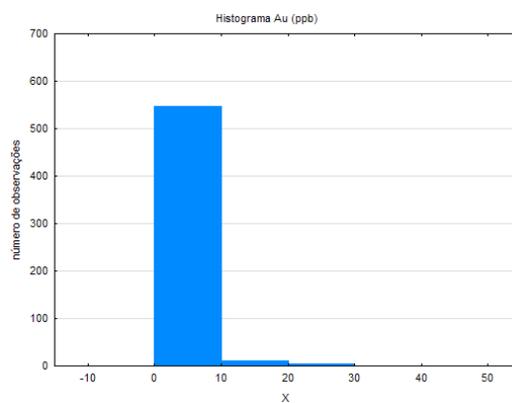
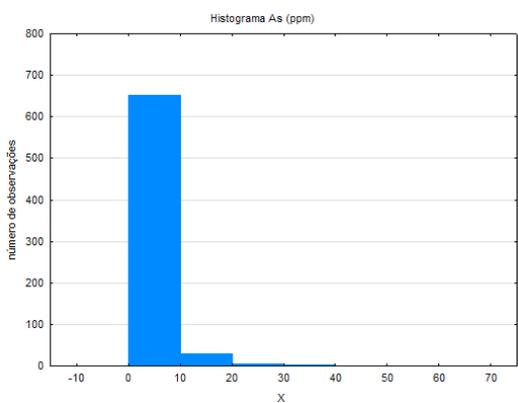
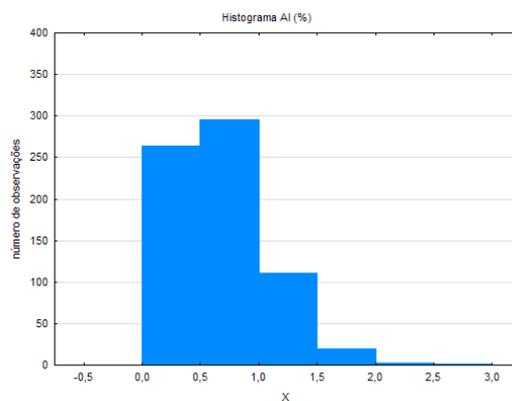
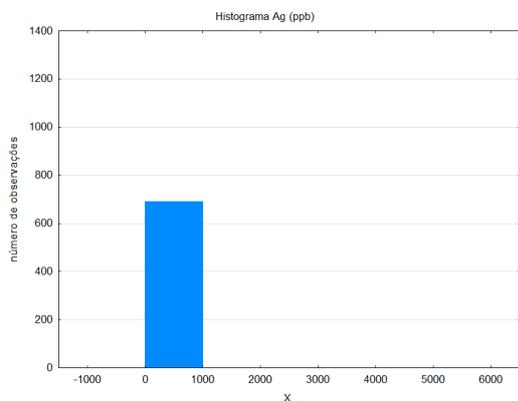
De um modo geral, comparativamente com os resultados obtidos no Escudo Sul-Riograndense, os valores dos resultados analíticos de sedimentos de corrente destas áreas objeto do presente estudo foram bem mais elevados para Nb, Sn, e Th, e bem mais baixos para Ba, Ca e Sr no que no Escudo Sul-Riograndense como um todo.

São apresentados, no presente relatório, histogramas dos principais elementos tratados estatisticamente e tabela com os parâmetros estatísticos principais destas variáveis.

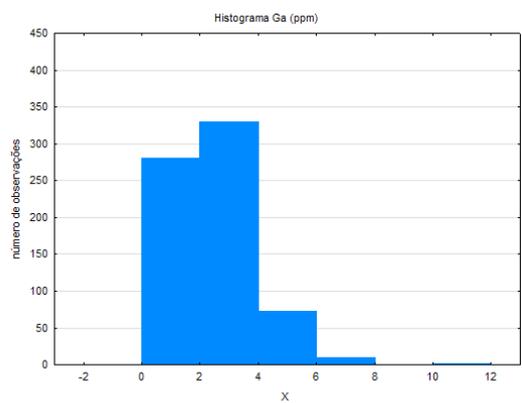
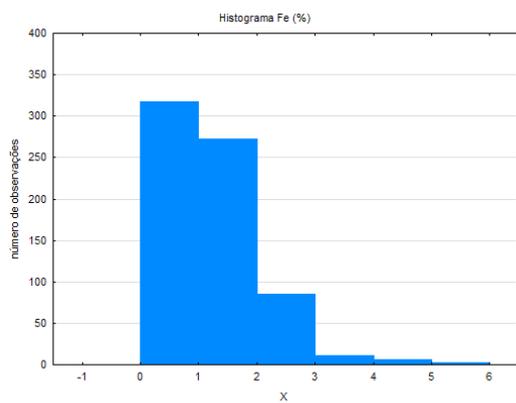
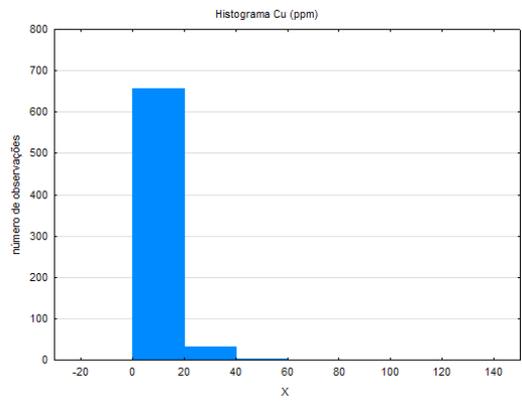
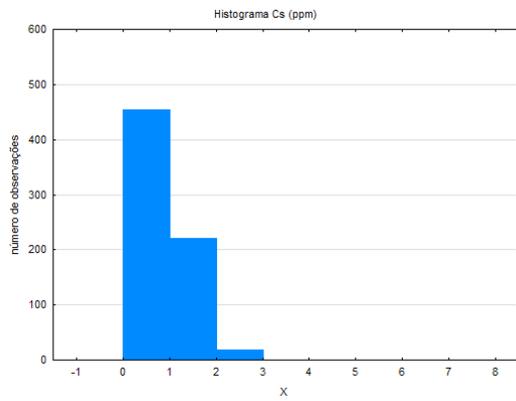
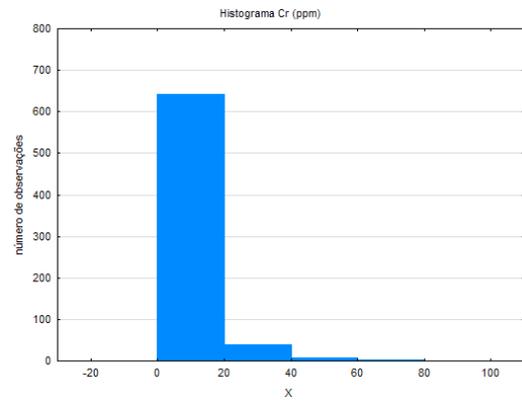
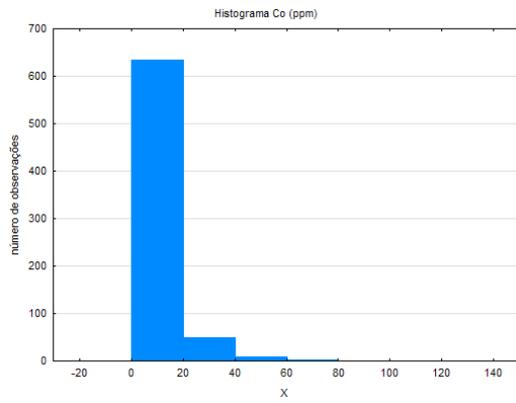
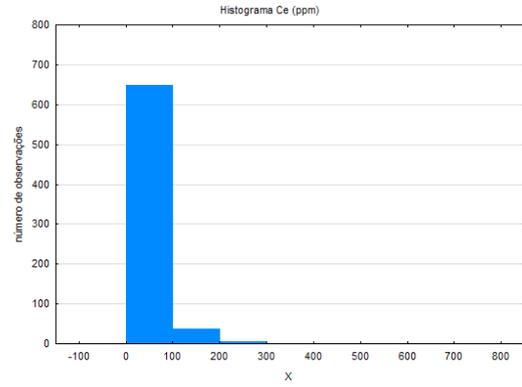
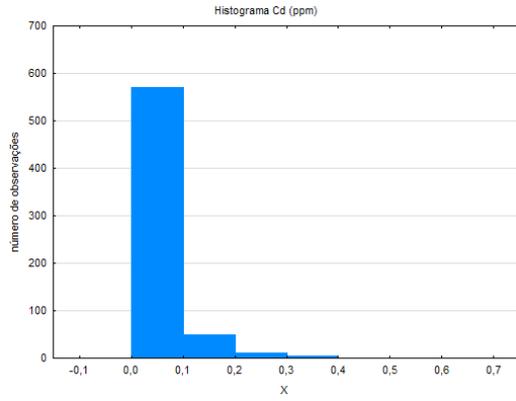
Tabela 1 - Tabela com os parâmetros principais das variáveis geoestatística.

Variável	Nº	Média	Mediana	Mínimo	Máximo	I Quartil	III Quartil	Range	IQR
Ag (ppb)	694	34,70	18,00	2,00	5777,00	12,00	28,00	5775,0	16,00
Al (%)	694	0,69	0,65	0,05	2,68	0,38	0,93	2,6	0,55
As (ppm)	691	3,77	2,50	0,20	66,20	1,40	4,40	66,0	3,00
Au (ppb)	565	1,71	0,70	0,10	42,70	0,30	1,40	42,6	1,10
B (ppm)	200	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	0,0	0,00
Ba (ppm)	694	208,67	134,75	6,20	2987,30	84,50	247,30	2981,1	162,80
Be (ppm)	683	0,69	0,60	0,05	2,60	0,30	0,90	2,6	0,60
Bi (ppm)	668	0,10	0,08	0,01	0,46	0,04	0,15	0,5	0,11
Ca (%)	693	0,28	0,20	0,01	5,16	0,10	0,35	5,2	0,25
Cd (ppm)	635	0,05	0,03	0,01	0,63	0,02	0,06	0,6	0,04
Ce (ppm)	694	52,31	44,20	3,20	725,90	26,20	64,70	722,7	38,50
Co (ppm)	694	9,52	7,25	0,30	126,60	4,00	11,40	126,3	7,40
Cr (ppm)	694	9,07	7,10	0,70	93,40	4,30	9,80	92,7	5,50
Cs (ppm)	694	0,88	0,83	0,12	7,40	0,50	1,15	7,3	0,65
Cu (ppm)	694	7,68	5,47	0,64	120,72	3,38	9,41	120,1	6,03
Fe (%)	694	1,24	1,07	0,08	5,61	0,68	1,65	5,5	0,97
Ga (ppm)	694	2,47	2,30	0,20	10,50	1,40	3,30	10,3	1,90
Ge (ppm)	220	0,06	0,05	0,05	0,40	0,05	0,05	0,4	0,00
Hf (ppm)	608	0,06	0,05	0,01	0,30	0,03	0,07	0,3	0,04
Hg (ppb)	589	14,22	11,00	2,50	100,00	6,00	17,00	97,5	11,00
In (ppm)	300	0,02	0,01	0,01	0,07	0,01	0,02	0,1	0,01
K (%)	690	0,08	0,07	0,01	0,36	0,04	0,11	0,4	0,07
La (ppm)	694	22,30	19,10	1,00	365,80	11,90	27,90	364,8	16,00
Li (ppm)	694	5,22	4,70	0,20	26,20	2,40	7,20	26,0	4,80
Mg (%)	692	0,15	0,12	0,01	0,95	0,06	0,20	0,9	0,14
Mn (ppm)	693	761,00	510,00	26,00	6404,00	282,00	874,00	6378,0	592,00
Mo (ppm)	677	0,35	0,23	0,01	11,47	0,12	0,41	11,5	0,29
Na (%)	688	0,01	0,01	0,00	0,18	0,01	0,02	0,2	0,01
Nb (ppm)	691	0,15	0,12	0,02	1,03	0,07	0,19	1,0	0,12
Ni (ppm)	694	6,72	4,80	0,50	65,00	2,80	8,30	64,5	5,50
P (%)	694	0,03	0,02	0,00	0,25	0,01	0,03	0,2	0,02
Pb (ppm)	694	11,34	9,21	1,19	114,04	5,43	14,54	112,9	9,11
Pd (ppb)	204	5,12	5,00	5,00	12,00	5,00	5,00	7,0	0,00
Pt (ppb)	289	1,61	1,00	1,00	10,00	1,00	2,00	9,0	1,00
Rb (ppm)	694	12,92	11,80	0,60	63,10	6,20	17,90	62,5	11,70
Re (ppb)	263	0,80	0,50	0,50	5,00	0,50	1,00	4,5	0,50
S (%)	353	0,02	0,01	0,01	0,36	0,01	0,03	0,4	0,02
Sb (ppm)	602	0,06	0,04	0,01	1,03	0,02	0,07	1,0	0,05
Sc (ppm)	694	2,04	1,90	0,20	7,50	1,20	2,70	7,3	1,50
Se (ppm)	376	0,20	0,20	0,05	2,10	0,10	0,20	2,1	0,10
Sn (ppm)	676	0,79	0,50	0,10	62,30	0,30	0,70	62,2	0,40
Sr (ppm)	694	41,59	26,00	0,70	2703,30	15,00	45,20	2702,6	30,20
Ta (ppm)	200	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,0	0,00
Te (ppm)	333	0,03	0,02	0,01	0,17	0,01	0,03	0,2	0,02
Th (ppm)	694	6,98	4,10	0,30	543,20	2,30	6,30	542,9	4,00
Ti (%)	693	0,01	0,01	0,00	0,11	0,00	0,02	0,1	0,01
Tl (ppm)	689	0,13	0,11	0,01	1,05	0,06	0,18	1,0	0,12
U (ppm)	693	1,23	1,00	0,05	16,30	0,52	1,60	16,3	1,08
V (ppm)	692	20,54	17,00	1,00	93,00	11,00	27,00	92,0	16,00
W (ppm)	209	0,07	0,05	0,05	4,50	0,05	0,05	4,5	0,00
Y (ppm)	694	8,03	6,96	0,58	62,53	4,11	10,40	62,0	6,29
Zn (ppm)	694	24,69	22,20	1,40	121,20	13,00	33,00	119,8	20,00
Zr (ppm)	694	1,81	1,50	0,20	16,40	0,90	2,30	16,2	1,40

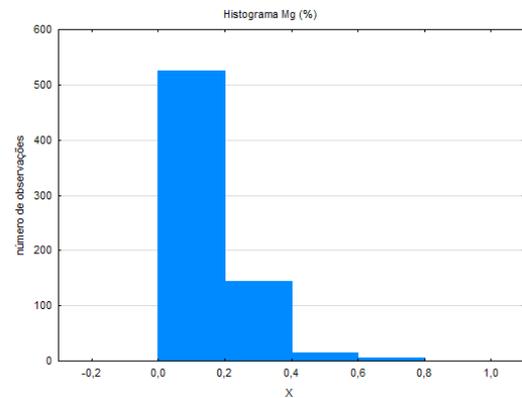
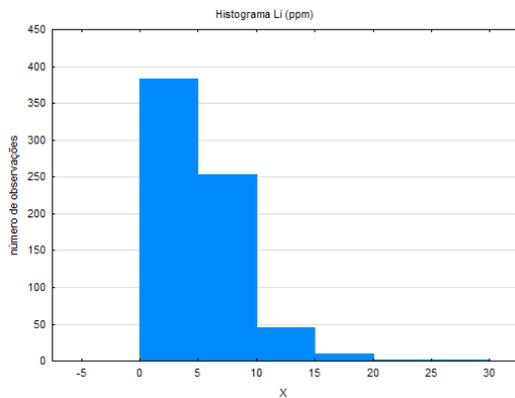
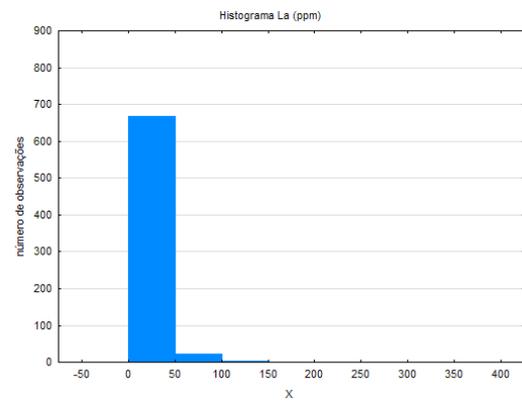
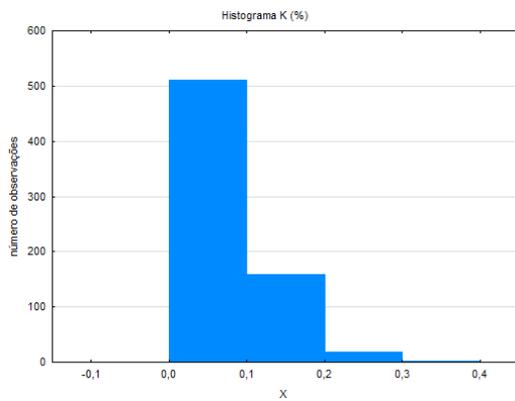
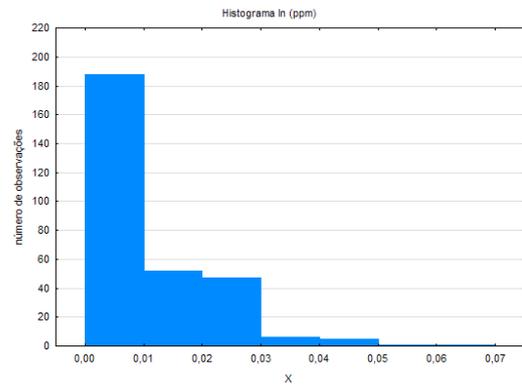
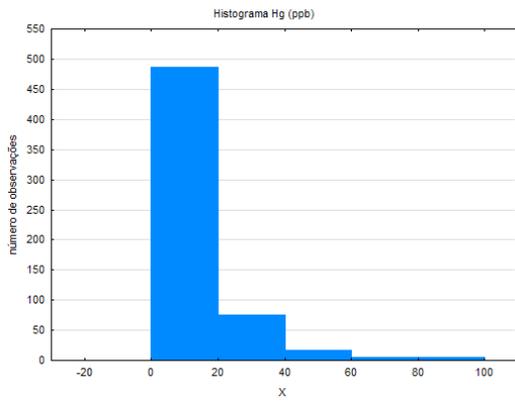
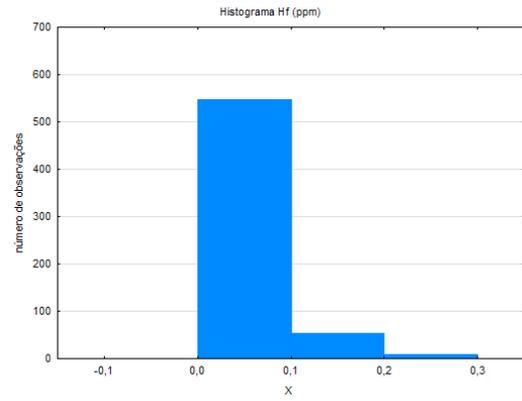
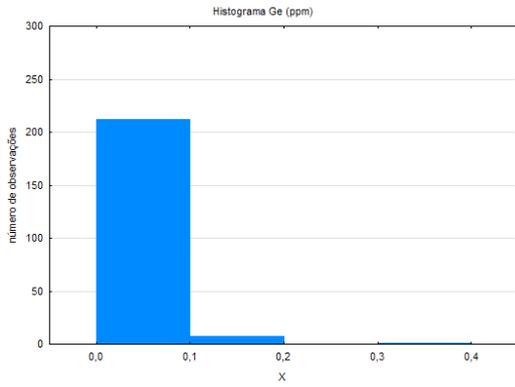
### Histogramas dos principais elementos analisados



continua

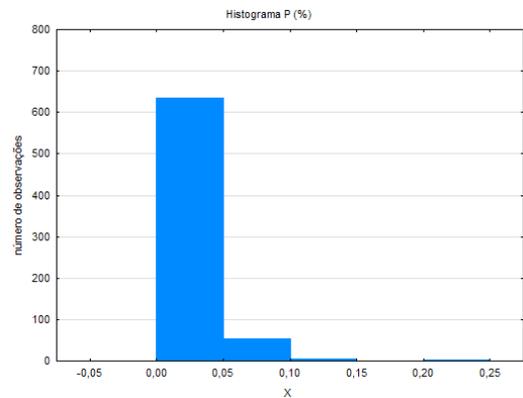
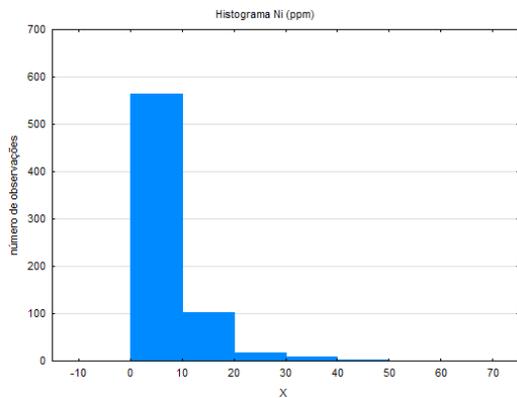
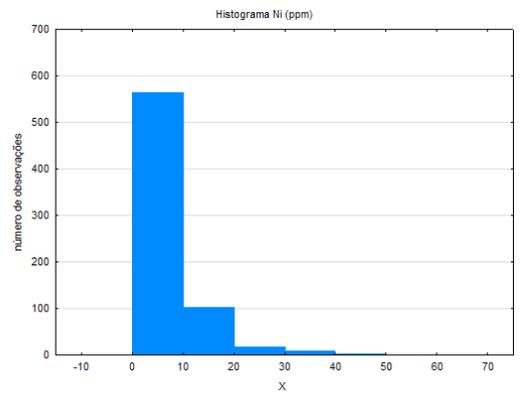
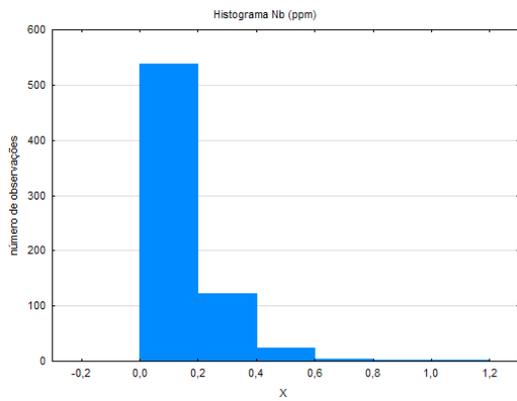
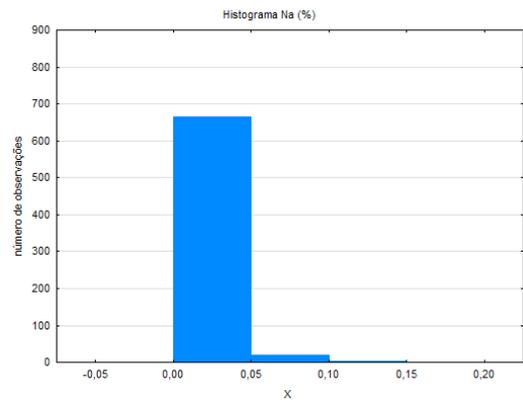
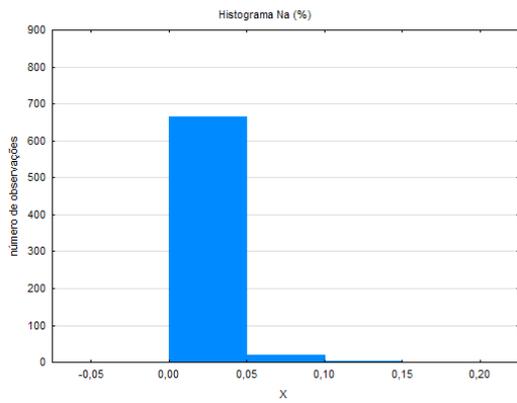
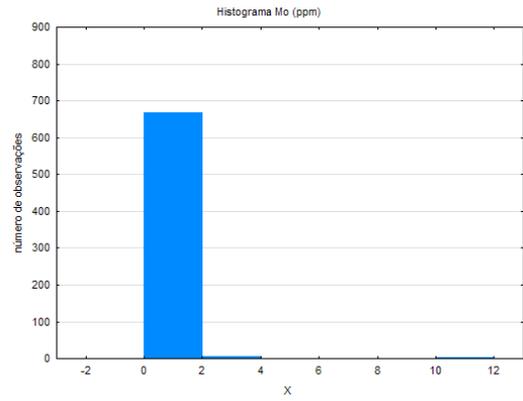
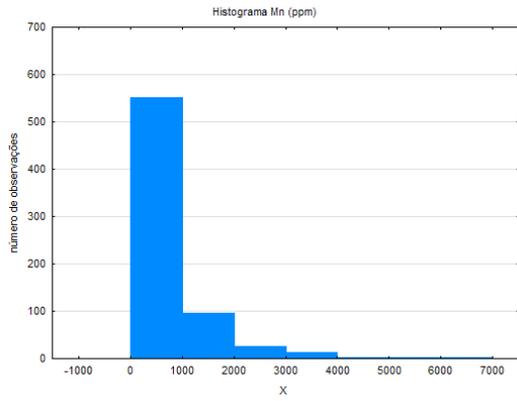


continua

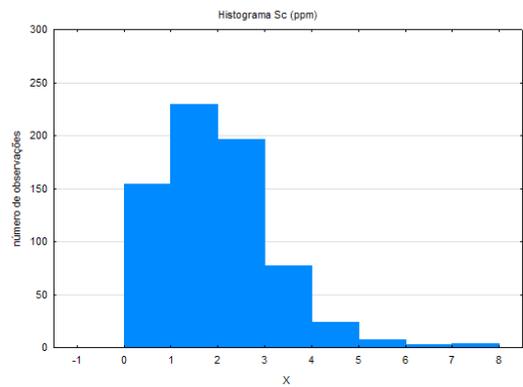
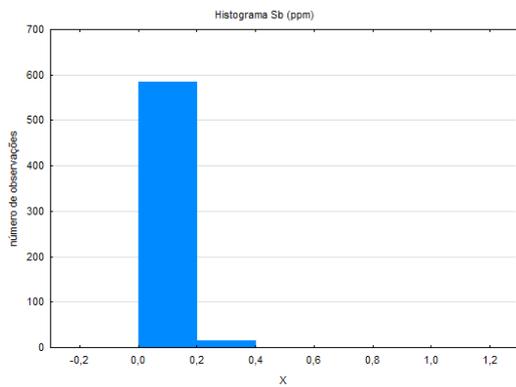
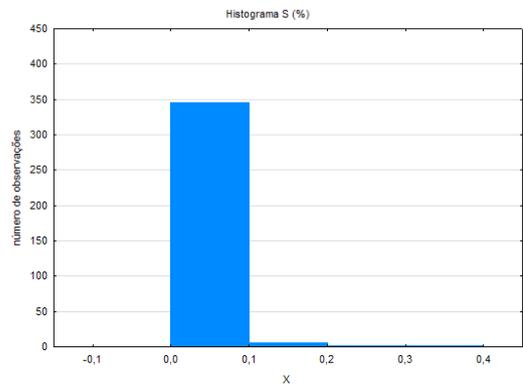
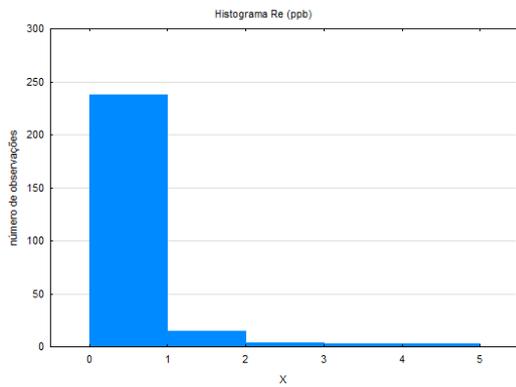
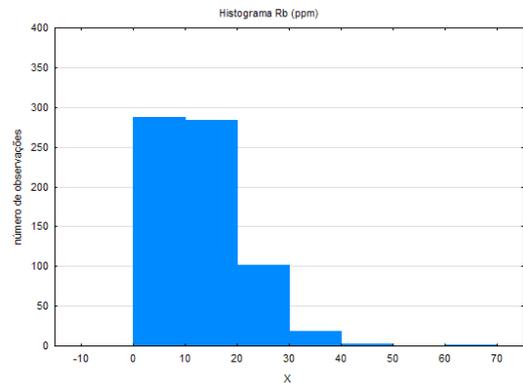
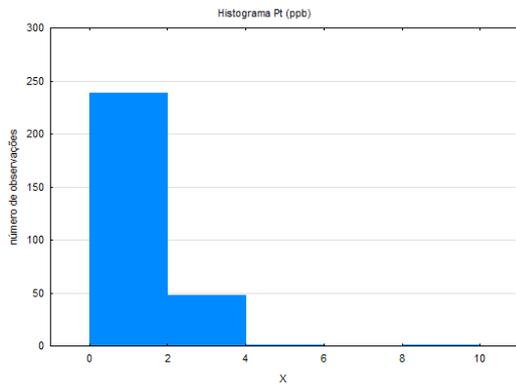
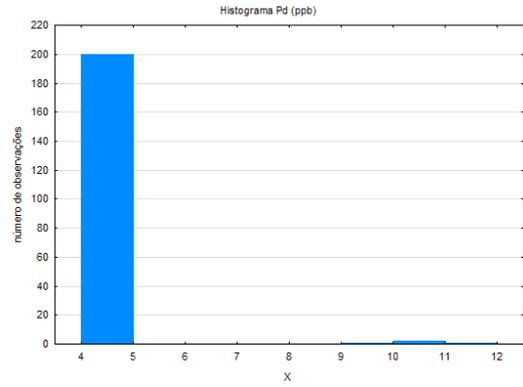
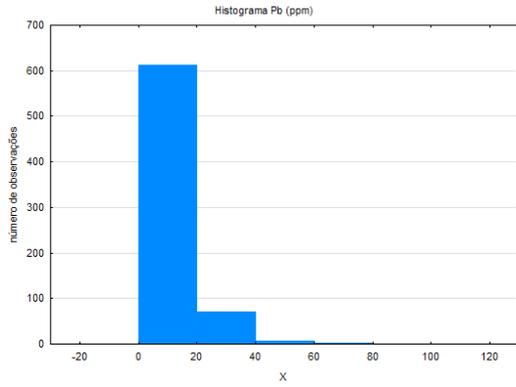


continua

Geologia e Recursos Minerais da Folha Passo São Diogo

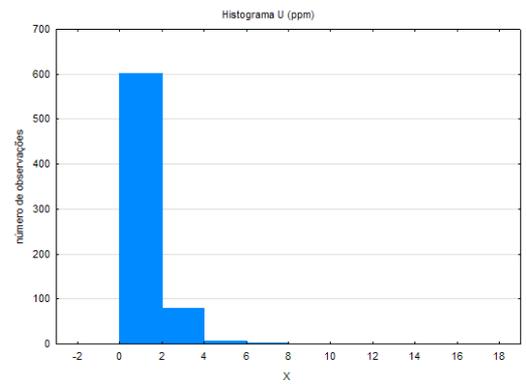
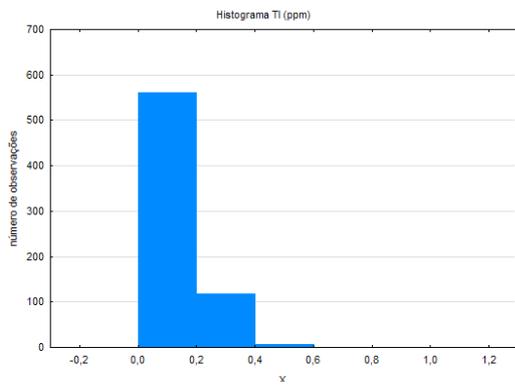
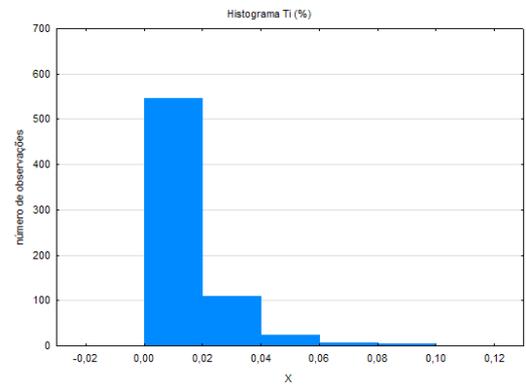
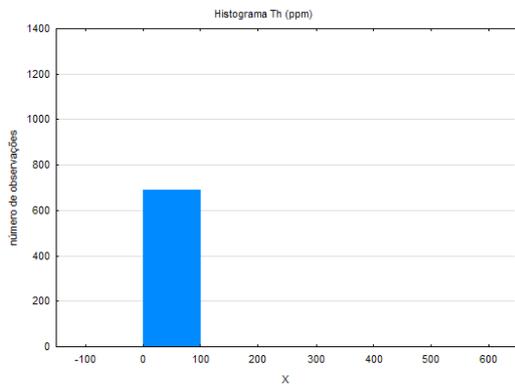
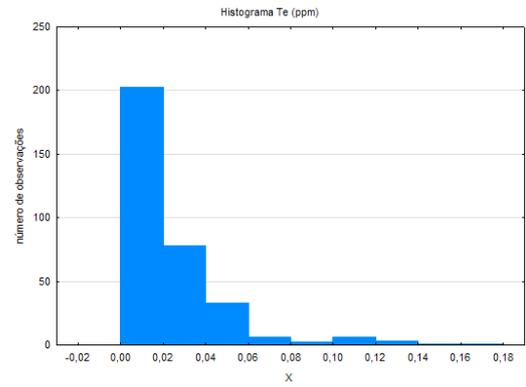
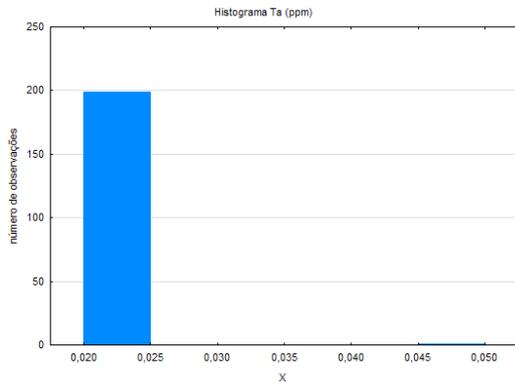
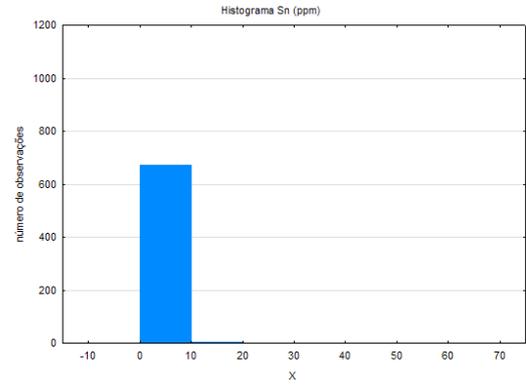
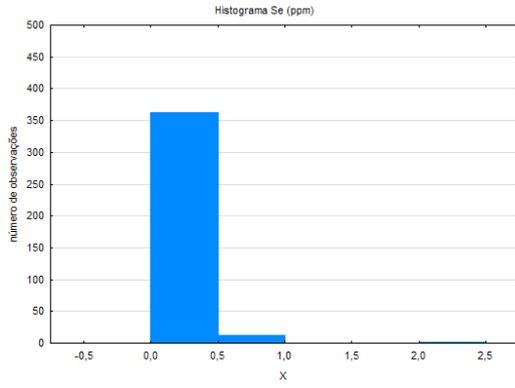


continua

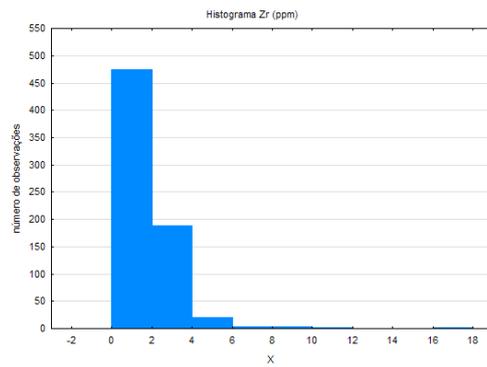
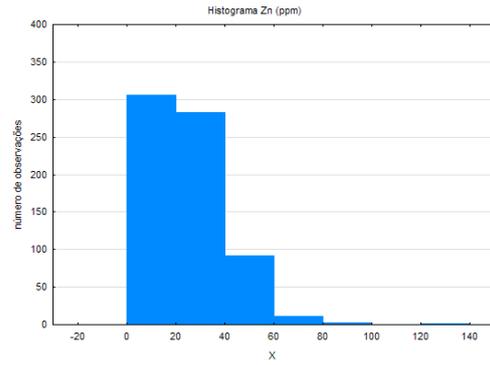
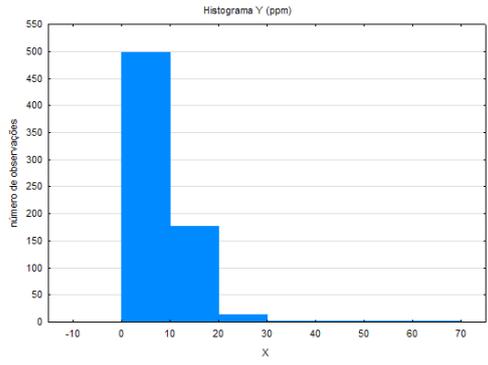
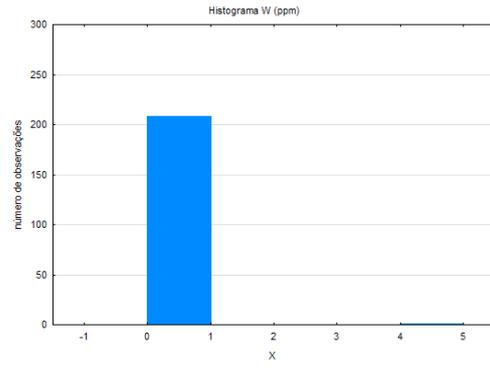
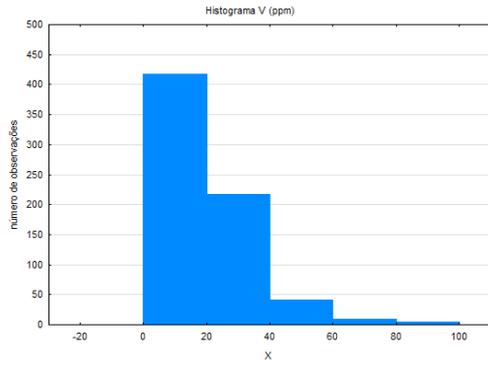


continua

Geologia e Recursos Minerais da Folha Passo São Diogo



continua



#### 6.1.4. Tratamento dos Dados e Resultados Obtidos

##### 6.1.4.1. Correlações Lineares

A simples tabulação dos valores de correlação linear classifica estas associações por ordem de grandeza como segue:

- Coeficientes de correlação maiores que 0,90: Ag/Sn, Al/Ga, Al/Sc e Hf/Zr;
- Coeficientes de correlação maiores que 0,80: Sc/Ga, Li/Ga, Co/Mn e Li/Mg;
- Coeficientes de correlação maiores que 0,70: ocorrem em muito maior quantidade, são Ga/Mg, As/Cd, Cs/Rb, Bi/Tl, Sc/Zn, Al/Mg, Fe/V, As/Pb, As/Co, Al/Li, Fe/Zn, Al/Zn, Cs/Li, Co/Ni, Rb/Tl, Fe/Sc, Cd/Pb, Co/Pb, As/Mn, Li/Zn, Be/Sc, Al/Rb, As/Sb, Be/Y e Be/Zn.

Estes valores dos coeficientes de correlação linear são estatisticamente significativos porque resultam de uma grande quantidade de valores utilizados. Deve ser salientado, entretanto, que as correlações lineares foram determinadas incluindo-se as influências de todos os grupos litológicos que contribuíram até os pontos de coleta das amostras enviadas para análise, com mistura de rochas máficas e diques básicos com áreas de rochas graníticas e sedimentares. Nessa diversidade litológica, correlações como Co x Ni, apenas como exemplo, mostram significativa diversidade. Apenas estudos de correlações lineares em mais detalhe, separando contribuições das bacias de captação para cada amostra, poderiam representar com mais acuracidade as correlações internamente às unidades mapeadas.

##### 6.1.4.2. Estatística Multivariada

Neste tipo de análise, por haver interação entre todas as variáveis, a retirada de variáveis com elevado índice de valores qualificados permite que se verifique com maior representatividade em área as interrelações presentes entre as variáveis tratadas. Onze destas variáveis foram retiradas pelo seu alto percentual de valores qualificados (B, Ta, W, Pd, Ge, Re, Pt, In, Te, S e Se), mais Au, Hg, Sb e Hf para aumentar significativamente a quantidade de amostras incluídas, com o fito de obter representatividade em grande parte da área de trabalho.

Mantendo-se Au e Hg, por exemplo, se obtém escores em 430 amostras, e com a retirada desses elementos do tratamento multivariado, o número de amostras incluídas sobe para 614, ou seja, cerca de 88% das amostras são representadas no tratamento, contra os cerca de 62% da situação anterior. Por não apresentarem diferenças significativas optou-se por privilegiar uma maior quantidade de amostras incluí-

das, com maior cobertura em área. Assim, os resultados de estatística multivariada são referidos em uma base com 38 variáveis, ressaltando-se novamente a não significância da exclusão das variáveis excluídas por serem os resultados obtidos com elas similares aos obtidos com sua exclusão.

##### 6.1.4.3. Análise de Componentes Principais

Oito componentes principais foram retidas para estudo, executando-se Análise Fatorial com elas e introduzindo-se Rotação Varimax, o que aumentou a adesão das variáveis aos eixos de explicação percentual dos mesmos. Na retenção foi adotado o critério de escolher apenas as componentes principais que tivessem autovalores maiores ou iguais a um. Mesmo nesses retidos há componentes principais com pouco percentual de explicação sobre a variabilidade total dos dados. Se considerarmos que foram retidas 38 variáveis, cada variável representaria em torno de 2,6% da variabilidade total dos dados (dado médio teórico, uma vez que variáveis com maior variabilidade podem explicar um percentual maior). A primeira variável hipotética gerada (resultado dessa aplicação de Estatística Multivariada) apresentou um percentual de explicação sobre a variabilidade total em torno de 36,9%, a segunda explicou em torno de 11,2%, a terceira explicou cerca de 8,3%, a quarta, cerca de 7%, a quinta cerca de 5,9%, a sexta cerca de 4,1%, a sétima cerca de 3,4% e a oitava aproximados 2,7%. As duas primeiras novas variáveis geradas explicam, assim, em torno de 48,1% da variabilidade total dos dados trabalhados na Estatística Multivariada, o que permite se avaliar que a aplicação conseguiu um dos seus objetivos principais, que é a simplificação do problema com a diminuição de variáveis a serem tratadas. Na composição simplificada a seguir explicitada se reteve as variáveis cuja correlação com a componente retida superasse o valor de 0,70. Os escores fatoriais das cinco primeiras componentes foram estudados estatisticamente sob a ótica univariada, para cada um deles foi feita a mesma divisão em classes de valores que para as variáveis individuais (os elementos químicos analisados). Os resultados estão comentados junto com cada uma das componentes interpretadas.

A primeira componente principal é composta pela associação Al/Fe/Mg/Ni/Cr/Ga/ Sc/V/Zn. Esta associação, que mostra a relação estreita entre Ni, Cr, V e Fe, dentre outros elementos, pode indicar que os óxidos e os hidróxidos de Fe podem exercer controle na distribuição de Ni e Cr e que Cr e V juntos pode ser representativo de controle de minerais ferromagnesianos e/ou minerais argilosos. Esta associação pode representar o efeito dos minerais ferromagnesianos das rochas originárias das amostras, e também, representar a importância das frações mais finas nas mesmas. A associação Cr/Ni/Mg é significativa em áreas de rochas ultramáficas. Vanádio também se associa com zinco em alguns depósitos sulfetados.

A associação representada pela primeira componente principal pode refletir variações controladas pela quantidade de óxidos de ferro e de minerais argilosos nos sedimentos de corrente, também pode refletir o *background* da área. Uma observação é a de que a associação Fe/Ni/Mg também é comum em muitos depósitos de sulfetos, podendo indicar sua adição por sistemas hidrotermais ao longo de zonas de falhas, por exemplo. Os valores mais elevados para esta associação se concentram em algumas zonas específicas, uma delas no norte de Bagé se estendendo até Igrejinha, em áreas drenadas de litologias variadas, como suítes Santo Afonso e Cerro Preto (ambas em Bagé) e formações Serra Alta e Irati em Igrejinha. Outra zona com concentração de valores mais altos para esta associação ocorre no sul de Passo São Diogo e norte de Curral de Pedras, em áreas drenadas com diques riolíticos, Suítes Dom Feliciano e Herval, Formação Cerro Chato; uma outra concentração de pontos ocorre em Aceguá, em áreas drenadas das formações Rio do Rasto e Teresina.

A segunda componente principal retida para interpretação é composta por As/Ba/Cd/ Co/Mn/Pb. A associação de As com Pb é utilizada como indicadora da presença de chumbo em quantidades importantes em certos locais, As é elemento relativamente móvel em ambientes oxidantes e pouco móvel em ambientes redutores, e pode indicar a presença de sulfetos na bacia de captação das amostras. A associação Mn/Co indica atividade de coprecipitação de óxidos de Manganês. Ba e Co, dentre outros, podem representar a ocorrência de óxidos de manganês nas rochas originais, também é associação comum de alguns desses elementos em metassedimentos. Esta componente apresenta valores importantes em 3 zonas principais, a maior delas em superfície, situada no oeste de Bagé e quase todo o norte e centro de Igrejinha, na área do Complexo Granulítico Santa Maria Chico principalmente, a outra zona importante ocorre desde Candiota e dali para oeste, até a Folha Aceguá, sobre rochas sedimentares, e a terceira zona importante ocorre no norte de Curral de Pedras, em rochas sedimentares também, mesmas unidades da zona anteriormente descrita.

A terceira variável hipotética gerada é composta pela associação Th/U/Zr, é uma associação que pode representar a contribuição das rochas graníticas na composição da amostra coletada, devendo ser lembrado que estes elementos também são comuns em zonas de ocorrência de rochas carbonatíticas, inclusive nas zonas mineralizadas. Também têm ocorrência comum nas proximidades de rochas greisenizadas a Sn, e em pegmatitos. Esta associação é indicativa da presença de rochas radioativas. Esta componente é importante no norte de Bagé, no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, outra zona

ocorre desde o sul de Passo São Diogo até Curral de Pedras, sobre rochas da Suíte Herval e do Granito Dionísio. As duas ocorrências principais em termos de valores e de extensão superficial ocorrem, portanto, sobre rochas félsicas. Esta zona se repete na quarta componente principal, descrita a seguir, que tem, também, afinidade, em sua composição, com rochas graníticas.

A quarta variável gerada é formada por Cs/Rb/K. Os elementos Rb e Cs têm ocorrência comum em áreas de rochas greisenizadas a Sn e também nas proximidades de escarnitos a Sn. Esta associação é comum em rochas félsicas. Esta componente ocorre, além da zona descrita na componente anterior, também com poucos pontos na Folha Igrejinha, sobre rochas sedimentares.

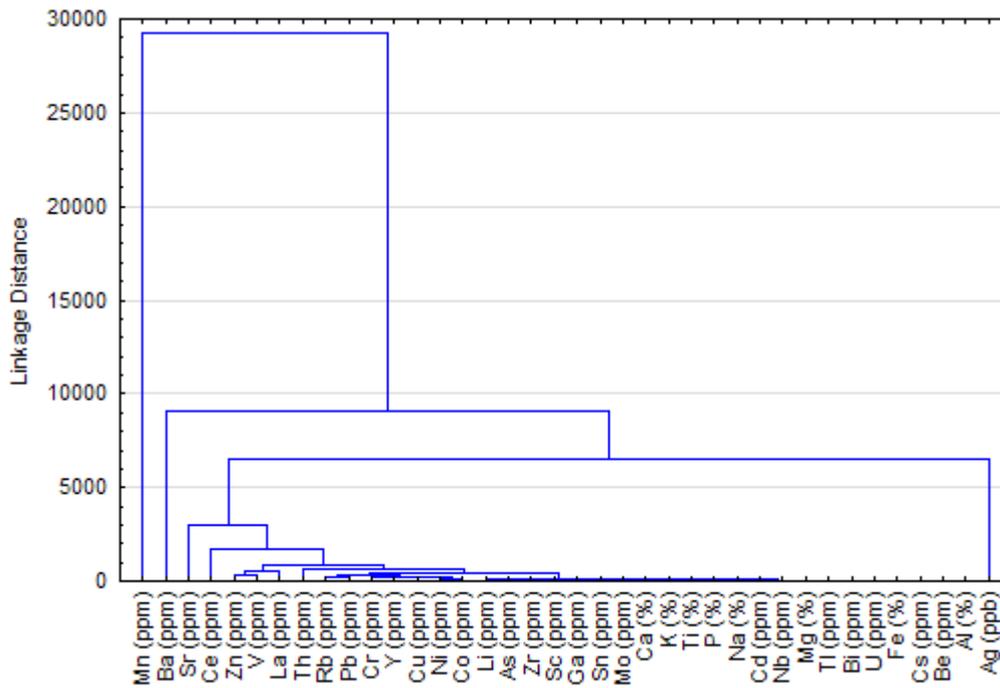
A quinta variável reflete o comportamento da associação dos elementos Ag e Sn. A presença de Sn em sedimentos de corrente tem a propriedade de representar bem a distinção entre granitos estaníferos e não estaníferos, e a presença de Ag em sedimentos de corrente em valores elevados pode ser indicativa da proximidade de depósitos sulfetados (a prata se associa, além do ouro, ao As e ao Sb em muitos depósitos minerais, também com Pb e Zn em depósitos sulfetados destes elementos). Esta quinta componente principal ocorre com grande extensão superficial e em valores mais elevados em toda a porção lesta das folhas Passo São Diogo e Curral de Pedras, delimitando perfeitamente a Suíte Herval e o Granito Dionísio, nesta zona existem muitos valores altos para esta associação, esta componente funciona praticamente como um marcador destas unidades. A outra zona onde esta associação ocorre é no Complexo Granulítico Santa Maria Chico. Afora essas duas concentrações, ocorrem mais alguns poucos pontos isolados e dispersos, sem marcar fortemente a presença de qualquer litologia ou unidade, como ocorre no Passo São Diogo e Curral de Pedras.

A sexta variável gerada reflete apenas o comportamento do sódio, a sétima não mostra correlação forte com nenhuma das variáveis originais utilizadas na análise, e a oitava variável gerada reflete o comportamento da associação Ce/La.

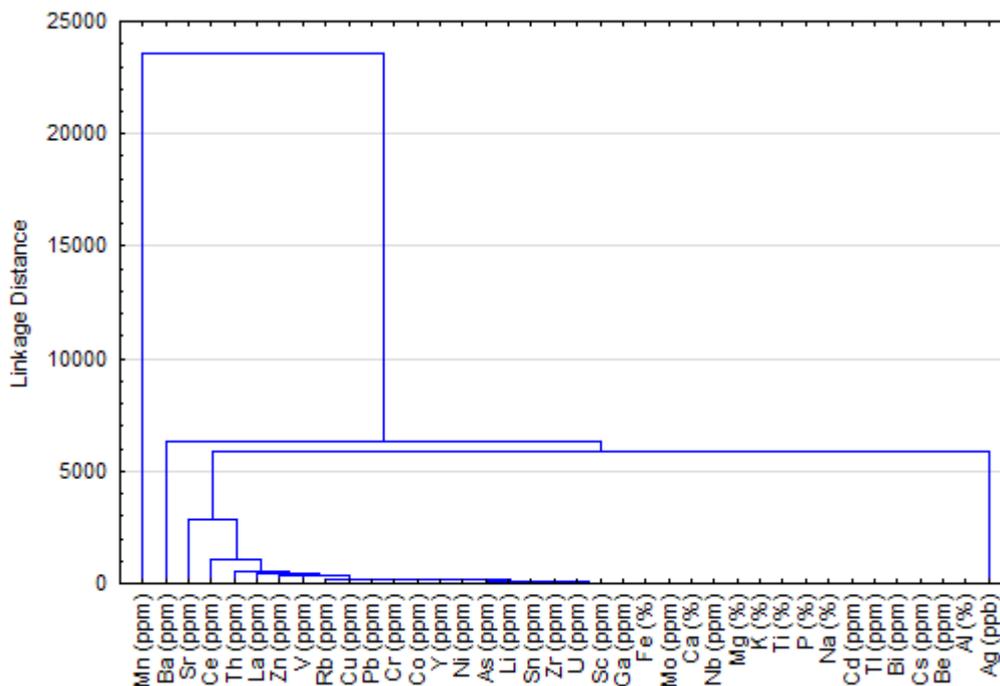
#### 6.1.4.4. Análise de Agrupamentos

Foram testados agrupamentos pelos métodos *Complete Linkage*, *Single linkage* e *Ward*, observando-se, como marca mais importante, que Mn sempre se posiciona isoladamente, sem associações com as demais variáveis e Ba da mesma forma, embora em um dos métodos utilizados o Ba se associe com Ag. As demais variáveis não mostraram a formação de agrupamentos notáveis.

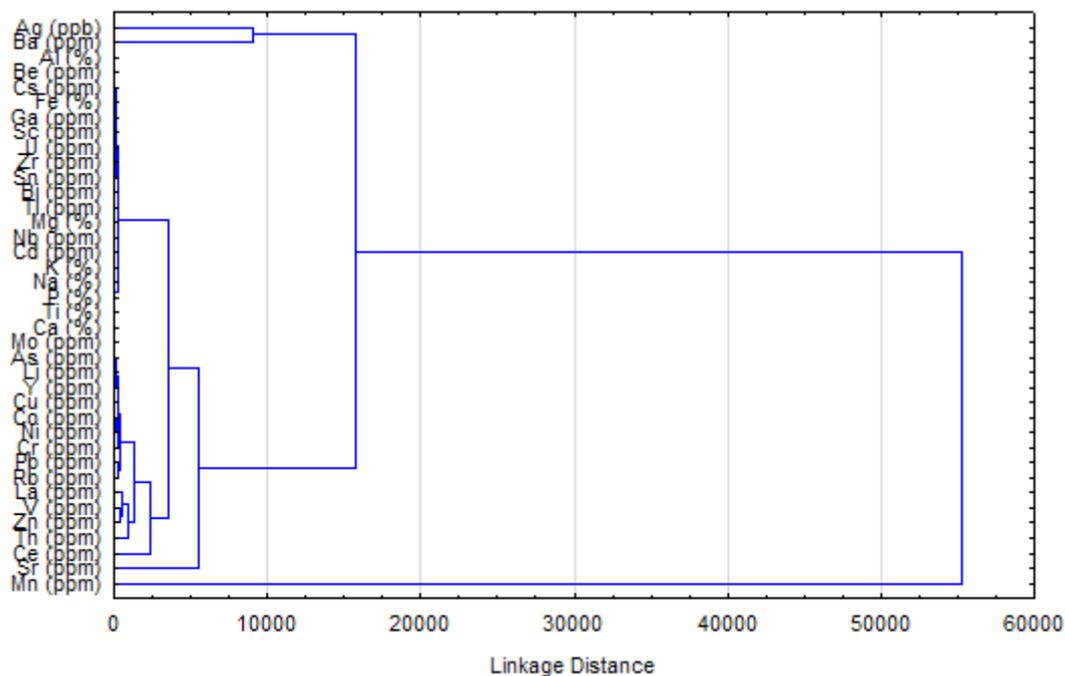
Complete Linkage



Single Linkage



Ward's Method



## 6.2. CONCENTRADOS DE BATEIA DA PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

### 6.2.1. Introdução

A pesquisa geoquímica dos concentrados de bateia tem como objetivo coletar os minerais resistentes e pesados das drenagens. Os trabalhos de amostragem para geoquímica de sedimento de corrente e bateia da CPRM – Serviço Geológico do Brasil envolvem o planejamento, coleta, preparação e processamento nos laboratórios Sureg-PA, análise mineralógica das amostras e o tratamento dos dados obtidos para a confecção do relatório final. Na folha Passo São Diogo foram coletadas 201 amostras numa área total de 2.629 Km<sup>2</sup> com uma densidade de 13,08 km<sup>2</sup>/am, na folha.

### 6.2.2. Metodologia de Coleta de Amostras no Campo

O planejamento prévio da prospecção aluvionar dos concentrados de bateia realizados pela empresa é definida em cartas plani-altimétricas na escala 1: 50.000 do DSG/IBGE. A drenagem traçada favorece a escolha dos locais de coleta das amostras. No mapa, os pontos são plotados numa densidade de amostragem de uma amostra para cada bacia hidrográfica com área aproximada de 10 km<sup>2</sup> pro-

curando distribuir a amostragem de forma homogênea por toda folha mapeada. Definido os pontos de amostragem é feita uma lista das coordenadas para facilitar o acesso da equipe no campo.

Os prospectores seguem para o campo e se dirigem aos alvos previamente definidos, munidos de GPS, carta topográfica 1: 50.000, bateia, peneira de malha 4 mm, balde 10 de litros, pá e sacos para embalar as amostras. As coletas são executadas nos aluviões, dentro do leito ativo da drenagem, em locais onde os minerais pesados preferencialmente se acumulam, chamados de armadilhas (*trap*). Isto ocorre normalmente em zonas internas de curvas de rios ou na confluência destes, também os minerais pesados se acumulam em depressões, marmitas, poços e remansos imediatamente após corredeiras ou cachoeiras, além de locais nas imediações de obstáculos como veios, diques e matacões no leito da drenagem.

Os concentrados de bateia são obtidos a partir de um volume inicial de 20 litros, da fração grossa do sedimento aluvionar ativo, horizonte mais favorável ao acúmulo dos minerais pesados. Após o peneiramento com descarte do material de granulometria mais grossa do que 4 mm, o passante, menor que 4 mm é bateado para remoção dos minerais leves, normalmente quartzo, feldspatos e micas. O volume e o peso final de cada concentrado depende da geologia local da área amostrada. Os dados de campo com coordenadas e altitude são registrados em caderneta padrão da empresa.

### 6.2.3. Preparação das Amostras no Laboratório

Os concentrados de bateia são processados e analisados no Laboratório de Sedimentologia da SUREG-PA. Inicialmente as amostras são organizadas e conferidas com a lista de encaminhamento de campo para identificar possíveis danos e/ou perdas após a coleta ou no transporte. Inicia-se o estudo mineral de cada amostra em uma microbateia de laboratório onde todo o concentrado é aprimorado, com remoção de minerais leves comuns ainda presentes. A finalidade dessa etapa é verificar e quantificar a presença de metais como ouro, cobre, prata, platina, chumbo e de minerais com alta densidade, porém raros como o cinábrio, por exemplo. O resultado é uma análise semi-quantitativa da amostra, informando o número e o tamanho de grãos encontrados, segundo padrão da empresa. No caso do ouro, os grãos são denominados de pintas e avaliados como pintas pequenas as < 0,5 mm, médias 0,5 – 1 mm e grandes >1 mm. Após esse procedimento, os concentrados são secos em estufa e posteriormente pesados integralmente.

Os concentrados seguem então para separação dos grãos com densidade maior que 2,89, em bromofórmio (líquido viscoso com densidade 2.89), no qual os minerais leves flutuam e os pesados afundam, sendo a alíquota dos pesados a que mais interessa para definir o panorama mineral da região em estudo. Novamente é feita uma pesagem agora dos minerais pesados separados.

É importante nessa fase, submeter o concentrado à luz ultravioleta, utilizando o *mineral light*, visando determinação de minerais que emanam luminescência como propriedade física. Um mineral de interesse econômico facilmente identificado por este método é a scheelita.

A seguir os concentrados sofrem um fracionamento magnético com o auxílio de imã de mão, separando os minerais naturalmente magnéticos como magnetita e pirrotita. O restante do concentrado, menos magnético é processado no Separador Isodinâmico Frantz. Por convenção se obtém alíquotas das amostras nas frações 0,3 A, 0,5 A e 0,75 A, considerando-se a porção não atraída, como fração não magnética.

### 6.2.4. Análise dos Concentrados de Bateia

O concentrado pronto para ser analisado ficou dividido em várias frações devido os procedimentos acima descritos. A análise semi-quantitativa é executada em lupa binocular com identificação das seguintes propriedades físicas: clivagem, fratura, forma, dureza, tenacidade, densidade, diafanidade, brilho, cor, inclusões, magnetismo, traço e hábito. Para os minerais transparentes às vezes é necessário o auxílio de microscópio petrográfico para verificar propriedades ópticas como isotropia, anisotropia,

pleocroísmo ou ângulo de extinção. Alguns minerais ainda exigem o uso de ensaios microquímicos específicos, como para carbonatos, apatita, cassiterita. Os minerais não identificados por métodos tradicionais ou que sejam de relevante importância podem ser, em casos especiais, submetidos ao **EDS (Energy Dispersive Spectrometer)** no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Uma vez identificados os minerais, suas percentagens são avaliadas de forma semi-quantitativa com o uso do diagrama de teores de percentagem. Os valores de percentagem obtidos dos minerais pesados são convertidos em códigos de teores segundo tabela abaixo:

Tabela 2 - Tabela semi-quantitativa

TABELA SEMI-QUANTITATIVA	
CÓDIGO DE TEOR	SIGNIFICADO
85	75 - 100 %
60	50 - 75 %
40	25 - 50 %
15	5 - 25 %
03	1 - 5 %
01	< 1 %

Os resultados obtidos são anotados em planilhas para posterior tratamento, geração dos laudos e relatórios finais

### 6.2.5. Interpretação da Mineralogia dos Concentrados de Bateia

A sistemática de interpretação dos minerais pesados dos concentrados de bateia considera todas as amostras com minerais de valor econômico e ou geológico, mesmo no caso deles ocorrerem apenas com um único grão, como no caso do ouro ou da scheelita, por exemplo. Para os minerais muito frequentes, comuns e abundantes nos concentrados de bateia, são consideradas as amostras com maior teor em percentagem e peso, como a ilmenita e magnetita por exemplo.

#### 6.2.5.1. Minerais e Elementos Identificados

##### Ouro – Au

O ouro, elemento nativo, metálico, apesar da dureza baixa é muito estável quimicamente, propriedade que o preserva nos sedimentos de drenagens e nos concentrados de bateia. O ouro é acuradamente quantitativamente pelo número de pintas e suas dimensões. São consideradas três faixas granulométricas: < 0,5 mm (pequena), entre 0,5 e 1 mm (média) e acima de 1 mm (grande). Na Folha Passo São Diogo ocorre em cinco amostras, um ponto, EM-B-156, com 2 pin-

tas e as demais com uma pinta cada. Estão em rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

#### **Pirita - $\text{FeS}_2$**

A pirita é o mais comum, abundante e distribuído dos sulfetos, ocorre em quase todos os tipos de rochas. A presença da pirita é importante pois pode ocorrer associada a outros sulfetos menos comuns e de maior interesse. Como a maioria dos sulfetos se intemperizam facilmente, não se conservam por muito tempo em ambientes superficiais oxidantes, então a sua presença é indicativo da área fonte estar nas proximidades. Foram identificadas oito amostras com pirita, com valores inferiores a 1%. Estes locais estão distribuídos ao longo da uma grande estrutura nordeste, a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, no qual estão situadas as suítes Cordilheira e Dom Feliciano

#### **Pirita limonitizada - $\text{FeO}(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$**

A pirita limonitizada é uma pirita alterada para óxido e hidróxido de ferro, perdendo o enxofre da sua composição original em consequência do intemperismo, mas mantendo a forma. Está presente em trinta e nove pontos com valores < 1% que se distribuem na porção leste da folha, ultrapassando todos os limites litológicos, mas ocorrendo principalmente nas suítes Pinheiro Machado, Cordilheira e Dom Feliciano.

#### **Magnetita - $\text{Fe}_3\text{O}_4$**

A magnetita é um mineral de ferro muito comum e estável nos ambientes superficiais oxidantes e é amplamente distribuída nos concentrados de bateia. É um mineral acessório em quase todos os tipos de rochas, ígneas plutônicas e vulcânicas, em especial nas rochas básicas, ultrabásicas e alcalinas

e metamórficas ou em ambientes hidrotermais. As amostras EE-B-348, EM-B-136 e EM-B-146 possuem os valores mais elevados, na faixa de 50 a 75% e mais onze amostras com valores na faixa entre 25 a 50% se distribuem na porção leste da folha.

#### **Hematita - $\text{Fe}_2\text{O}_3$**

A hematita é um mineral amplamente distribuído em rochas com idades variadas, ocorre também em ambientes hidrotermais e rochas metamórficas e sedimentares. Ocorre em muitos locais e se distribui principalmente na porção leste da folha, ultrapassando todos os limites litológicos, principalmente no Complexo Pinheiro Machado e nas suítes Cordilheira e Dom Feliciano. A amostra EE-B-377 possui valores na faixa entre 25 a 50% e outras sete amostras apresentam valores entre 5 e 25%.

#### **Ilmenita - $\text{FeTiO}_3$**

Mineral bastante comum ocorre como acessório em rochas magmáticas como gabros, anortositos, pegmatitos e metamórficas, (gnaisses e anfíbolitos). Está entre os mais comuns dos minerais pesados em níveis sedimentares de *placers* nos aluviões e nos concentrados de bateia, por ser física e quimicamente muito estável. Aparece bem representada na Folha Passo São Diogo, com duas amostras com os valores entre 75 e 100%, EE-B-360 e EM-B-151, situadas na porção oeste do Complexo Pinheiro Machado; ainda nesta unidade geológica ocorrem mais 10 pontos com valores na faixa de 50 a 75%. Outras dezenas de pontos com valores até 50% se distribuem principalmente na porção leste da folha, ultrapassando todos os limites litológicos, principalmente do Complexo Pinheiro Machado, e das suítes Cordilheira e Dom Feliciano (Figura 78).

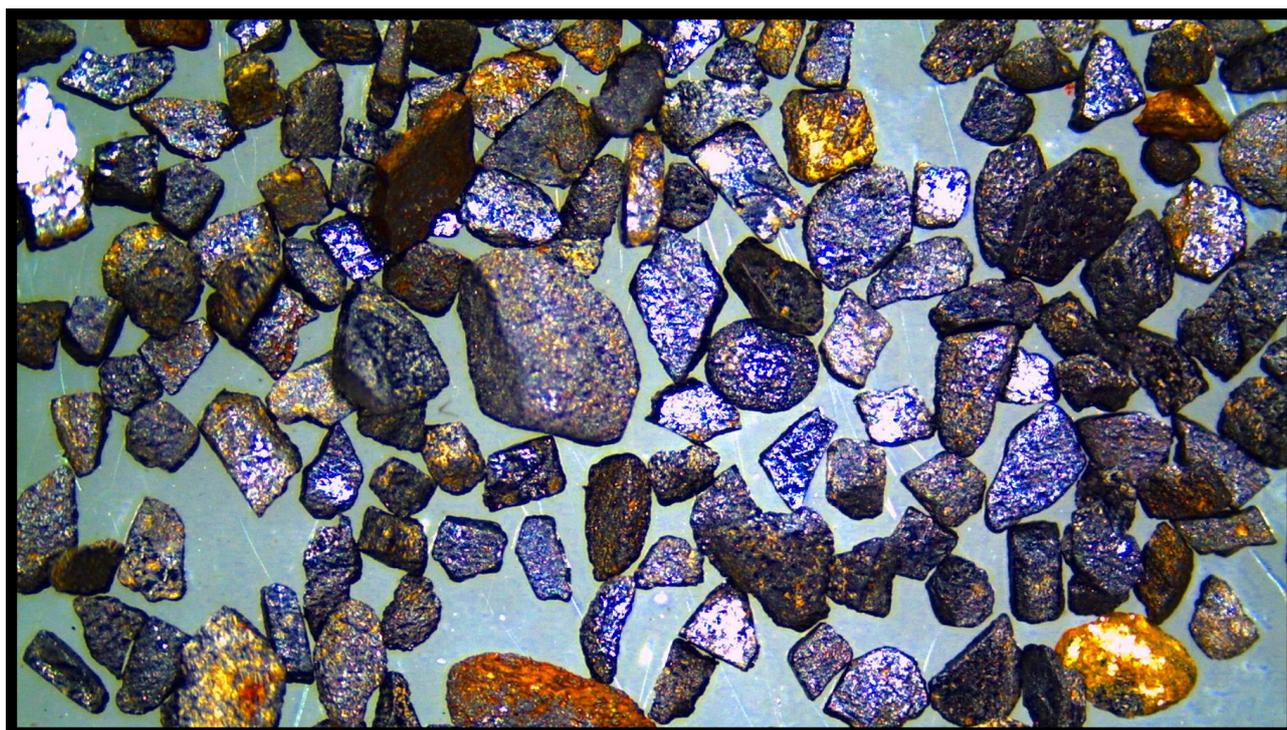


Figura 78 - Amostra EM-B-151, Ilmenita no microscópio Leica, 20x.

### **Limonita - $\text{FeO(OH)H}_2\text{O}$**

É uma mistura de óxidos e hidróxidos de ferro, formando agregados amorfos de cor vermelha a amarelada. É um mineral secundário (supergênico) originado da alteração de minerais que contém ferro nas rochas. As lateritas formadas por esse material podem indicar zonas oxidadas (gossans) de depósitos sulfetados, entre outros. Nesta folha dezenas de amostras possuem teores acima de 50% deste mineral distribuídos uniformemente nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

### **Cassiterita – $\text{SnO}_2$**

Mineral de rochas magmáticas ácidas em ambientes hidrotermais de alta temperatura associado com rochas graníticas, pegmatitos, greisens, filões hidrotermais ou nas proximidades. Na Folha Passo São Diogo ocorre em três amostras, EM-B-199, EM-B- 202 e EE-B-350, com teores inferiores 1% no Complexo Pinheiro Machado e na Suíte Jaguarão Chico.

### **Columbita Tantalita ( $\text{FeMn})(\text{NbTa})_2\text{O}_6$**

Ocorre exclusivamente em rochas graníticas, em diques de pegmatito e greisens, associada a turmalina, cassiterita, zircão, fluorita, wolframita e monazita, é um mineral incomum em concentrados de bateia. Nesta folha, as amostras EM-B-151 e EM-B-202 foram contempladas com valores inferiores a 1% no Complexo Pinheiro Machado e Suíte Jaguarão Chico, respectivamente.

### **Rutilo – $\text{TiO}_2$**

Este mineral ocorre com muita frequência como acessório em muitas rochas. Devido sua estabilidade física e química ocorre com relativa frequência nos níveis de minerais pesados (placers) nos aluviões e nos concentrados de bateia. Aparece predominantemente na área sudeste da folha, em amostras com teores na faixa entre 1 a 5% na Suíte Jaguarão Chico e com valores < 1% igualmente distribuídos por toda área da folha mapeada.

### **Monazita – ( $\text{CeLaNdYTh}$ ) $\text{PO}_4$**

Mineral relativamente frequente nos concentrados de bateia ocorre como mineral acessório em rochas ígneas e metamórficas. Associado com apatita e xenotímio este mineral vem ganhando destaque pelo interesse nos elementos terras raras neles contidos. As amostras com os valores mais altos estão na porção sudeste da folha, com quatro amostras possuindo valores entre 5 e 25% e outras dezessete na faixa entre 1 e 5%. Estão situadas principalmente na região da Suíte Jaguarão Chico e das vulcânicas da Formação Cerro Chato (Figura 79).

### **Xenotímio – $\text{YPO}_4$**

Embora mais raro que a monazita, ocorre no mesmo ambiente geológico, em rochas graníticas e pegmatitos, associado à monazita, apatita, zircão, cassiterita e columbita. É utilizado como fonte de elementos terras raras. O Xenotímio em quantidades

inferiores a 1%, ocorre nos mesmos locais referidos para a monazita acima descrita.

### **Apatita - $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_3(\text{FOHCl})$**

É um mineral amplamente disseminado como acessório na maioria das rochas e presente em quase toda a área da folha, sem muitas limitações aos tipos litológicos. Foi identificado em 102 amostras com teores sempre inferiores a 1%.



Figura 79 - Amostra de Monazita no microscópio Leica, 20x.

### **Carbonatos**

Os carbonatos de uma maneira geral são minerais comuns e disseminados nas rochas, mas devido sua densidade e dureza baixas, não é frequentemente encontrado nos concentrados de bateia. Nesta folha a amostra EM-B-111 apresenta teores inferiores a 1% na Formação Teresina da Bacia do Paraná.

### **Scheelita - $\text{CaWO}_4$**

A scheelita está associada com rochas calciossilicatadas em geral nas zonas de metamorfismo de contato de rochas graníticas e carbonáticas, em greisens, pegmatitos e em veios hidrotermais de alta temperatura. O mineral foi identificado em oito amostras com teores inferiores a 1%, principalmente nos limites litológicos do Complexo Pinheiro Machado e da Suíte Dom Feliciano.

### **Barita - $\text{BaSO}_4$**

Este mineral aparece em duas amostras, EM-B-163 e EM-B-089 (Figura 80), com valores entre 25 e 50% e outras oito amostras com valores na faixa entre 5 e 25% correm nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná, mais frequentemente nas Formações Teresina e Irati.

### **Zircão – $\text{ZrSiO}_4$**

Ocorre como mineral acessório em muitos tipos de rochas e é típico de granitoides. É frequente nos concentrados de bateia por ser muito resistente

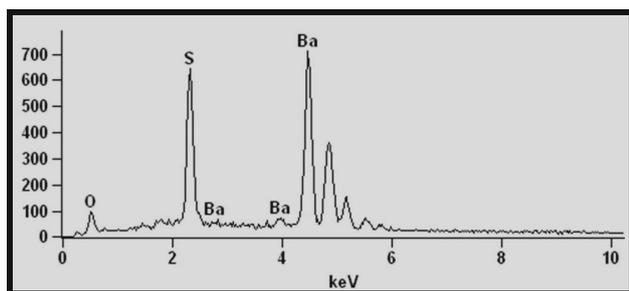


Figura 80 - (A) Espectro EDS de amostra de barita; e (B) amostra no microscópio Leica, 20x.

tanto física como quimicamente. O zircão com háfnio pode estar associado a pegmatitos lítio-tantalíferos. Na maior parte das amostras o mineral esta presente. Valores entre 25 a 50% ocorrem em cinco amostras, EE-B-344, EE-B-373, EE-B-337, EE-B-351 e EE-B-361, outras quarenta e três amostras com valores na faixa entre 5 e 25% estão concentradas na porção sudeste da Folha Passo São Diogo, principalmente na Suíte Jaguarão Chico e Formação Cerro Chato.

#### Granada

Mineral comum em rochas metamórficas ocorre também em granitos e pegmatitos. A granada possui muitas variedades de cores em função da variação na composição química e do ambiente geológico. A granada aparece de forma mais evidente no nordeste da folha, em rochas paraderivadas pelítico-carbonáticas do Complexo Porongos. Os teores de algumas amostras superam os 75% e muitas com valores na faixa dos 25%. Ocorrem também nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

#### Turmalina - $\text{BO}_3\text{AlSi}_4(\text{OH})$

É um mineral típico de rochas ígneas graníticas, pegmatitos e em metamórficas como gnaisses e xistos. A schoolrita é a única variedade ocorrendo na maioria das amostras dos concentrados de bateia.

#### Estauroлита - $(\text{FeMg})_2\text{Al}_9\text{SiO}_4(\text{OH})$

Ocorre em rochas metapelíticas (aluminosas) do metamorfismo regional de grau médio, como xistos e gnaisses O seu uso é geológico na localização e definição das zonas e grau metamórficos. Aparece de forma mais evidente no nordeste da folha em rochas paraderivadas pelítico-carbonática do Complexo Porongos.

#### Cianita – distênio - $\text{Al}(\text{SiO}_4)$

A cianita é um mineral acessório de rochas metamórficas regional de alta pressão e temperatura e de composição pelítica e aluminosa. Este mineral ocorre associado normalmente com sillimanita, estauroлита e granada. A única amostra com o mineral é a EM-B-096, com teores inferiores a 1%, no contato entre o Complexo Porongos e o Metagranito Candiotinha.



#### Epidoto – $\text{Ca}_2(\text{AlFe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$

Este mineral ocorre em oito pontos com valores em torno de 50%, outras 52 na faixa entre 5 e 25% predominantemente no Complexo Pinheiro Machado e Suíte Dom Feliciano mas também está bem representado ao longo de uma falha extensional que limita as rochas ígneas a leste com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná a oeste. Os valores na faixa entre 1 e 5%, ocorrem, indiscriminadamente em todas outras unidades litológicas.

#### Titanita – $\text{CaTiSiO}_5$

Presente na área em amostras da porção leste da Folha Passo São Diogo, em rochas ígneas e metamórficas.

#### Anfibólios

A hornblenda ocorre com valores entre 1 e 5 % em amostras na porção leste da folha, em rochas ígneas e metamórficas.

#### Micas

As micas ocorrem por todas unidades litológicas com valores em torno de 1%, sem mostrar anomalias dos teores em domínios específicos.

#### 6.2.5.2. Domínios Litológicos e Minerais Pesados Associados

Na Folha Passo São Diogo duas regiões anômalas se destacam. A primeira está ao longo da zona de falha de direção nordeste-sudoeste (Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu) que delimita duas regiões geológicas distintas. No leste da falha ocorrem rochas do Batólito Pelotas e a oeste, variadas litologias paleozóicas da Bacia do Paraná. Se destacam ao longo desta falha os minerais pirita, pirita limonitizada, magnetita, barita, epidoto e hematita.

O segundo alvo está na porção sudeste da folha, principalmente nas drenagens das rochas da Formação Cerro Chato e da Suíte Jaguarão Chico. As maiores concentrações são de ilmenita, monazita, magnetita e hematita associadas com teores menores de xenotímio, cassiterita, columbita-tantalita, pirita, pirita limonitizada, ouro e sheelita.

## 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A análise dos dados obtidos nos levantamentos geológicos, geoquímicos e de cadastramento de recursos minerais, associados à análise de fotos aéreas e dos dados aerogeofísicos disponíveis para a Folha Passo São Diogo, permitiram a confecção do Mapa Geológico e da presente Nota Explicativa para a referida folha.

No embasamento Pré-Cambriano foram detalhadas as unidades estratigráficas de dois grandes domínios tectono-estruturais: o Batólito Pelotas e o Terreno Tijucas.

Este último é caracterizado na Folha Passo São Diogo pelos metamorfitos do Complexo Porongos e pelo Metagranito Candiotinha, litologias que afloram na região de Candiota em uma janela nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Expressivos depósitos de mármore calcíticos, extraídos para a indústria do cimento, estão relacionados com o Complexo Porongos.

O Batólito Pelotas é composto na área mapeada por litologias do Complexo Pinheiro Machado, das suítes Herval, Cordilheira, Jaguarão Chico e Dom Feliciano e do Gabro Passo da Fabiana, com os granitoides da Suíte Jaguarão Chico constituindo uma nova unidade na estratigrafia regional.

A ampliação significativa da área de exposição da Formação Cerro Chato; a individualização no mapa geológico das fácies particulada e coerente dessa

unidade vulcânica; e a identificação de uma área de ressurgência de lavas ácidas (Domo Tranqueira), são outros resultados relevantes destes levantamentos. Estão associados temporalmente com o vulcanismo Cerro Chato inúmeros diques ácidos de direção geral NNW-SSE, referidos regionalmente como Riolitos Asperezas.

Para a Bacia do Paraná, que compreende unidades paleozoicas e mesozoicas dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois, além de diques básicos, cabe referir: 1) a extensa Jazida de Candiota, onde o carvão é extraído para a geração de energia termelétrica na Mina de Candiota; 2) o alto potencial para argilas brancas para a indústria cerâmica; 3) a localização de duas ocorrências inéditas de troncos fósseis, nas formações Rio Bonito e Rio do Rasto.

O quadro estratigráfico é completado pelas aluviões relacionadas com os principais cursos de água da região.

No Batólito Pelotas cabe ressaltar, pelas potencialidades metalogenéticas indicadas pela prospecção geoquímica: 1) a área de exposição dos granitoides do Complexo Pinheiro Machado e da Suíte Herval; e 2) a fácies de sienogranitos peralcalinos da Suíte Jaguarão Chico. É relevante a vinculação dos resultados para metais nos concentrados de bateia com as zonas de cisalhamento transcorrente que, com direção NE-SW, segmentam o embasamento na região.

## 8 – REFERÊNCIAS

- ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. C. *Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica*. Porto Alegre. DNPM/ CPRM, 1986. 18 v.
- ALLEMAND, J. A. N. et al. *Estudo de viabilidade técnica e econômica para a instalação de uma indústria cerâmica em Candiota/RS*. Pelotas: UFPEL/CRM, 2011. (Convênio Fundação de Apoio ao Centro Federal de Educação Tecnológica de Pelotas (FUNCEFET) e Companhia Riograndense de Mineração (CRM)).
- ALMEIDA, D. del P. M. de; CHEMALE JR., F.; MACHADO, A. Late to pos-orogenic Brasiliano-Pan-African volcano-sedimentary basins in the Dom Feliciano Belt, southernmost Brazil. In: AL-JUBOURY, A. I. (Ed.). *Petrology: new perspectives and applications*. Rijeka, Croatia: Intech, 2012. Disponível em: < <http://www.intechopen.com/books/petrology-new-perspectives-and-applications>>. Acesso em: 28 jun. 2012.
- ALMEIDA F.F.M. DE; HASUI Y.; BRITO-NEVES B. B.; FUCK R.A. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Review*, v,17, p.1–29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Diferenciação tectônica da Plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1969. v. 1, p. 29-46.
- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande, PB. *Atas...* Campina Grande, PB: SBG, 1977. p. 363-391.
- ALVES, R.G.B. *Correlação Estratigráfica de Alta Resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na região de Candiota – Rio Grande do Sul*. 1994. 113f. Dissertação (Mestrado) –Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1994.
- ANDRIOTTI, J. L. S. *Interpretação de dados de prospecção geoquímica com o auxílio de estatística*. Porto Alegre: CPRM, 2010.
- ANJOS, I. L. S. dos; MOURÃO, L. M. F. *Projeto Extremo Sudeste do Brasil: levantamento aerogeofísico, relatório final*. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM, 1987. 5v.
- AQUERE, M. A. et al. Avaliação tecnológica das misturas de cinzas e argilas do Complexo Carboelétrico de Candiota para emprego nas indústrias do Polo Cerâmico da Região da Campanha. In: MOSTRA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA E JORNADA DE PÓS-GRADUAÇÃO, PESQUISA E EXTENSÃO, 2., 2003, Bagé. *Anais...* Bagé:URCAMP,2003. p. 230. Disponível em: <[http://www.uncamp.tche.br/congrega2005/Anais\\_Evento\\_2003.pdf](http://www.uncamp.tche.br/congrega2005/Anais_Evento_2003.pdf)>. Acesso em: 28 jun. 2012.
- ASSINE, M. L.; VASELY, F. F. *Ambientes glaciais*. In: SILVA, A. J. C. L. P. et al. *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo: Beca, 2008.
- BABINSKI, M. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3-4, p. 263-274, 1997.
- BITENCOURT, M.F.; NARDI, L.V.S. Tectonic Setting and Sources of Magmatism Related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.30, n.1, p.186-189, 2000.
- BOM, F. M. *Origem e Evolução do Complexo Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul, RS*. 2011. 73 f. Monografia (Conclusão de Curso de Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.
- BORBA, A.W. et al. Provenance of the sedimentary rocks of the Bom Jardim Group (Neoproterozoic southern Brazil): evidence from petrography, geochemistry and Neodymium isotope. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v.14, n.1, p.25-42, 2007a.
- BORBA, A.W. et al. Evolução tectono-estratigráfica e paleoclimática da Formação Maricá (Escudo Sul-Rio-Grandense, Brasil): um exercício de geologia histórica e análise integrada de uma bacia sedimentar neoproterozóica. *Pesquisas em Geociências*, São Paulo, v.34, n.2, p.57-74, 2007b.
- BORBA, A.W. *Evolução geológica da “Bacia do Camaquã” (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. 2006. 233 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.
- CAGLIARI, J. et al. New Sakmarian ages for the Rio Bonito formation (Paraná Basin, southern Brazil) based on LA-ICP-MS U-Pb radiometric dating of zircons crystals. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 54, p. 265–277, 2014. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981114001254>>. Acesso em: 04 fev. 2016.

- CALDASSO, A. L. da S.; LOPES, R. da C. A calha tectônica de Cerro Chato no contexto da evolução eopaleozóica do Escudo Sul-Riograndense In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.3. p. 229-231.
- CAMOZZATO, E.; LOPES, R. da C. *Mapa Geológico da Folha Hulha Negra, RS (SH.22-Y-C-I)*. Porto Alegre: CPRM, 2012. Escala 1:100.000.
- CAMOZZATO, E.; LOPES, R. da C.; PHILIPP, R. P. *Mapa geológico da Folha Hulha Negra, SH.22-Y-C-I, estado do Rio Grande do Sul, escala 1:100.000*. Porto Alegre: CPRM, 2015. Programa Geologia do Brasil - PGB. Disponível em: < <http://geosgb.cprm.gov.br/>>. Acesso em: 04 fev. 2016.
- CAMOZZATO, E.; MARQUES, S.P.P. *Geologia da Cabeceiras do Arroio Capané, Cachoeira do Sul, RS, área VI*. 1977. São Leopoldo, RS: UNISINOS, 1977. (Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia) (Inédito)
- CAMOZZATO, E., PHILIPP, R. P., CHEMALE JR., F. Evolução Tectônica e Geocronologia U-Pb em zircão da terminação sul do Terreno Tijucas (RS, Brasil). In: CONGRESO URUGUAYO DE GEOLOGÍA, 7., 2013, Montevideo. *Resúmenes Extendidos...* Montevideo: SUG, 2013. p. 7-11.
- CAMOZZATO, E. et al. Milonitos alcalinos - peralcalinos da região de Candiota, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1994, Balneário Camboriú/SC. *Boletim de Resumos Expandidos...* Florianópolis: SBG, 1994. v. 3, p.89-90.
- CARVALHO, P. F. de. Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, Rio de Janeiro, n.66, 1932. 72 p.
- CASTRO, J. C. de. Estratigrafia de sequências das Formações Campo Mourão (parte Superior) e Taciba, Grupo Itararé, leste da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.29, n.2, p.256-260, 1999.
- CHEMALE JR., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 2000, p. 13-52.
- CHEMALE JR., F. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronology of Neoproterozoic Belts in Southern Brazil. In: Geowissenschaftlichen Lateinamerika-Kolloquium, 1996, Hamburgo. *Terra Nostra*, Hamburgo: Hamburg Universitaet, 1996. v.15, p.29-30.
- COSTA, A. F. U. et al. Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-rio-grandense baseada em dados de magnetometria e gravimetria. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado (RS). *Boletim de Resumos Expandidos...* Porto Alegre: SBG/CPGq-UFRGS, 1995. p. 236-238.
- COSTA, A. F. U. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-Rio-Grandense*. 1997. 291 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. *Projeto Aerogeofísico Escudo do Rio Grande do Sul: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos*. Rio de Janeiro: Lasa Prospecções, 2010. 38 v. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1970, Brasília. Anais... Brasília: SBG, 1970. p. 355-412.
- DU TOIT, A. A geological comparison of South America with South Africa.: *Carnegie Inst. Washington*, n.381, 1927 157 p.
- FERNANDES, L. A. D. et. al. Granitoides Brasileiros precoces do Cinturão Dom Feliciano: caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.19, n.2, p. 195-215, 1992a.
- FERNANDES, L. A. D. et al. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: parte I – uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.25, n.4, p.351-374, 1995a.
- FERNANDES, L. A. D. et al. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte II - Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25, n.4, p.375-384, 1995b.
- FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E.; SOLIANI JR., E. Evolução do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o Neoproterozóico: uma discussão. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado, RS. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado, RS.: SBG, p. 30-32, 1995.
- FERNANDES, L.A.D. et al. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.23, n.3, p.224-233, 1993.

- FIGUEIREDO FILHO, P.M.; SALGADO, C. *Relatório do mapa geológico preliminar da parte brasileira da bacia da Lagoa Mirim*. s.l.: s.n., 1964. (Inédito).
- FIGUEIREDO, M. C. H. de; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; KROMBERG, B. I. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, v. 4, p.1723-1738, 1990.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1980. v.5, p. 2879-2892.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S. et al. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: ENCONTRO SOBRE A ESTRATIGRAFIA DO RS: Escudos e Bacias, 1., 2003, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG/UFRGS/UNISINOS/ABC/CPRM, 2003. p.139-144.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S. et al. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v.3, p.1322-1343.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S. *Tectônica de placas no ciclo brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. 1991. 367 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982a. v.1, p. 1-12.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982b. v.1, p. 13-23.
- FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.2, p.147-191, 1988.
- FRANTZ, J. C.; REMUS, M. V. D. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas. RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986. *Anais...* Goiânia: SBG, 1986. v.2, p.931-947, 1986.
- FÚLFARO, V. J.; GAMA JR., E.; SOARES, P. C. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. São Paulo: Paulipetro, 1980. Relatório interno.
- GAMA JR., E.; BANDEIRA JR., A. N.; FRANÇA, A. B. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.12, n.4, p.578-589, 1982.
- GOÑI, J. C.; GOSO, H.; ISSLER, R. S. Estratigrafia e geologia econômica do pré-cambriano e eopaleozóico uruguaio e sul-riograndense. *Avulso da Escola de Geologia da Universidade do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, n.3, 1962.
- GORDON JR., M. *Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPM, 1947. (Notas Preliminares e Estudos, n. 38).
- GRUSHINSKY, N. P. The Earth's crust: its thickness, gravity field and topography. *Journal Geol. Soc. Aust.*, v.14, n.1, p.31-37, 1967.
- GROSS, A.O.M.S. et al. Neoproterozoic low-pressure/high temperature collisional metamorphic evolution in the Varzea do Capivarita Metamorphic Suite, SE, Brazil: Thermobarometric and Sm/Nd evidence. *Precambrian Research*, v.147, p.41-64, 2006.
- GUERRA-SOMMER, M. et al. New radiometric data from ash fall rocks in Candiota coal-bearing strata and the playnostratigraphic framework in Southern Paraná Basin (Brazil). In: GONDWANA 12: GEOLOGICAL AND BIOLOGICAL HERITAGE OF GONDWANA, 2005, Mendoza. *Abstracts...* Mendoza: Academia Nacional de Ciências, 2005. p.189.
- GUERRA-SOMMER, M. et al. Radiometric age determination of tonstein and stratigraphic constrains for the Lower Permian coal succession in southern Paraná Basin, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, v.74, p.13-27, 2008.
- HARTMANN, L. A. et al. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, v.19, p.84-99, 2011.
- HARTMANN, L. A.; CHEMALE JR., F.; PHILIPP, R. P. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-cambriano. In: IANUZZI R.; FRANTZ J.C. (Org.) *50 anos de Geologia: Instituto de Geociências, contribuições*. Porto Alegre: Comunicação e Identidade; CIGO;IGUFRGS, 2007. p.97-123.
- HARTMANN, L. A. et al. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Jour Earth Sci.*, v.47, p. 829-844, 2000.

- HARTMANN, L. A.; JOST, H. Gnaisses alcalinos da Antiforme Capané. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.4, n.11, p.13-25, 1980.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.5, p. 257-266, 1975.
- HOLZ, M. et al. Estratigrafia de seqüências aplicada à caracterização de aquíferos: um estudo de caso na área de Candiota, Rio Grande do Sul. UFRGS. *Pesquisas em Geociências*, 31(1): 51-66, 2006.
- HORBACH, R. et al. Geologia. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiiana e SI. 22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, 1986. p.29-297 (Levantamento de Recursos Naturais, v.33).
- JACKSON, V. N. et al. *Projeto Aerogeofísico Camaquã, Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Texas Instruments/DNPM/CPRM/CNEN, 1973.
- JOST, H.; BITENCOURT, M. F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS, v.4, n.7, p. 27-60, 1980.
- JOST, H. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil*. 1981. 208 f. Tese (Doutorado) - University of Georgia, Athens, GA, 1981.
- JOST, H.; HARTMANN, L. A. Província Mantiqueira: setor meridional. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. p. 345-367.
- JUSTUS, J. de O.; MACHADO, M. L. de A.; FRANCO, M. do S. M. Geomorfologia. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiiana e SI. 22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, 1986. p.313-404 (Levantamento de Recursos Naturais, v.33).
- JUSTUS, J. de O.; MACHADO, M. L. de A.; FRANCO, M. do S. M. Geomorfologia. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiiana e SI. 22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, 1986. p.313-404 (Levantamento de Recursos Naturais, v.33).
- KER, J. C.; ALMEIDA, J. A. de; FASOLO, P. J.; HOCHMÜLLER, D. P. Pedologia. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. *Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiiana e SI. 22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, 1986. p. 405-540 (Levantamento de Recursos Naturais, v.33).
- KOESTER E. *Petrologia e Geocronologia dos Granitoides Sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu*. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 240p., 1995.
- KUCK, L.; VIVIAN, O. *Mapeamento geológico da folha Canguçu*. Porto Alegre: UFRGS, 1971. 36 p. (Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia).
- KUINCHTNER, A; BURIOL, G. A. Clima do estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de Köppen e Thornthwaite. *Disciplinarum Scientia*. Série Ciências Exatas, S. Maria, v.2, p.171-182, 2001.
- LAVINA, E. L. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopremiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano Scythiano) da Bacia do Paraná*. 1991. 333p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.
- LEINZ, V; PINAGEL, H. Estanho e tungstênio no Rio Grande do Sul. *Boletim DNPM*, Rio de Janeiro, n.70, 1945. 89 p.
- LEITE, J.A.D., HARTMANN, L.A., MCNAUGHTON, N. SHRIMP geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes, southernmost Brazil. *International Geological Review*, v.40, p.: 688-705, 1998.
- LEITES, S. R. et al. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul – RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Boletim de Resumos...* Natal: SBG, 1990 p. 200-312.
- LIMA, E. F. de et al. Descrição e interpretação evolutiva dos migmatitos da região de Erval - Pedras Altas, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS. v.7, p.15, p. 153-165, 1983.
- LIMA, J. A.; ZANINI, L. F. P. *Mapeamento geológico preliminar da área da quadrícula de Pedras Altas*. Porto Alegre: UFRGS. 1965. (Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia).
- MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos Biol. Tecnol.*, Curitiba, v.2, p.63-154, 1947.
- MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F. O Domo de Santana, RS: Domo Gnáissico Manteado ou Figura de Interferência tipo Domo e Bacia?. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. v.1. p. 167-182.
- MANTOVANI, M. S. M. et al. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.19, n.3, p. 367-374, 1989.

- MARQUES, J.C.; JOST, H.; ROISENBERG, A. Rochas metassedimentares, estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.28, p.519-526, 1998.
- MARSHAK, S.; MITRA, G. *Basic methods of structural geology*. New Jersey: Prentice Hall, 446 p., 1998.
- MEDAGLIA, M. E. Estudo de solos no município de Bagé. *Bol. Geog.do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, n. 16, p. 45-50, 1973.
- MEDEIROS, M.A.M. *Análise da Seção Permiana de Candiota – RS, com ênfase na sedimentação cíclica*. 1996. 1 v. Dissertação (Mestrado) – Universidade federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1996.
- MELLO, F.D. de. *Relatório de projeto de pesquisa tecnológica para utilização econômica da argila e da cinza de carvão de Candiota, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre: CRM, 2001. Disponível em: <<http://www.sindicerr.org.br/arquivos/PesquisaCRM.pdf>>. Acesso em: 03 fev. 2015.
- MELLO, F.M.; MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. O sistema de cavalcamento Porongos na sua localidade tipo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo: SBG, 1992. p.365-366.
- MENDES, J.C. The Passa Dois Group. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (Ed.). *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba: [s.n.], 1967. p. 119-166.
- MENEZES, J.R.C. *Estratigrafia de Seqüências em Dados de Sondagem: aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na região de Candiota*. 1994. 124 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.
- MESQUITA, M.J.M. *Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini/Quitéria, RS)*. 1991. 241 f. Instituto de Geociências, Dissertação (Mestrado) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.
- MESQUITA, M.J.M.; FERNANDES, L.A.D. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS, v. 30, p.55-74, 1990.
- MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências PETROBRAS*, Rio Janeiro, v.8, n.1, p. 69-82, 1994.
- MILANI, E. J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental*. Porto Alegre, 1997. 2 v. Tese (Doutorado)-Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.
- MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 265-287, 2007.
- MILANI, E. J.; ZALÁN, P.V. The geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: MELLO, M. R.; YILMAZ, P. O. *Rio'98 Extended Abstracts Volume*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1998. (1998 AAPG International Conference & Exhibition)
- MORAES RÊGO, L.F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Bol. Serv. Geol. Min. (Brasil)*, n.46, 1930.
- MORENO, J. A. *Clima do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: Secretaria de Agricultura, 1961.
- MÜHLMANN, H. et al. *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. Ponta Grossa, PR. : Petrobras, 1974. (Relatório DESUL- 444).
- NICOLAS, A. *Principles of rock deformation: petrology and structural geology*. Dordrecht, Netherlands: D. Reidel, 1987.
- NICHOLAS, A.; POIRIER, J.P. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. London, John Wiley and Sons, 1976.
- NOLL Fº, R. J. *Geologia e petrologia das rochas riolíticas da região do Cerro Chato, Herval, RS*. 2014. 93f. (Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.12, n. 3, p.291-346, 1969.
- OLIVEIRA, E. P. de. Geologia do estado do Paraná. B. *Minist. Agric. Indust. Com.*, Rio de Janeiro, n.5, p. 67-143, 1916.
- OLIVEIRA, D. S. et al. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 63, p. 84-100, 2015.
- ORLANDI Fº, V. et al. (Org.) *Folha Piratini - SH.22-Y-C-II*. Brasília: CPRM, [1995]. 1 CD ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; WILDNER, W. Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, Santa Maria, RS, v.36 (Ed. Especial), p.183-193, 2014.

- PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; LOPES, R. da C. A Bacia do Camaquã. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO UFRGS, 2000. p.231-274.
- PAIM, P. S. G.; LOPES, R. da C.; CHEMALE Jr., F. Alostratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã – Vendiano Superior / Ordoviciano inferior do RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6., ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1., 1995, Porto Alegre. *Boletim de Resumos...* Porto Alegre: CPRM, 1995. p. 39-50.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25, p.956-983, 1984.
- PHILIPP, R. P.; MASSONNE, H. J.; CAMPOS, R. Peralkaline leucogranites of the Cordilheira Suite: a record of Neoproterozoic collision and the generation of the Pelotas Batholith, Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.43, p. 8-24, 2013.
- PHILIPP, R.P.; HARTMANN, L.A.; CHEMALE JR., F. Significado geotectônico das unidades Paleoproterozóicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: SIMPÓSIO 45 ANOS DE GEOCRONOLOGIA DO BRASIL, 2009, São Paulo. USP, Instituto de Geociências, *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: USP, 2009. p.283-285.
- PHILIPP, R. P.; CAMOZZATO, E. A colocação do Batólito Pelotas e suas relações com o metamorfismo regional orogênico no cinturão Dom Feliciano, RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12., INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF TECTONIC STUDIES, 6., 2009, Ouro Preto. *Anais...* Ouro Preto: SBG, 2009. p.112.
- PHILIPP, R. P., LUSA M., NARDI L. V. S. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v.80, n.4, p.735-748, 2008.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; CHEMALE JR., F. A Geração dos granitóides Neoproterozóicos do Batólito Pelotas: evidências dos isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil. In: IANUZZI, R.; FRANTZ, J.C. (Org.). *50 anos de Geologia*. Porto Alegre, RS: Comunicação e Identidade;CIGO/UFRGS, 2007. p.59-77.
- PHILIPP R. P.; MACHADO R. The Late Neoproterozoic Magmatism of the Pelotas Batholith, Southern Brazil. *J South American Earth Sciences*, v. 19, n. 4, p.461-478, 2005.
- PHILLIPP, R. P. et al. O magmatismo granítico neoproterozóico do batólito de Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.32, n.2, p.277-290, 2002.
- PHILIPP, R. P.; MACHADO, R. Estratigrafia e significado tectônico das suítes graníticas do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31, p.257-266, 2001.
- PHILIPP R. P.; NARDI L. V. S.; BITENCOURT M. F. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, M. L. F (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: CIGO-UFRGS, 2000. p.133-160.
- PHILIPP, R.P. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. 1998. 255f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.
- PHILIPP R.P. et al. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasilianos da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.20, n.1, p.3-13, 1993.
- PHILIPP, R. P. et al. *Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo*. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, RS, v.24, p.34, p.95-122, 1991.
- PHILIPP, R. P. *Geologia e petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS*. 1990. 231 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.
- PICADA, R. S. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense: caracterização dos sistemas de falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. v.1, p.167-191.
- PICADA, R. S. Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul Rio Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1989, Salvador. *Resumo das Conferências e das Comunicações...* Salvador: SBG, 1969. p.87
- PICADA, R. S. Ocorrência de migmatitos, granitos e gnaiss controlados por fraturas regionais, Encruzilhada Do Sul ( Rio Grande do Sul). *Boletim da Escola de Geologia*, UFRGS, Porto Alegre, n.14, p.33-34, 1965.

- PINTO, I.D.; CLOSS, D. Índice remissivo dos fósseis do Rio Grande do Sul. *Iheringia* (Geologia), Porto Alegre, v.1, p.3-76, 1967.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Determinação das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano (RS) com base na análise de microestrutura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v.2, p.352-353.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Relações embasamento/“cobertura” na porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.17, n.1-2, p.72-84, 1990.
- PORCHER, C. A. et al. *Passo do Salsinho, Folha SH.22-Y-A-I-4*: estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 1995. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- QUINTANA, L. M. H. *Avaliação das matérias-primas e produtos cerâmicos da região de Bagé – RS*. 2000. 130f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2000.
- QUINTANA, L. M. H.; SOARES, J.M.D; BOHRER, L.D.L. Caracterização de algumas argilas da região de Bagé (RS) para cerâmica vermelha. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 44., 2000, São Pedro, SP. *Anais...* São Paulo, 2000. p.1-9.
- RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W. (Org.). *Pedro Osório, Folha SH.22-Y-C*: estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1999. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E. (Org.). *Porto Alegre, folha SH.22-Y-B*: estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- RAMGRAB, G. E. et al. Corpos básicos no Batólito de Pelotas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.3, p.49-50.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO, F. P. M. Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul – Brasil. *Boletim DNPM*, Rio de Janeiro, n.127, 1966.
- RIBEIRO, M. Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e San Martinho, Bagé, RS: aspectos anatéticos e metassomáticos. *Iheringia*, Série Geologia, n.8, p.51-99, mar.1983.
- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L. M. A. Associações pretectônicas do escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*, Série Geologia, Porto Alegre, n.5, p.19-54, 1978.
- RIBEIRO, M. Geologia da Folha Bom Jardim, Rio Grande do Sul. *Boletim DGM*, Rio de Janeiro, n.247, 1970a.
- RIBEIRO, M. *Mapa Geológico da Quadrícula de Piratini; sub-projeto Piratini*: escala 1:50.000. Porto Alegre: Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, 1977. (Publicações Avulsas FBZ, n. 2).
- RIBEIRO, M. J. *Mapa previsional do cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense*: nota explicativa. Brasília: DNPM, 1978. 104 p. il. 1 mapa anexo. (Geologia, 3; Seção Geologia Econômica, 1).
- RIBEIRO, M. Sobre um padrão orogenico evidenciado no Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia*. Ser. Geol., Porto Alegre, v.3, p. 101-8, 1970b.
- ROBERTSON, J. F. Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, Porto Alegre, n.1, p. 41-54, 1966.
- ROCHA, P. G. *A investigação das rochas vulcânicas ácidas do Cerro Chato (RS) por sensoriamento remoto e geoquímica*. 2009. 113 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- RODRIGUES, A. L. A. *Análise do comportamento espacial e caracterização físico-química da camada de carvão Candiota na Folha Passo São Diogo, Municípios de Pedras Altas, Candiota e Hulha Negra- RS*. 2013. 1 v. (Monografia de Graduação) – Curso de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, RS, 2013.
- SAALMANN, K. Deformation of the Neoproterozoic juvenile Cambaí magmatic arc complex and syntectonic granites during the Brasiliano orogenic cycle in southernmost Brazil. *Z. dt. geol.Ges.*, v.154, n.4, p.557–577, 2004.
- SAALMANN, K. et al. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, n.2-3, p.355-378, 2010.
- SAALMANN, K. et al. Sm-Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de La Plata craton. *Pre-cambrian Research*, v.136, p.159-175, 2005.
- SAALMANN, K; HARTMANN, L.A.; REMUS, M.V.D. The assembly of West Gondwana—the view from the Rio de la Plata craton. In: U. LINNEMANN, U. et al. (Ed.),

- The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian–Cadmocian active margin to Alleghenian–Variscan collision., vol. 423. *Geological Society of America Special Paper*, v. 423, p.1–26, 2007.
- SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. Geochemistry and crustal evolution of volcano-sedimentary successions and orthogneisses in the São Gabriel Block, southernmost Brazil - relics of Neoproterozoic magmatic arcs. *Gondwana Research*, v.8, n.2, p.143-161, 2005 .
- SAALMANN, K; REMUS, M.V.D.; HARTMANN, L.A. Tectonic evolution of the Neoproterozoic São Gabriel block, southern Brazil: constraints on Brasiliano orogenic evolution of the Rio de la Plata cratonic margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v.21, p.204–227, 2006.
- SAALMANN, K. et al. Multiple accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, v. 100, n. 2-3, p.355-378, 2010.
- SANFORD, R.; LANGE, F.W. Basin – Study approach to oil evolution of Paraná – miogeosyncline, South Brazil. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, v.44, n. 8, p. 1316-1370, 1960.
- SANTOS, E. L. dos et al. Divisão litoestratigráfica do Eo-cambriano – Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v.2, p.670-684.
- SANTOS, E. L. et al. *Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:1.000.000 e parte do Escudo Sul-Riograndense, escala 1:600.000*. Porto Alegre: DNPM, 1989.
- SANTOS, R. V. et al. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, v.9, p. 456-463, 2006.
- SCHNEIDER, R. L. et al. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v.1, p.41-65.
- SILVA, M. A. S. da; RAMGRAB, G. E. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais: Folha SH.22-Y-B, Porto Alegre, Escala 1:250.000*. Porto Alegre: CPRM, 1986. 2v.
- SILVA, N. I. W. da et al. Caracterização de cinzas volantes para aproveitamento cerâmico. *Cerâmica*, São Paulo, v.45, n.296, p.184-187, 1999.
- SILVA, N. I. W. da; CALARGE, L. M.; MELLO, F. D. de. Estudo da aplicação de argilas e cinzas de carvão como matérias primas cerâmicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 43., CONGRESSO CERÂMICA DO MERCOSUL, 4., 1999, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis, 1999. p.1-12.
- SOARES, J. M. D; QUINTANA, L. M. H.; BOHRER, L. D. L. Caracterização de algumas argilas da Meta-de Sul do Rio Grande do Sul para uso em cerâmica vermelha. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 43., CONGRESSO CERÂMICA DO MERCOSUL, 4., 1999, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis, 1999. 146 p.1-10.
- SOLIANI JR., E. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas implicações de ordem tectônica*. 1986. 425f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1986.
- SOMMER, C. A. et al. Post-collisional rhyolitic systems associated with the Neoproterozoic Pelotas batholith, southern Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM ON GRANITES AND RELATED ROCKS, 8., 2015. *Posters...* Florianópolis. Florianópolis, 2015.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, v. 12, n.1, p. 1-33, 1976.
- TEIXEIRA, M. B.; COURA NETO, A. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos estudo fitogeográfico-folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim. In: INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA- IBGE. *Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21-Uruguaiana e SI. 22-Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, 1986. p. 541-632. (Levantamento de Recursos Naturais, 33).
- TESSARI, R. I.; GIFFONI, L. E. Geologia da região Piratini - Pinheiro Machado - Bagé - Rio Grande do Sul. *Boletim DGM*, Rio de Janeiro, n. 246, 1 v. 1970.
- TESSARI, R. I; PICADA, R. S. *Geologia da quadricula de encruzilhada do sul, Rio Grande do Sul-Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM-DFPM, 1966.
- UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. *Geologia das Folhas Arroio Grande, Erval, Basílio e Cerro Chato*. 1972. 80 f. Trabalho de Graduação – Curso de Geologia. Porto Alegre, 1972.
- UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS. *Mapa Geológico da Região do Cerro Chato: áreas I a VI*. 1980. Trabalho de Graduação – Curso de Geologia. São Leopoldo, RS, 1980 (Inédito).
- UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS. *Projeto Arroio Solidão Piratini - escala 1:50.000*. 1985. 7 v. Trabalho de Graduação – Curso de Geologia. São Leopoldo, RS, 1985a. (Inédito).

- UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS. *Projeto Piratini – escala 1:50.000*. São Leopoldo, 1985b. 7 v. Trabalho de Graduação – Curso de Geologia. São Leopoldo, RS, 1985b. (Inédito).
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.95, p.407-419, 1987.
- WHITE, I. C. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas do Sul do Brasil*. Rio de Janeiro:, Com. Est. Min. Carvão de Pedra do Brasil,1908. Parte 1, 300p.
- WINCHESTER, J. A; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, v.20, p.325-343, 1977.
- ZALÁN, P.V. et al. *Análise da Bacia do Paraná*. Rio de Janeiro: Petrobras, 1986. (Relatório Interno).
- ZALÁN, P.V. et al. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Atas...* v.1, p.441-473, 1987.
- ZALÁN, P.V. et al. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (Ed.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 135-168.
- ZERFASS, H.; CHEMALE JR., F.; LAVINA, E. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, v. 8, n. 2, p. 163-176, 2005.
- ZERFASS, H. et al. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, v. 166, p. 265-292, 2004.
- ZINGANO, A.C.; CAUDURO, A.D. Afloramentos fossilíferos do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto de Ciências Naturais*, Santa Maria, RS, v.8, p.1-48, 1959.

A elaboração do mapa geológico e recursos minerais da Folha Passo São Diogo, na escala 1:100.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência de Porto Alegre do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

A Carta Geológica na escala 1:100.000 tem como objetivo gerar e difundir informações geológicas e de recursos minerais, para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado do Rio Grande do Sul e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental.

## **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PASSO SÃO DIOGO SH.22-Y-C-IV**

**Escala: 1:100.000**

### **ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL**



**PAC**

[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)

#### **SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS**

Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897  
E-mail: seus@cprm.gov.br

#### **OUVIDORIA**

Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495  
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br