

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

**Bases de Dados** Pedro Aurélio C. Cordeiro  
**Geofísica** Mário J. Metelo  
**Geologia Estrutural** Reginaldo Alves dos Santos  
**Geoquímica** Carlos Alberto C. Lins  
**Litogeoquímica** Emiliano Cornélio de Souza  
**Metalogenia/Geologia Econômica** Inácio de Medeiros Delgado  
**Petrologia** Luiz Carlos da Silva  
**Sedimentologia** Augusto José Pedreira  
**Sensoriamento Remoto** Sidney Rodrigues Valente

Regional

Superintendência Regional de Porto Alegre

**Supervisor de Projetos** Alfeu Levy da Silva Caldas  
**Biblioteca** Ana Lúcia Borges Fortes Coelho  
**Geofísica** Norberto Lessa Dias  
**Geoquímica** Carlos Antonio Grazia  
**Hidrogeologia** José Luiz Flores Machado  
**Metalogenia** Gilberto Emilio Ramgrab  
**Petrografia/Petrologia** Wilson Wildner  
**Sedimentologia/Estratigrafia** Ricardo da Cunha Lopes

## CRÉDITOS DE AUTORIA

<b>Capítulo 1</b>	Gilberto Emilio Ramgrab	<b>Capítulo 3</b>	Luiz Alberto D'Ávila Fernandes (UFRGS) Carla Cristine Porcher (UFRGS)
<b>Capítulo 2</b>	Gilberto Emilio Ramgrab	<b>Capítulo 4</b>	Gilberto Emilio Ramgrab
<b>Subitem 2.3.3</b>	Wilson Wildner Gilberto Emilio Ramgrab	<b>4.2.1</b>	José Alcides Fonseca Ferreira
<b>Subitem 2.3.5</b>	José Alcides Fonseca Ferreira	<b>Capítulo 5</b>	Eugênio Casemiro Szubert
<b>Subitem 2.3.5.5</b>	Ricardo da Cunha Lopes Gilberto Emilio Ramgrab	<b>Capítulo 6</b>	Gilberto Emilio Ramgrab

Revisão Técnica: Milton Brand Bapatista

Revisão Final: Eduardo Camozzato

### PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO SISTEMÁTICO

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil  
Superintendência Regional de Porto Alegre

Coordenação Editorial a cargo da  
Divisão de Editoração Geral – DIEDIG  
Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

Ramgrab, Gilberto Emilio, org.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB : Pedro Osório. SH.22-Y-C. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000 / organizado por Gilberto Emilio Ramgrab [e] Wilson Wildner. – Brasília : CPRM, 1999.

1 CD-ROM

Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático.

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Porto Alegre.

1. Geologia – Rio Grande do Sul – Mapas. 2. Mapeamento Geológico – Rio Grande do Sul. I. Wildner, Wilson, organization. II. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. III. Título

CDD 558.165

**Departamento de Apoio Técnico**  
*Giuseppina Giaquinto de Araujo*

**Divisão de Cartografia**  
*Paulo Roberto Macedo Bastos*

**Divisão de Editoração Geral**  
*Maria da Conceição C. Jinno*

## **EQUIPES DE PRODUÇÃO**

### **Cartografia Digital**

Carla Cristina M. da Conceição	José Pacheco Rabelo
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Julimar de Araujo
Carlos Alberto Ramos	Leila Maria Rosa de Alcantara
Elaine de Souza Cerdeira	Luiz Guilherme de Araújo Frazão
Elcio Rosa de Lima	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
Ivanilde Muniz Caetano	Marília Santos Salinas do Rosário
João Bosco de Azevedo	Paulo José da Costa Zilves
João Carlos de Souza Albuquerque	Risonaldo Pereira da Silva
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Samuel dos Santos Carvalho
José Barbosa de Souza	Sueli Mendes Sathler
José Carlos Ferreira da Silva	Valter Alvarenga Barradas
José de Arimathéia dos Santos	Wilhelm Petter de Freire Bernard

### **Editoração**

Antonio Lagarde	Laura Maria Rigoni Dias
Edalair Rizzo	Marília Asfura Turano
Hélio Tomassini de Oliveira Filho	Pedro da Silva
Jean Pierre Souza Cruz	Sandro José Castro
José Luiz Coelho	Sergio Artur Giaquinto

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

<i>Ministro de Estado</i>	Rodolpho Tourinho Neto
<i>Secretário Executivo</i>	Helio Vitor Ramos Filho
<i>Secretário de Minas e Metalurgia</i>	Luciano de Freitas Borges

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM  
Serviço Geológico do Brasil

<i>Diretor-Presidente</i>	Umberto Raimundo Costa
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	Thales de Queiroz Sampaio
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Luiz Augusto Bizzi
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	José de Sampaio Portela Nunes
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Paulo Antônio Carneiro Dias
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Sabino Orlando C. Loguércio

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Xafi da Silva Jorge João
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Osvaldo Castanheira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Mário de Carvalho
<i>Superintendente de Manaus</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Cladis Antonio Presotto
<i>Superintendente de Recife</i>	Marcelo Soares Bezerra
<i>Superintendente de Salvador</i>	José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Clodionor Carvalho de Araújo
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Rommel da Silva Sousa



# RESUMO

---

Este trabalho, parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, foi executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. Constou do levantamento geológico e avaliação do potencial mineral e hidrogeológico de uma área de 15.700km<sup>2</sup>, correspondente à Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), na porção meridional do Estado do Rio Grande do Sul, resultando nas cartas Geológica e Metalogenética/Previsional de escala 1:250.000.

Os terrenos que compõem o Escudo Sul-Rio-Grandense foram compartimentados em três domínios, Ocidental, Central e Oriental, com base em dados aeromagnetométricos. Os dois primeiros coincidem respectivamente com as unidades geotectônicas brasileiras Cinturão Tijuca e Cinturão Dom Feliciano, enquanto o Domínio Ocidental abrange os terrenos limítrofes entre o Cinturão Vila Nova e o Bloco Taquembó. As demais unidades compreendem: Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares (molassas); Cobertura sedimentar da Bacia do Paraná; e Coberturas cenozóicas. As unidades litostrostruturais do embasamento foram ordenadas em colunas independentes para cada domínio.

O Domínio Ocidental é caracterizado pelas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santo Afonso. O Domínio Central é composto pelas rochas metamórficas de baixo e médio grau do Complexo Metamórfico Porongos.

O Domínio Oriental, correspondente ao Cinturão Dom Feliciano, compreende um complexo granitóide

de onde são reconhecidas rochas com deformação tangencial (Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado); rochas sin-transcorrentes associadas às zonas principais de transcorrência (Granito Chácara São Jerônimo e Complexo Granítico Cordilheira); granitos sin- a tardi-transcorrentes (Granito Arroio Moinho); intrusões básicas; e corpos graníticos de colocação pós-tectônica (Suíte Granítica Dom Feliciano); enxames de diques de riólitos (Riólito Asperezas) e *stocks* graníticos peralcalinos (Arfvedsonita granito).

As coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares que recobrem os terrenos cristalinos dos domínios Ocidental e Central pertencem às bacias Camaquã e Arroio Boici, geradas na fase terminal do Ciclo Brasileiro. No Domínio Oriental, conglomerados e pelitos preenchem a pequena “calha tectônica” de Cerro Chato.

A Cobertura sedimentar da bacia do Paraná inclui unidades do Permiano ao Triássico pertencentes aos grupos Itararé (Formação Rio do Sul), Guatá (Rio Bonito, Palermo) e Passa Dois (Irati, Estrada Nova, Rio do Rasto). Os arenitos grossos e finos, conglomerados e pelitos avermelhados, foram referidos genericamente ao Grupo Rosário do Sul. As Coberturas cenozóicas são constituídas pelos depósitos aluvionares; continentais, transicionais e marinhos da porção mais externa da bacia costeira; e pela Formação Santa Tecla. Os três domínios magnéticos podem ser considerados como domínios tectônicos separados por suturas translitosféricas. As rochas desses domí-

nios foram retrabalhadas por zonas de cisalhamento transcorrentes transcrustais do Sistema Dorsal de Canguçu. A reativação dessas estruturas durante o Fanerozóico foi responsável pela deposição, magmatismo e deformação registrados por diversas unidades estratigráficas.

A jazida de carvão de Candiota, encerra o principal bem mineral da área. Além do carvão, calcário calcítico para uso na indústria cimenteira, rocha ornamental, argilas para cerâmica vermelha, e insumos de uso na construção civil (brita, pedra-de-talhe, saibro e areia), são objetos de aproveitamento econômico.

O levantamento da área por concentrados de bateia destacou diversas estações e zonas anôma-

las de minerais de interesse prospectivo. A mais importante foi demarcada pela presença de ouro. A integração dos dados geológicos, geofísicos, mineralométricos e do cadastro mineral, consubstanciada na Carta Metalogenética/Previsional, resultou na delimitação de oito áreas para prospecção/pesquisa mineral.

Foram destacados dois sistemas aquíferos principais, correspondentes às rochas do embasamento cristalino, principalmente granitos, e aos sedimentitos da Formação Rio Bonito. Os principais aquíferos da área estão relacionados aos arenitos da Formação Rio Bonito, principalmente os da seção inferior da Camada de carvão Candiota.

# ABSTRACT

---

This report is a part of the “Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB” (Program for Basic Geological Mapping of Brazil) that is being carried out by CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, the Geological Survey of Brazil. It comprehends the geological surveying and the evaluation of both mineral and hydrogeological potentials of 15,700 sq.km of the Pedro Osório Sheet (SH.22-Y-C), which is placed in the southern part of the Rio Grande do Sul state. Geological and Metallogenic/Previsional maps at the scale 1:250,000 were produced.

Based on aeromagnetic data this study divided the Sul-Rio-Grandense terrain into three different domains: Western, Central and Eastern. In the sheet the two former domains correspond respectively to the Brasileiro geotectonic units Tijucas Belt and Dom Feliciano Belt, while the Western Domain comprehends the border area between the Vila Nova Belt and the Taquarembó Block. Other tectonic geological units which occur in the area are: sedimentary and volcano-sedimentary coverings (“molasses”); Bacia do Paraná sedimentary Cover and Cenozoic Covers. The lithostructural basement units were ordered in independent stratigraphic columns for each magnetic domain.

The Western Domain is characterized by the granitic rocks of the Santo Afonso Intrusive Suite. The Central Domain comprehends low and medium-grade metamorphic rocks of the Porongos Metamorphic Complex.

The Eastern Domain corresponds to Dom Feliciano Belt and comprehends a granitoid complex, where are found: tangential deformed rocks (Pinheiro Machado Granite-Gneissic Complex); syntascurrent rocks associated to the principal zones of transcurrency (Chácara São Jerônimo Granite and Cordilheira Granitic Suite); syn- to late-transcurrent granites (Arroio Moinho Granite); basic intrusions and granitic bodies of post-tectonic emplacement (Dom Feliciano Granitic Suite); as well as dyke swarms of rhyolites (Asperezas Rhyolite) and peralkaline granitic stocks (Arfvedsonite granite).

The sedimentary and volcano-sedimentary covering over the crystalline terrains of the Western and Central domains belong to the Camaquã and Arroio Boici basins which were generated by the end of the Brasileiro cycle. In the Eastern Domain correlative conglomerates and pelites fill up the small Cerro Chato “tectonic trough”.

The Paraná Basin Sedimentary Cover includes units from Permian to Triassic of the Itararé (Rio do Sul Formation), Guatá (Rio Bonito and Palermo formations) and Passa Dois (Irati, Estrada Nova and Rio do Rasto formations) groups. The red coarse and fine sandstones, conglomerates and pelites were generically referred to the Rosário do Sul Group. The Cenozoic Covers are formed by alluvial deposits, continental, transitional and marine deposits from the outer coastal plain and by the Santa Tecla Formation. From the structural standpoint the

three magnetic domains may be seen as tectonic domains separated by translithospheric sutures. The rocks in these domains were reworked by transcrustal transcurrent shearing zones of the Dorsal de Canguçu System. The re-activation of these structures during the Phanerozoic was responsible for the deposition, magmatism and deformation recorded in several stratigraphic units of the Pedro Osório Sheet.

The Candiota coal field contains the main mineral resource of the area. Calcitic limestone for cement plants, decoration stone, clay for red pottery and raw materials for building purposes (pebble, dimension stone, gravel and sand) are also economically used. The geochemical surveying through pan concentrates pointed out to several anomalous sites and

areas with major prospecting interest which the most important zone indicated the gold presence.

The integration of the geological, geophysical, mineralometric and mineral inventory is displayed in the Metallogenic/Previsional Map showing 8 target areas for mineral prospection/exploration.

There are two main aquifer systems related to the crystalline basement, mainly granites, and to the sediments of the Rio Bonito Formation. The main aquifers are related to sandstones of the Rio Bonito Formation, mainly those in the lower section of the Candiota coal seam. They bear waterwells, many of them surgent, with yields of more than 10 m<sup>3</sup>/h and even up to 100 m<sup>3</sup>/h. This groundwater presents bad chemical quality for human intake due to the contamination of the interbedded coal.

## 1

# INTRODUÇÃO

## 1.1 Histórico e Metodologia

O presente texto explicativo reúne as informações obtidas no levantamento geológico da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C) do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, cuja execução teve como base metodológica o uso simultâneo e integrado de diferentes técnicas de pesquisa geológica (mapeamento geológico, geofísica, geoquímica e metalogenia).

O ponto inicial de referência para a revisão da geologia e metalogenia dessa folha, situada na porção meridional do Rio Grande do Sul (figura 1.1), foi o mapeamento na escala 1:100.000 da Folha Piratini (SH.22 Y-C-II), realizado com a mesma metodologia multidisciplinar (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* 1990). Os resultados deste mapeamento foram compatibilizados com os dados de outros projetos, dos quais os principais estão referidos na figura 1.2, sendo que assim como inúmeros trabalhos de graduação realizados pelos cursos de geologia da UFRGS e UNISINOS, além de trabalhos específicos, desenvolvidos na área considerada.

O reconhecimento geológico de campo foi conduzido em função do nível das informações disponíveis. Assim, nas áreas já cobertas por mapea-

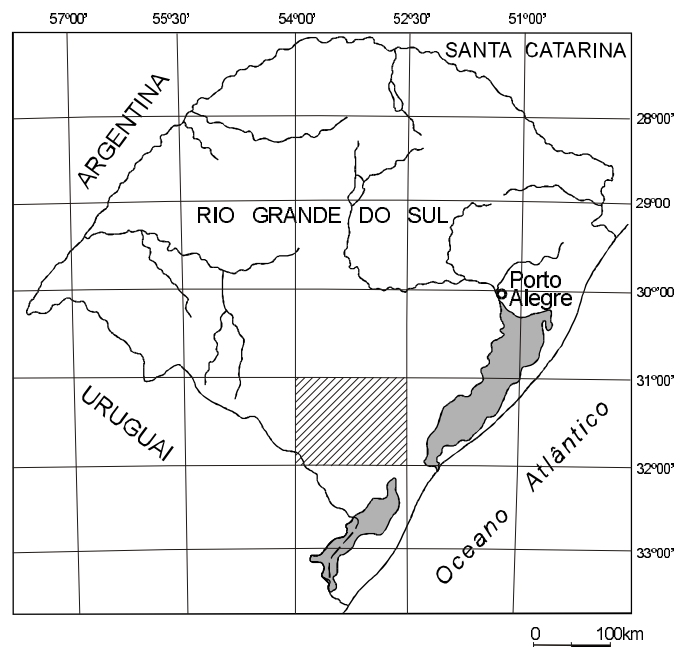


Figura 1.1 – Mapa de localização.



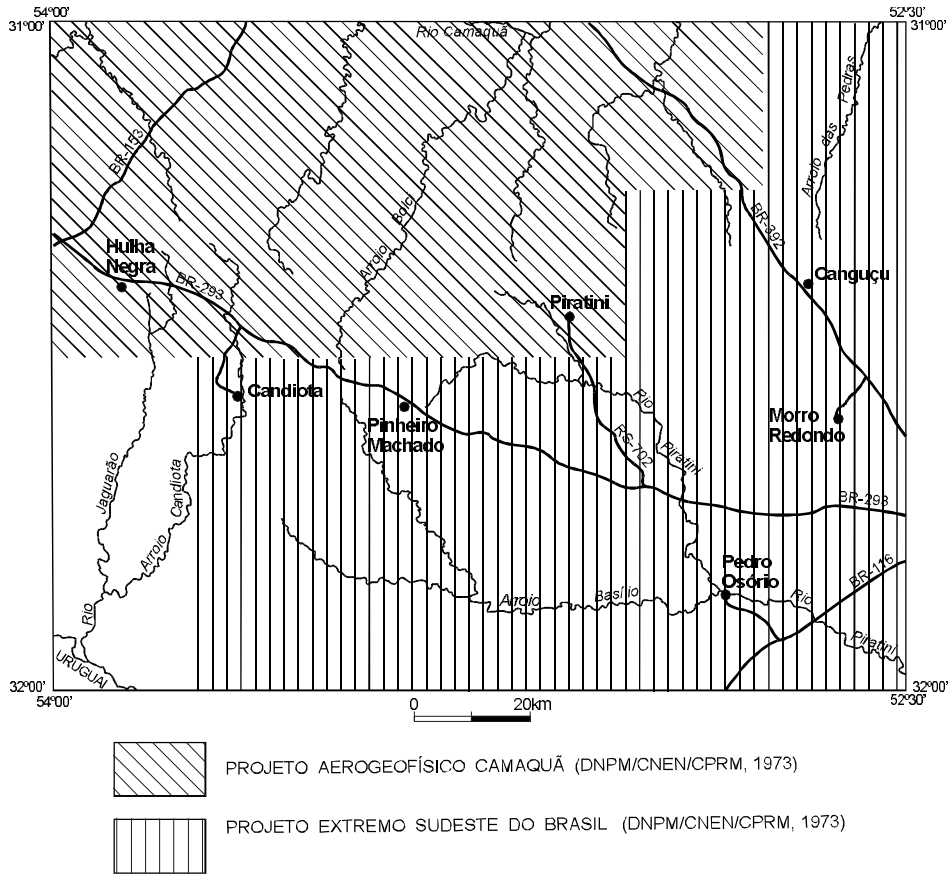


Figura 1.3 – Cobertura aerogeofísica na área da folha.

A revisão da geologia e metalogenia da Folha Pedro Osório foi iniciada pelo geólogo Alfeu Levy da Silva Caldasso, em maio de 1991 e, em várias oportunidades foi interrompida, às vezes por períodos superiores a um ano. Os autores deste informe foram engajados no projeto em setembro de 1993, tendo concluído os trabalhos de campo em novembro de 1994. Dessa forma, estes estudos estão embasados nos dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de cadastramento mineral levantados até aquela data, embora informações bibliográficas posteriores tenham sido utilizadas para a elaboração desta nota explicativa.

## 1.2 Localização e Acesso

A Folha Pedro Osório situa-se na porção meridional do estado do Rio Grande do Sul, sendo delimitada pelas coordenadas geográficas de 31°00' e

32°00' de latitude Sul, e 52°30' e 54°00' de longitude Oeste de Greenwich (figura 1.1), sendo que no canto sudoeste o rio Jaguarão marca a fronteira do Brasil com a República Oriental do Uruguai. Ocupa uma superfície aproximada de 15.700 km<sup>2</sup>. Abrange as sedes dos municípios de Hulha Negra, Candiota, Pinheiro Machado, Piratini, Canguçu, Morro Redondo e Pedro Osório, além de terrenos do municípios de Dom Pedrito, Santana da Boa Vista, Bagé, Pelotas, Arroio Grande, Capão do Leão e Herval (figura 1.4).

A área é cortada por quatro rodovias federais, que constituem as principais vias de acesso à região (figura 1.5):

- BR-293, que liga Pelotas a Quaraí passando por Bagé, atravessa a folha em sua porção central, numa extensão de 150 km;
- BR-153, que corta o setor noroeste da folha, constitui a ligação da BR-290 (Porto Alegre-Uru-guaiana) à cidade de Bagé;

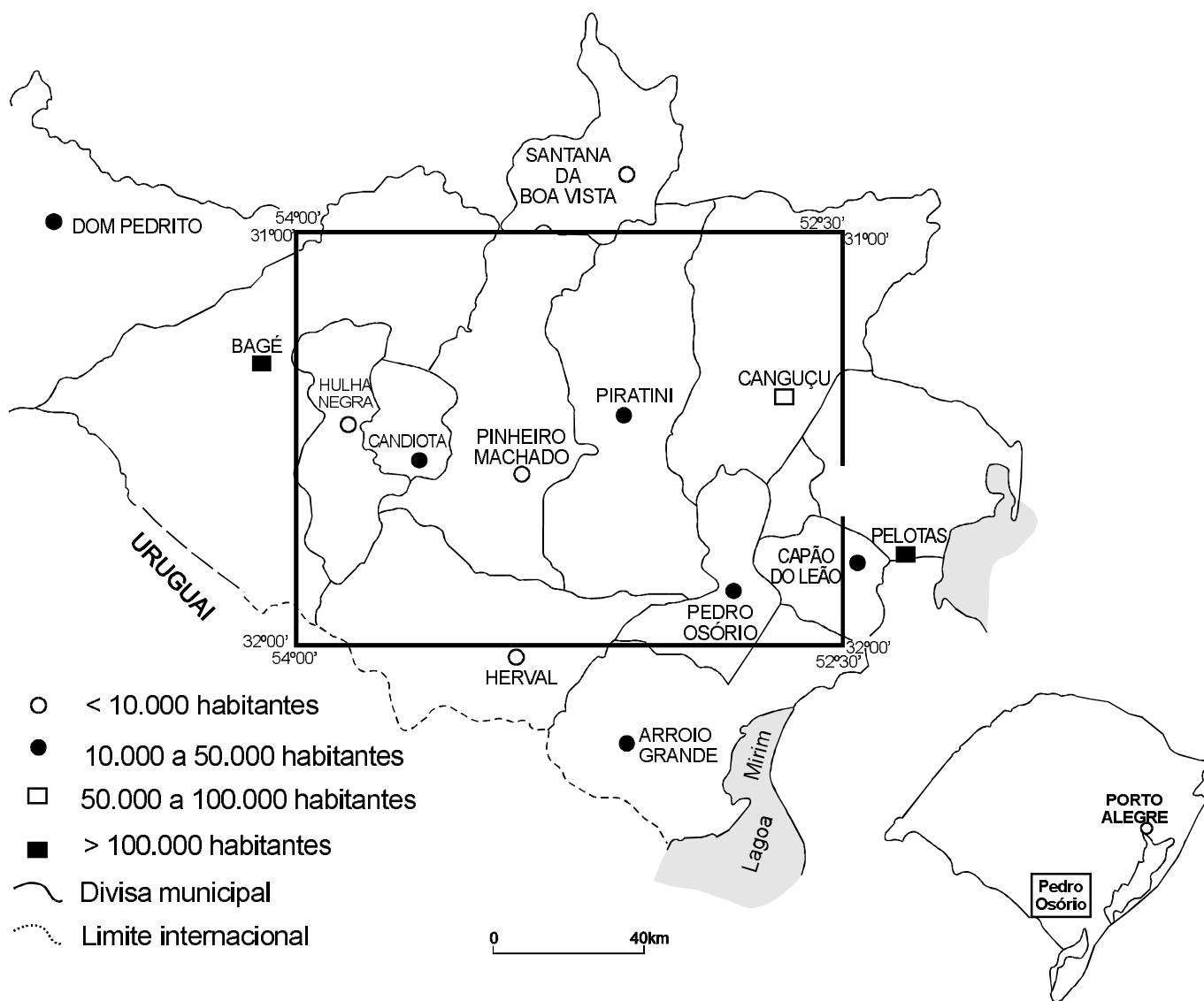


Figura 1.4 – Municípios situados na área da Folha Pedro Osório.

– BR-392 (Santa Maria-Pelotas), atravessa o quadrante nordeste da folha, numa extensão de 90 km; e

– BR-116 (Porto Alegre-Pelotas-Jaguarão), corta a extremidade sudeste da folha.

Estradas asfaltadas fazem o acesso dessas rodovias federais às sedes municipais de Morro Redondo, Candiota, Pedro Osório e Piratini; a última,

com uma extensão de 37km, constitui a rodovia estadual RS-702.

No interior da folha, a configuração da malha rodoviária é característica de zona rural: relativamente esparsa e sem pavimentação, embora de tráfego permanente, especialmente naquelas que interligam as sedes municipais. As condições de acesso são mais precárias na porção sul da folha, para as



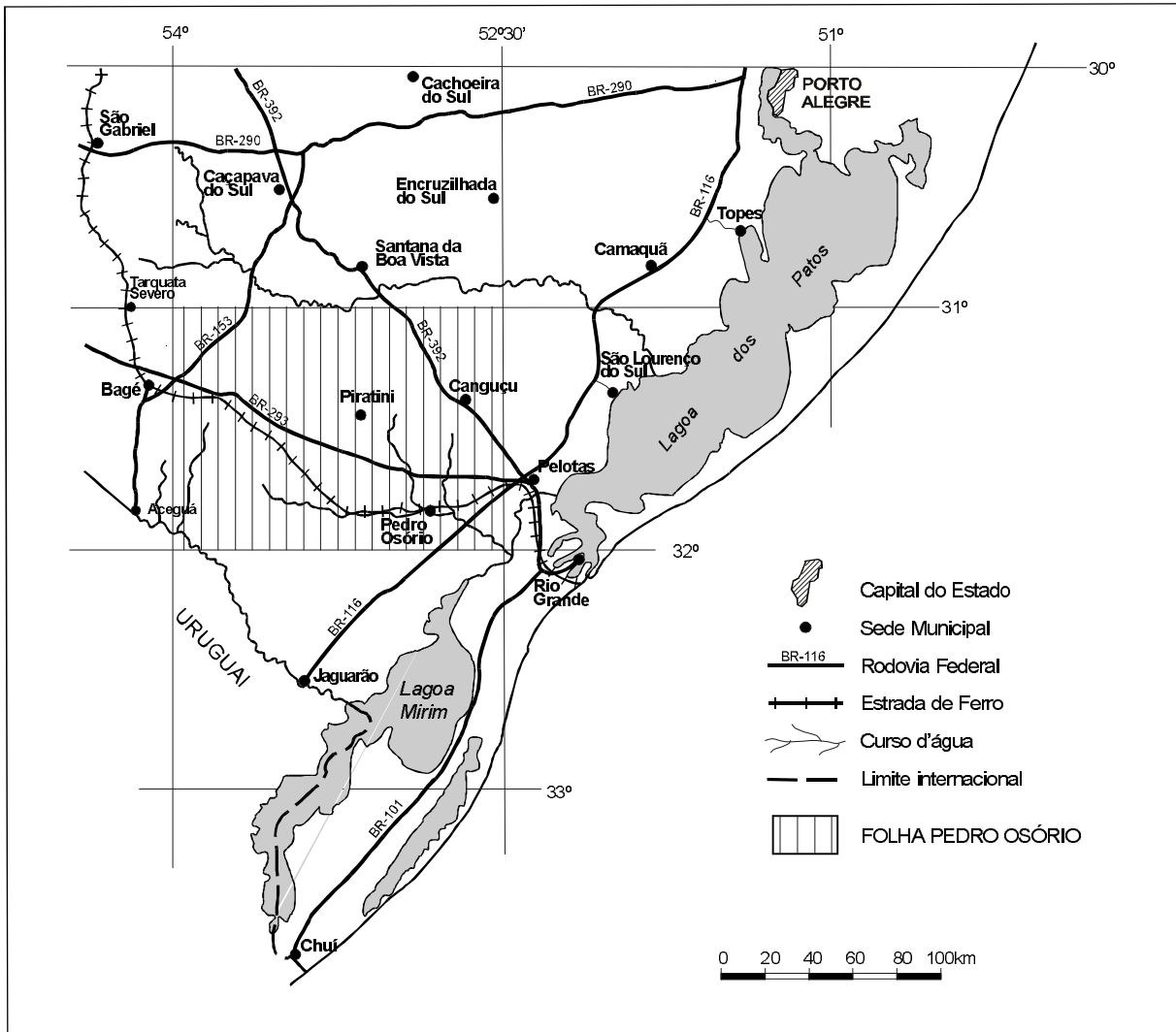


Figura 1.5 – Principais vias de acesso.

localidades situadas ao sul do arroio Basílio, em razão das inúmeras pontes destruídas por ocasião das cheias de 1993.

A área é servida ainda por linha férrea que, partindo de Rio Grande, principal porto do estado, passa por Pelotas, Bagé e Torquato Severo, e dali prossegue, ligando a área ao sistema ferroviário do estado e ao restante do país.

Linhas regulares de transporte aéreo atendem as cidades de Bagé e Pelotas, principais centros econômicos adjacentes à Folha Pedro Osório. Na área da folha, aviões fretados de transporte (táxi-aéreo) utilizam o aeroporto da CEEE (900m de pista asfaltada) situado a 7km da Usina Termoelétrica Presidente Médici, ou a pista da CIMBAGÉ (sem

pavimentação), localizada a 2km da Fábrica de Cimento CIMBAGÉ, ambas próximas à sede municipal de Candiota.

### 1.3 Aspectos Socioeconômicos

As cidades de Pedro Osório, Piratini, Pinheiro Machado, Canguçu, Candiota, Hulha Negra e Morro Redondo constituem os principais núcleos urbanos na área. Todavia, Pelotas e Bagé, situadas, respectivamente, a leste e a oeste, representam os principais pólos econômicos dessa porção do sul do estado, e para onde converge o fluxo comercial da região.

A atividade econômica da área é fundamentada no setor primário, particularmente na pecuária. Região de topografia acidentada, com poucos solos férteis, tem reduzida capacidade de uso para agricultura, restringindo-se, em geral, às culturas de subsistência. Somente no setor sudeste da folha, a orizicultura é desenvolvida de forma extensiva, aproveitando os terrenos planos da Planície Costeira.

A pecuária bovina e ovina, que é a atividade mais importante na região, desenvolve-se em grandes propriedades (mais de 1.000ha), situadas, em geral, na região da Campanha, no quadrante ocidental da folha, onde predominam os campos limpos.

A indústria extrativa mineral tem destaque na economia regional, constituindo Candiota um dos principais pólos de mineração do Rio Grande do Sul. A exploração de calcário desenvolvida pela Companhia de Cimento Portland Gaúcho (Grupo Votorantin) e Cimento e Mineração Bagé – CIMBAGÉ, atende as duas unidades industriais de fabrico de cimento instaladas na área, ao passo que a jazida de carvão de Candiota, a maior do país, com  $12.295.10^6$  t de recursos em carvão mineral, é explotada através das minas Seival (CNMC) e Candiota. A última, pertencente a Companhia Riograndense de Mineração – CRM, abastece a Usina Termoelétrica Presidente Médici, com potência nominal instalada de 452 MW.

A ampla disponibilidade de recursos em carvão da jazida de Candiota, tem favorecido a idéia de transformação da região em “Pólo Energético”, estando já concebido, através da primeira etapa da Usina Candiota III, a instalação de mais uma unidade de 350 MW.

#### **1.4 Aspectos Fisiográficos (Clima, Hidrografia Vegetação e Geomorfologia)**

A área da Folha Pedro Osório está localizada no sudoeste do Rio Grande do Sul, estando incluída na Zona de Clima Subtropical, segundo os limites estabelecidos por Strahler (1977). De acordo com o classificação de Köppen, o clima da região pode ser considerado do tipo Cfa - chuvoso, com inverno frio, verão quente e precipitações pluviométricas durante todo o ano.

Os valores de umidade relativa média são de 73% no verão e 83% no inverno, e a média anual de precipitações pluviométricas varia entre 1.350mm e 1.700mm, havendo um certo equilíbrio na distribuição das chuvas durante o ano, embora estas predominem nos meses de maio, junho e agosto.

A temperatura média anual é da ordem de 15°C, com médias mínimas e máximas de 12,5°C e 22°C, respectivamente. Os dados registrados nas diversas estações meteorológicas da região indicam variações bastante grandes de temperatura entre o inverno e o verão. No inverno, as mínimas podem alcançar menos 4°C, e no verão podem atingir 40°C.

As drenagens que cortam a área pertencem às bacias dos rios Camaquã, Jaguarão e Piratini, os quais, através dos sistemas Lagoa Mirim, Canal de São Gonçalo-Laguna dos Patos, seguem para o Oceano Atlântico. Na região de Hulha Negra, no limite centro-oeste da folha, situam-se os mananciais formadores do rio Negro, que corre para sudoeste, fazendo parte da Bacia do Prata.

Os cursos d'água pertencentes à bacia do Camaquã, são todos afluentes e subafluentes da margem direita desse rio, cujo curso, de oeste para leste, atravessa os terrenos situados imediatamente ao norte da folha. Esses afluentes, representados pelos arroios do Tigre, Traíras, Torrinhas, Boici, Barracão, da Bica, Pantanoso e das Pedras, entre os principais, têm, em geral, cursos desenvolvidos no sentido SW-NE e S-N, apresentando um padrão principal dendrítico-retangular, associado às zonas preferenciais de fraturamento, refletindo a estruturação regional. Esse controle, pelos fatores litto-estruturais, dificulta a formação de planícies de inundação, excetuando aquelas desenvolvidas nas confluências dos arroios Boici e Barracão com o rio Camaquã.

A bacia hidrográfica do rio Jaguarão ocupa o setor sudoeste da folha, desenvolvendo-se quase integralmente sobre terrenos sedimentares gondiânicos. O rio Jaguarão, desde suas nascentes, mantém um curso geral norte-sul, até receber seu afluente arroio Jaguarão-Chico, quando então inflete para sudeste, marcando a fronteira internacional entre Brasil e Uruguai.

A bacia hidrográfica do rio Piratini ocupa a maior parte da área, drenando essencialmente terrenos cristalinos. O rio Piratini tem suas nascentes na serra das Asprezas e, após sua confluência com o

arroio Solidão, desenvolve um curso de noroeste para sudeste, recebendo o arroio Basílio, seu principal afluente, perto da cidade de Pedro Osório. A jusante dessa confluência, o rio Piratini drena os terrenos sedimentares da Planície Costeira, desenvolvendo ampla planície aluvial, que é extensivamente aproveitada para a cultura de arroz.

De acordo com o sistema de classificação fitogeográfica, adotado pelo Projeto Radambrasil (Teixeira *et al.*, 1986), a área da folha abrange, por suas características fitofisionômico-ecológicas, as regiões de savana e de estepe (Campanha).

A região de savana, de maior distribuição, ocupa as áreas de relevo ondulado a fortemente ondulado, onde predominam granitos, gnaisses e xistos pré-cambrianos, bem como arenitos eo-paleozóicos. Compreende a formação de savana arbórea aberta, que apresenta dois estratos distintos: um herbáceo e outro arbóreo. O primeiro, composto principalmente por gramíneas, abrange a vegetação do tipo campo limpo que se desenvolve nos terrenos de relevo mais suave, coxilhas e morros. Nas porções mais planas, com solos mais profundos, aparecem carquejas, arlequins e touceiras (capim Santa Fé), constituindo os campos sujos.

O estrato arbóreo distribui-se de forma esparsa nas áreas aplainadas ou em agrupamentos nas áreas mais dissecadas, bem como formando matas-galeria, ao longo dos cursos d'água. Nesse domínio aparecem, entre outros, exemplares de pitangueira, coronilha, branquilha, embira, pinheiro-bravo, aroeira-salsa e cinzenta, figueira-do-mato, canela-do-mato e angicão.

A ação antrópica se faz sentir pelos grandes reflorestamentos com *Pinus Elliotti* que, gradativamente estão substituindo a vegetação nativa, principalmente nas áreas de relevo acidentado e solos pouco profundos, pouco adequadas à agricultura e à pecuária.

A região de estepe (Campanha) ocupa o quadrante sudoeste da folha, coincidindo, em linhas gerais, com a área de distribuição dos terrenos sedimentares gonduânicos. Está representada pela formação gramínea lenhosa, que reveste terrenos de topografia aplainada a suavemente ondulada, com cotas altimétricas variando entre 50 m e 300 m. A cobertura vegetal é formada por tapete gramíneo

lenhoso contínuo, geralmente baixo, desprovido de agrupamentos arbóreos significativos, sendo a composição florística variável, em função dos parâmetros ecológicos locais, e das diferentes formas de manejo.

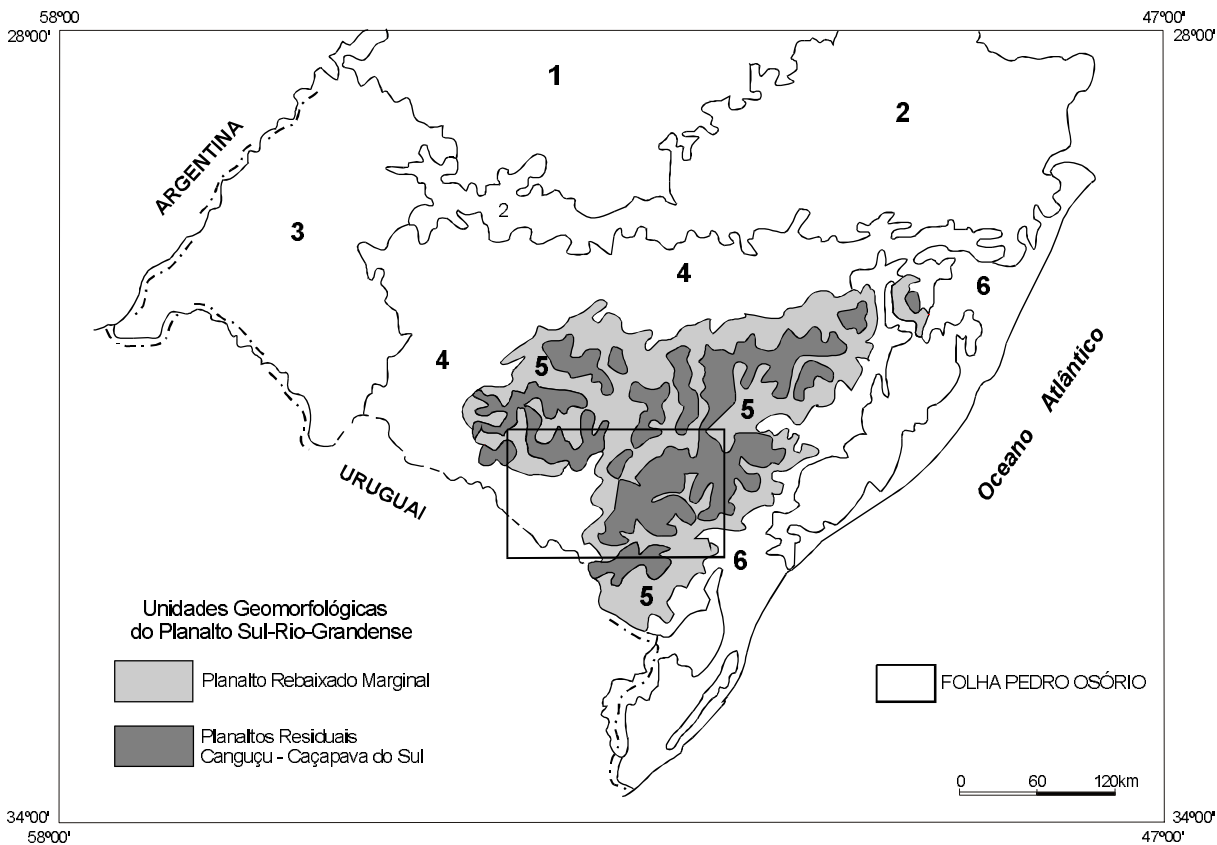
A área estudada enquadra-se, em sua maior extensão, na Região Geomorfológica Planalto Sul-Rio-Grandense, abrangendo ainda as regiões da Depressão Central Gaúcha e da Planície Costeira (figura 1.6). Compreende as unidades geomorfológicas: Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul, Planalto Rebaixado Marginal, Depressão Rio Ibicuí-Rio Negro e Planície Alúvio-Coluvionar, de acordo com os critérios de mapeamento geomorfológico adotados pelo Projeto Radambrasil (Justus *et al.*, 1986).

A unidade dos Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul que abrange as superfícies mais elevadas da região, em torno de 400m, caracteriza-se por um relevo dissecado em forma de colinas. Ocorrem também áreas de topo plano ou incipientemente dissecado, remanescentes de antiga superfície de aplainamento.

O Planalto Rebaixado Marginal é uma superfície dissecada, posicionada entre 100 m e 200 m de altitude, que isola os relevos elevados da unidade anterior.

A unidade Depressão Rio Ibicuí-Rio Negro abrange o extremo-ocidental da folha, constituindo uma área baixa, onde os processos erosivos esculpiram, nas rochas sedimentares gonduânicas, colinas alongadas, conhecidas como coxilhas. A friabilidade do material, onde os solos são profundos, favorece a ocorrência intensa de processos erosivos.

A Planície Alúvio-Coluvionar corresponde à superfície plana, em leve rampa para leste, posicionada entre a Planície Lagunar, a leste, e os relevos da Região Geomorfológica Planalto Sul-Rio-Grandense. O seu posicionamento permite enquadrá-la, do ponto de vista de deposição, como transicional com influências continental e marinha. Predominam os modelados plano ou embaciados, resultantes da convergência de leques coluviais de espalhamento, ocorrendo ainda formas de topo plano ou tabuleiros baixos. Os cursos d'água que cortam esses terrenos, como o curso inferior do rio Piratini, apresentam amplas planícies aluviais.



1 – Planalto das Missões; 2 – Planalto das Araucárias; 3 Planalto da Campanha; 4 – Depressão Central Gaúcha; 5 – Planalto Sul-Rio-Grandense; 6 – Planícies Interna e Externa.

Figura 1.6 – Regiões Geomorfológicas do Rio Grande do Sul.

# 2

---

## GEOLOGIA

### 2.1 Contexto Geológico Regional

A porção meridional do estado do Rio Grande do Sul insere-se no segmento sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), correspondendo aos terrenos cristalinos do Escudo Sul-Rio-Grandense. Na região considerada, esses terrenos estão recobertos, a oeste e norte, pelas rochas sedimentares gonduânicas da Província Paraná e, a leste, pelos sedimentos cenozóicos que compõem a Província Costeira (figura 2.1).

O escudo compreende associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, distribuídas num complexo arranjo tectono-estratigráfico. As determinações radiométricas disponíveis permitem agrupar essas associações em dois principais intervalos de tempo: Proterozóico Inferior, com algumas datações arqueanas (?) e do Proterozóico Médio, representado por poucas unidades litoestruturais, de reduzida distribuição em área; e Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico, que compõe a maioria das associações de rochas do escudo evidenciando que a evolução e estabilização final dessa porção crustal, estiveram ligadas ao desenvolvimento do Ciclo Brasileiro (1.000 - 470Ma) na região.

Os grandes lineamentos regionais NE-SW e NW-SE que segmentam o Escudo Sul-Rio-Grandense, exerceram preponderante papel na disposição espacial e preservação dessas diferentes unidades de rocha, e têm servido de base para as descrições de sua organização interna e de sua compartimentação tectônica (*e.g.* Picada, 1971; Hasui *et al.*, 1975; Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982b; Issler, 1982; Jost & Hartmann, 1984; Horbach *et al.*, 1986; Soliani Jr., 1986).

A partir do reconhecimento de associações petrotectônicas específicas compondo esses diferentes compartimentos (Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982), as concepções acerca da evolução geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense passaram a ter como base os princípios da tectônica de placas, com o reconhecimento de áreas estáveis e de regiões tectonicamente ativas durante o Brasileiro (cinturões) e sua correlação com os cinturões pan-africanos do sul da África, conforme modelo preconizado por Porada (1979) (*e.g.* Fragoso Cesar, 1980; 1991; Jost, 1981; Fragoso Cesar *et al.*, 1982b; Issler, 1982; 1983; Soliani Jr., 1986; Beckel, 1992; Tommasi & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1992a).

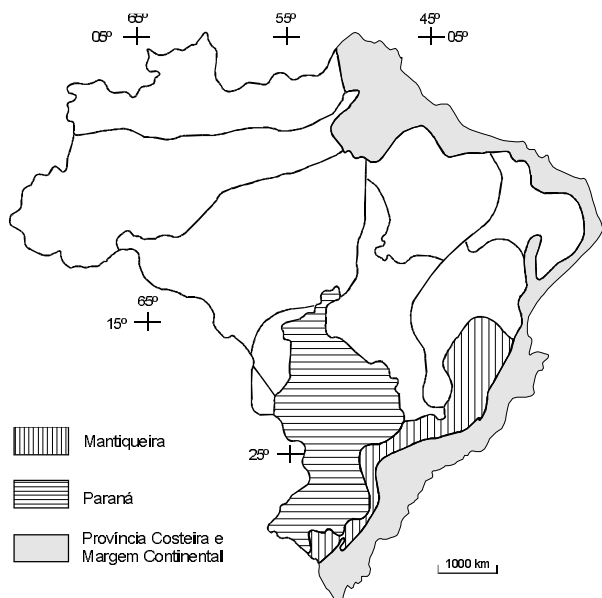


Figura 2.1 – Províncias estruturais brasileiras (Almeida et al., 1977).

Presentemente, há consenso acerca da evolução desta porção sul-brasileira da crosta continental durante o Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico. Ela seria resultante de uma colagem orogênica composta por diversas associações de rochas, diagnósticas de ambientes geotectônicos específicos, embora os modelos apresentados sejam divergentes quanto aos seus aspectos genético-evolutivos (Fernandes et al., 1995 a, b).

Chemale Jr. et al. (1995b), com base em determinações radiométricas pelo método U/Pb em zircão, caracterizaram as seguintes unidades geotectônicas brasileiras compondo a parte meridional da Província Mantiqueira: 1) Cinturão Vila Nova; 2) Cinturão Tijucas; e 3) Cinturão Dom Feliciano; além de seqüências vulcano-sedimentares com plutonismo associado, tardi a pós-tectônicas (bacias molássicas) (figura 2.2). Esses autores caracterizaram o Cinturão Vila Nova como uma das poucas áreas brasileiras em que houve acreção brasiliana, enquanto os cinturões Tijucas e Dom Feliciano apresentam-se constituídos por unidades pré-brasilianas que foram deformadas e profundamente retrabalhadas durante o Brasiliano. Os dados geocronológicos levantados pelos autores definem dois eventos tectônicos principais: o Evento São Gabriel (700-750Ma), responsável pela formação e/ou de-

formação das rochas que compõem o Cinturão Vila Nova; e o Evento Dom Feliciano (cerca de 600Ma) relacionado à geração de granitóides e à deformação dos cinturões Tijucas e Dom Feliciano.

Para fins de referência, adota-se neste relatório a nomenclatura proposta por esses autores que, na porção correspondente ao Escudo Sul-Rio-Grandense, compreende as seguintes unidades tectônicas (figura 2.3):

Cinturão Vila Nova – constituído por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, rochas vulcano-sedimentares da fácies xisto-verde a anfibolito, unidades máfico-ultramáficas, granitos foliados, formados e/ou deformados pelo Evento São Gabriel, entre 700Ma e 750Ma (Chemale Jr. et al., 1994b).

Cinturão Tijucas – situado entre os cinturões Vila Nova e Dom Feliciano, compreende rochas supracrustais da fácies xisto-verde a anfibolito (Complexo Metamórfico Porongos), além de exposições de rochas gnáissicas do Proterozóico Inferior. Dados U/Pb em zircão, de algumas rochas metavulcânicas do Complexo Metamórfico Porongos, forneceram uma idade mínima de 1.400Ma (Orlandi Fº et al., 1990) para a formação dessas rochas. Entretanto, elas foram deformadas no Evento Dom Feliciano.

Cinturão Dom Feliciano – corresponde a um típico terreno granito-gnaiss-migmatito, que foi formado/deformado durante o Evento Dom Feliciano, com o pico tectono-metamórfico principal em 562-616Ma (Chemale Jr. et al., 1994).

Complexo Granulítico (Bloco Taquarembó) – constituído por gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, ultramafitos e rochas supracrustais, metamorfizados na fácies granulito a anfibolito (Complexo Granulítico Santa Maria Chico; Nardi & Hartmann, 1979), intrudidos por granitos brasilianos (Suíte Granítica Santo Afonso) e recobertos parcialmente por rochas vulcano-sedimentares da cobertura molássica.

## 2.2 Dados Geofísicos

A disponibilidade recente de mapas aeromagnetométricos integrados de toda a porção do Escudo Sul-Rio-Grandense a leste do meridiano de 54°W, constitui uma nova ferramenta na tentativa de estabelecer a sua compartimentação estrutural.

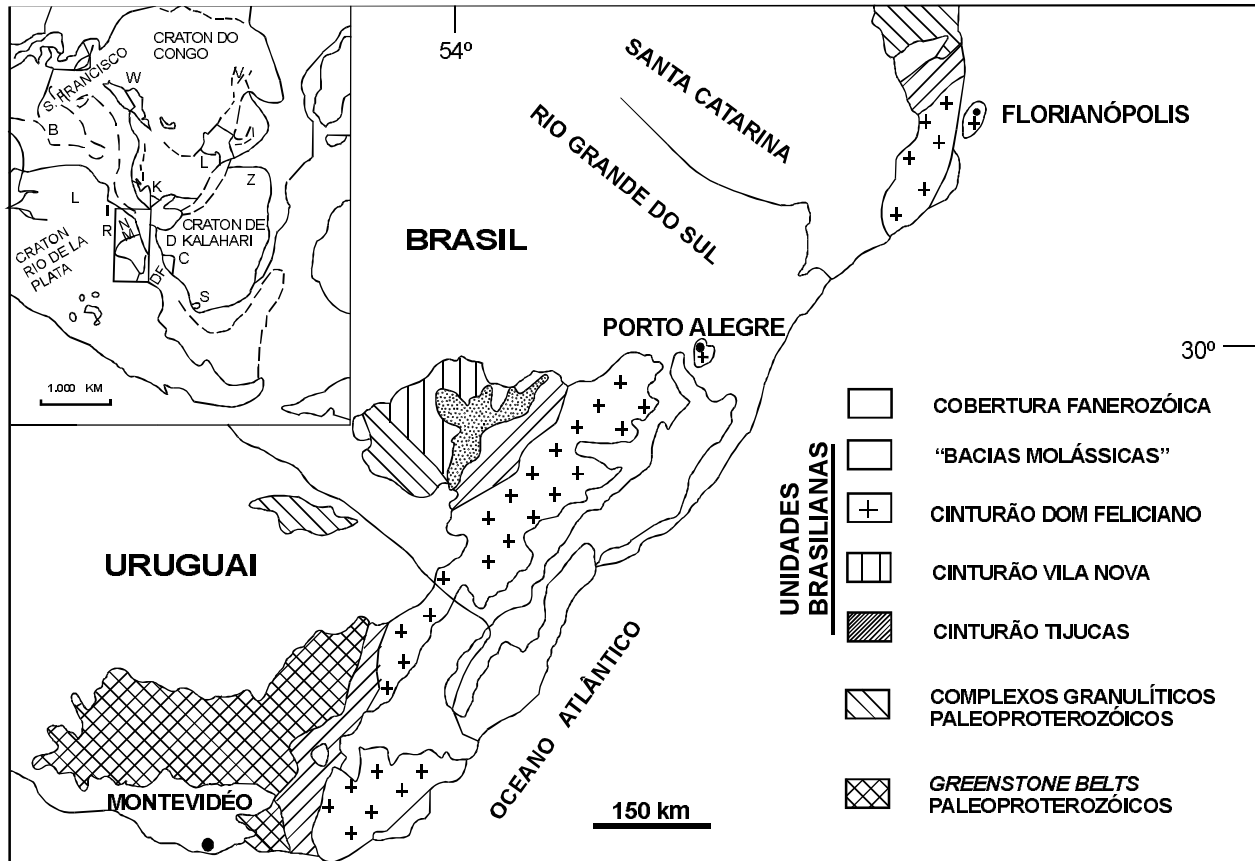


Figura 2.2 – Compartimentação geotectônica da porção meridional da Província Mantiqueira (modificado de Chemale Jr. et al., 1995a).

A magnetometria, como apontado por Haralyi & Hsui (1982), destaca os corpos intrusivos ou associados a descontinuidades que têm resposta magnética, bem como as falhas com minerais ferromagnesianos, sejam superficiais ou subsuperficiais.

A figura 2.4 reproduz o mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético dessa porção do escudo, o qual permite caracterizar três domínios magnéticos distintos quanto ao relevo, intensidade do campo magnético total e orientação dos eixos magnéticos; esses domínios, referidos como Oriental (E), Central (C) e Ocidental (W), delimitam diferentes associações tectono-geológicas, no que se refere ao seu conteúdo em minerais ferromagnesianos (Costa *et al.*, 1995).

O Domínio Ocidental (W) apresenta um relevo magnético caracterizado por grandes anomalias alongadas com direções N 30°-45°E, que vão se encurvando com tendência ao paralelismo em relação ao lineamento N 30°E que limita esse domínio do Domínio Central (C). Em termos geológicos, esse limite

separa os xistos e granitos da região de Caçapava do Sul (oeste) das seqüências vulcano-sedimentares da bacia do Camaquã (leste). A provável causa desse padrão magnético na porção norte do domínio são as rochas vulcânicas andesíticas da Formação Hilário, enquanto as rochas básicas metamorfizadas da Formação Cerro Mantiqueiras parecem responder pelo padrão magnético na sua porção centro-sul. O aumento de densidade de lineamentos magnéticos ao sul da Zona de Cisalhamento Ibaré (ZCI), permite definir essa região como um subdomínio distinto. A cobertura aeromagnetométrica limitada ao meridiano de 54°W, não permite maiores inferências quanto à compartimentação tectônica nesse domínio, o qual compreende unidades do Cinturão Vila Nova e do Complexo Granulítico (Bloco Taquarembó), na concepção de Chemale Jr. *et al.* (1995b). É possível que o subdomínio definido ao sul da ZCI, seja um reflexo das características magnéticas distintas das unidades que compõem essas diferentes unidades geotectônicas.

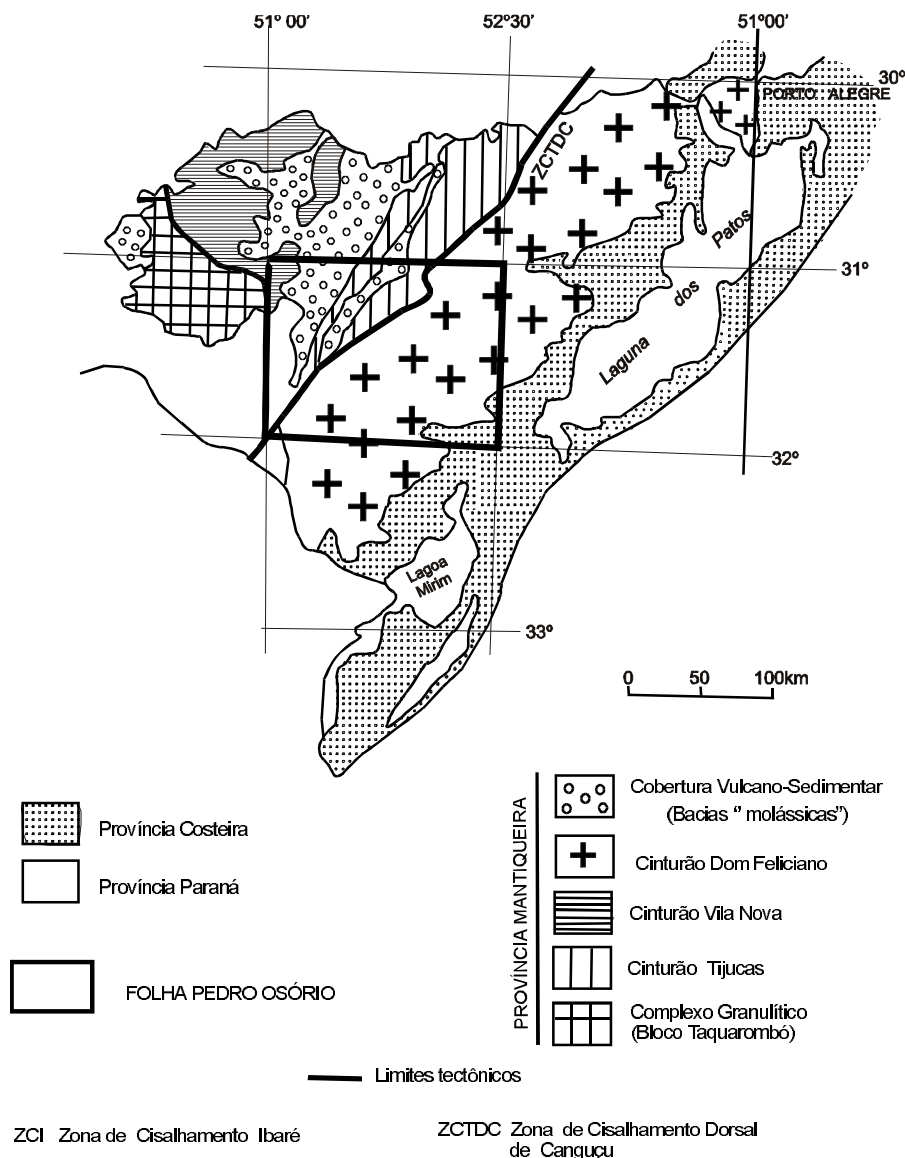


Figura 2.3 – Compartimentação tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense (adaptado de Chemale Jr. et al., 1995).

O Domínio Oriental (E) caracteriza-se por um relevo magnético bastante acentuado, evidenciado principalmente pela alta densidade de anomalias lineares. Essas são curtas ou alongadas, paralelas ou onduladas, com direções predominantes N70°E. Os alinhamentos magnéticos são, na maior parte do domínio, interceptados por outros de orientação N40°E. A estratigrafia desse domínio é composta por um grande volume de granitóides foliados, contendo enclaves básicos e de supracrustais, que constituem o substrato rochoso onde se

implantaram as zonas de cisalhamento transcorrente NE. Enquanto as anomalias N70°E podem representar as direções estruturais da trama principal dessas associações de rochas (cf. Tommasi *et al.*, 1992; Costa & Caldasso, 1994), as zonas de cisalhamento transcorrentes parecem ser responsáveis pelo seu deslocamento ao longo das anomalias N 40°E. A intrusão de grande volume de granitóides sin, tardi e pós-transcorrência, aparentemente não afetou o padrão magnético regional. Pequenos corpos básicos, aflorantes ou não, são responsá-



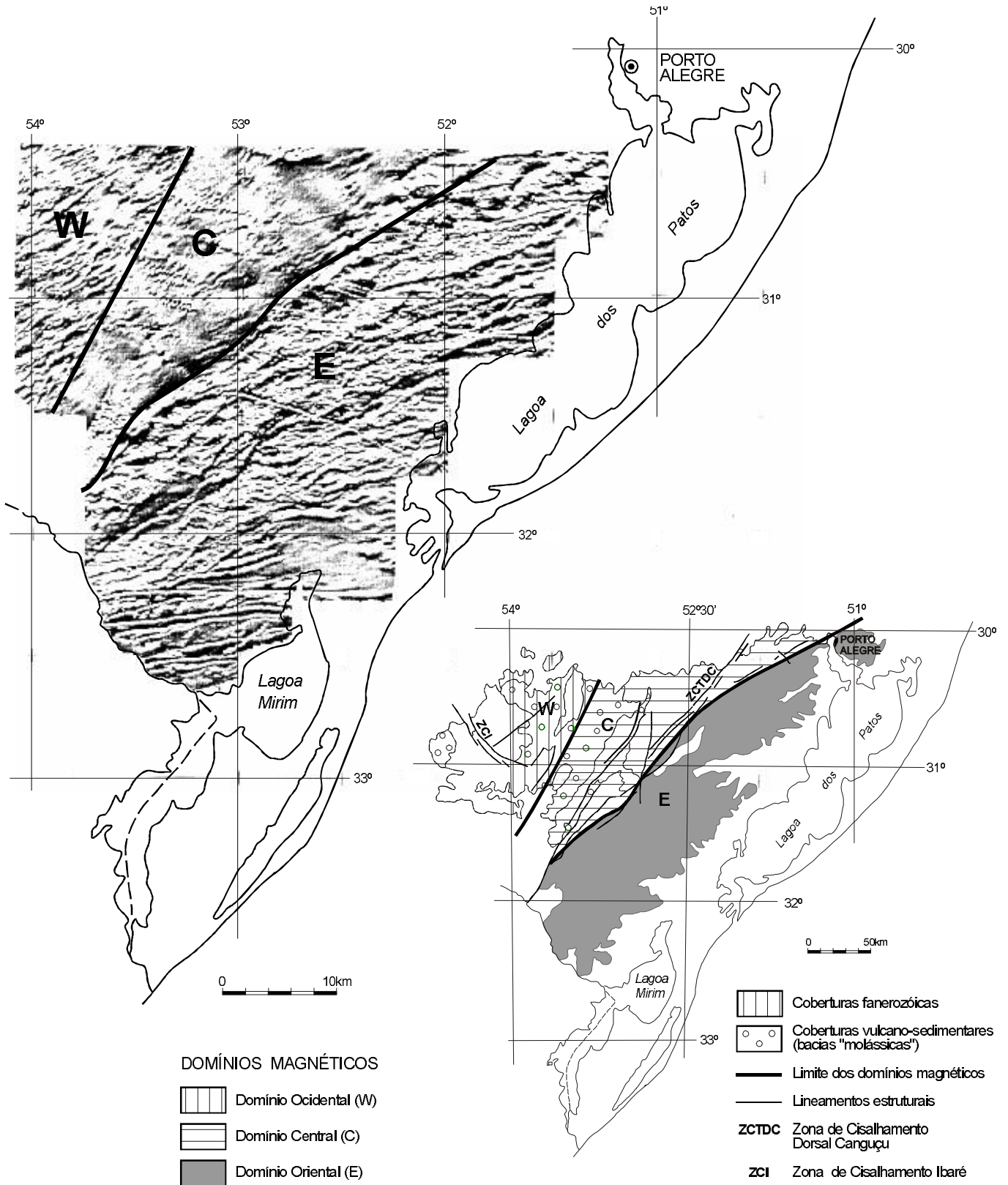


Figura 2.4 – Mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético do Escudo Sul-Rio-Grandense e sua compartimentação em domínios magnéticos.

veis pelas anomalias magnéticas circulares, de eixos curtos e intensos, registrados neste setor. Em termos de propostas de compartimentação, o Domínio Oriental corresponde ao Batólito de Pelotas (Fragoso Cesar *et al.*, 1986), Complexo Canguçu (Santos *et al.*, 1989), Bloco Dom Feliciano (Ramgrab *et al.*, 1993) e, excluídas as rochas da região de Encruzilhada do Sul (que fazem parte do Domínio Central), à Associação de Arco Magmático I de Fernandes *et al.* (1992a) e o Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale Jr. *et al.*, 1995b).

O Domínio Central (C) é representado por um relevo magnético pouco acentuado, e abrange associações de rochas bem características em superfície, como o Complexo Metamórfico Porongos e os Gnaisses Encantadas. Afloram ainda na porção leste desse domínio *roof-pendants* e xenólitos de metapelitos e mármores da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, o Anortosito Capivarita, intrudidos por granitóides cálcico-alcálicos (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos) que, apresentando traças orientadas E-W, foram retrabalhados pelas zonas de cisalhamento transcorrente NE (Fernandes *et al.*, 1992b). Esse domínio inclui também as rochas graníticas do Complexo Encruzilhada do Sul e as unidades sedimentares e vulcânicas da bacia do Camaquã, as quais aparentemente não influenciam o relevo magnético transparente, o qual deve refletir exclusivamente o padrão magnético das unidades mais antigas. Isso é bem evidente, considerando que a única anomalia magnética registrada nesse setor corresponde ao corpo do Sienito Piquiri, sugerindo que essa unidade seja diferenciada de um corpo básico situado em profundidade. O Domínio Central corresponde ao Cinturão Tijuca *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995a), incluindo ainda as unidades pré-brasilanas do Cinturão Dom Feliciano (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Anortosito Capivarita) dos referidos autores.

O limite entre os domínios Oriental (E) e Central (C) corresponde a um extenso alinhamento magnético que apresenta direção N45°E em sua porção sul, e que inflete para N60°-70°E na sua porção norte. Ao sul, esse lineamento coincide parcialmente com a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), mas na porção norte constata-se que a ZCTDC não tem resposta no mapa aeromagnetométrico, estendendo-se com orientação N40°E através do Domínio Central. Esse alinhamento

magnético principal se ajusta com o limite entre blocos gravimétricos definido por Costa *et al.* (1995), e é interpretado como a "cicatriz" da sutura entre unidades tectono-geológicas que compõem uma colagem orogênica. Da compartimentação estabelecida pela magnetometria, constata-se que o Domínio Central reúne essencialmente as unidades mais antigas do Escudo Sul-Rio-Grandense (Gnaisses Encantadas; Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; Anortosito Capivarita; Complexo Metamórfico Porongos (Proterozóico Médio ?), e está separado por grandes descontinuidades estruturais dos domínios Ocidental (Cinturão Vila Nova/Bloco Taquarembó) e Oriental (Cinturão Dom Feliciano), ambos constituídos por unidades que foram geradas e/ou retrabalhadas no Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico).

### 2.3 Estratigrafia

A área da Folha Pedro Osório abrange fundamentalmente os domínios magnéticos Oriental e Central, correspondentes pró-parte aos terrenos dos cinturões Dom Feliciano e Tijuca *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995 b). Na porção noroeste da folha ocorrem unidades metamórficas e granitos brasileiros que compõem os terrenos limítrofes entre o Cinturão Vila Nova e o Bloco Taquarembó, e que são aqui genericamente referidas ao Domínio Ocidental. Nesse contexto, destaca-se ainda a ocorrência de coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares (molassas), as quais preenchem calhas tectônicas que se superpõem principalmente às unidades do Cinturão Tijuca. As rochas sedimentares gonduânicas, com registros do Permiano ao Triássico, recobrem parte dessas unidades, sendo afetadas por manifestações magmáticas, representadas por diques de diabásio e intrusões alcalinas; e as coberturas cenozóicas, que distribuem-se em áreas restritas da folha, completam o quadro estratigráfico regional.

Na área foram caracterizadas as seguintes unidades tectono-geológicas, conforme representado na figura 2.5: Coberturas Cenozóicas; Cobertura Sedimentar da Bacia do Paraná; Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares (molassas); Domínio Ocidental; Domínio Central (Cinturão Tijuca); e Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano).

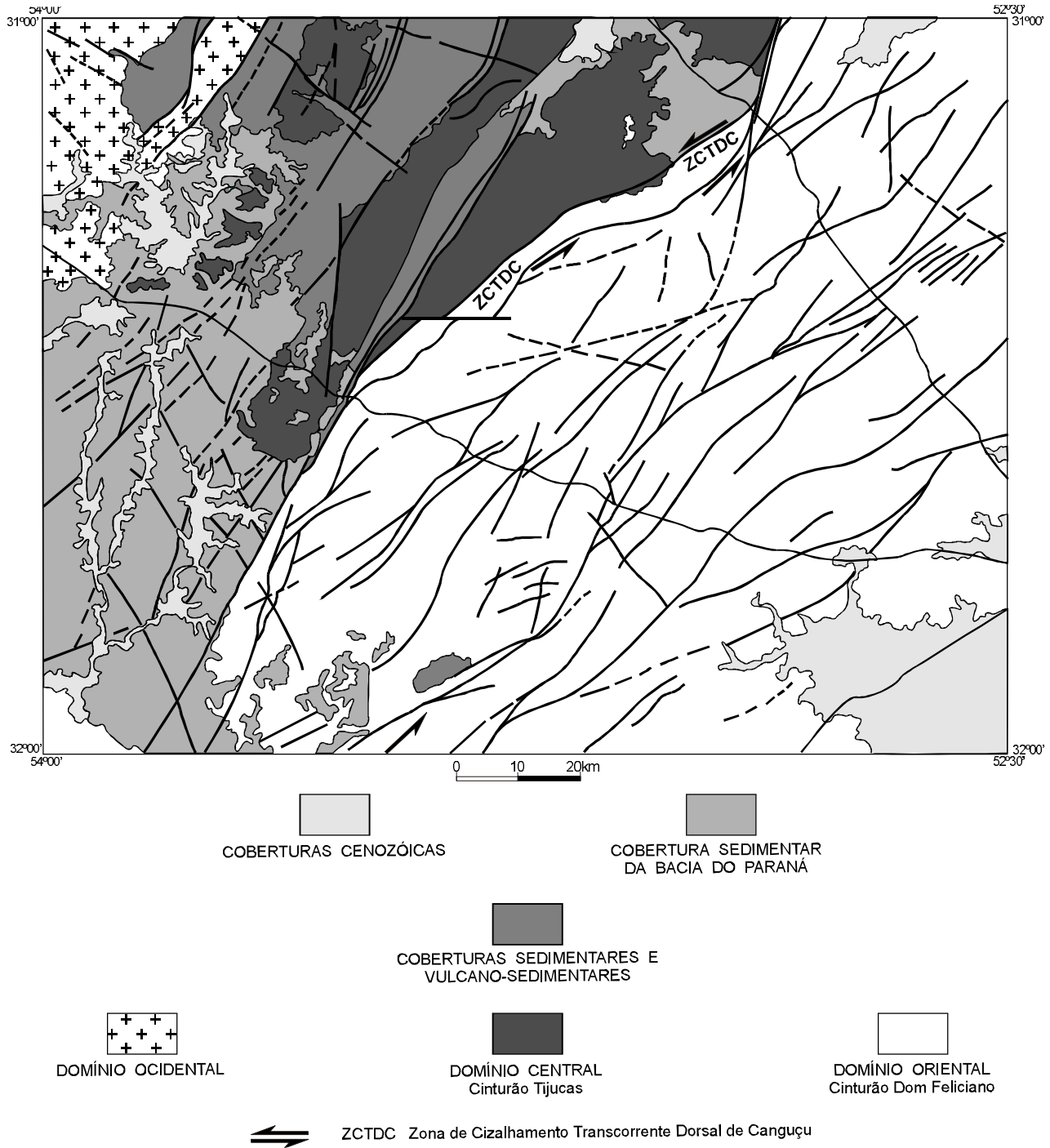


Figura 2.5 – Unidades tectono-geológicas.

Para o estabelecimento da sucessão estratigráfica das unidades pré-cambrianas, optou-se por organizar uma coluna independente para cada domínio magnético. Constatou-se que as associações de rochas que compõem cada um desses domínios distribuem-se segundo compartimentos defini-

dos, limitados por discontinuidades estruturais profundas, configurando verdadeiros domínios geológicos, e cujas relações cronogeológicas nem sempre são bem definidas. Essa concepção não convencional empregada na elaboração da legenda do mapa geológico, já fora adotada no mapea-

mento da Folha Porto Alegre (Ramgrab *et al.*, 1993), e apresenta algumas vantagens, como a de assinalar, na horizontal, a distribuição geográfica, as relações estruturais, a interação entre as diversas unidades litológicas e os eventos magmáticos constatados em cada domínio (figura 12).

As coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares integram os depósitos da Antefossa Molássica (Fragoso Cesar, 1980) ou Calha Molássica de Sudeste (Jost & Hartmann, 1984) e que foram referenciadas como Seqüências Paraplataformais por Horbach *et al.* (1986). Correspondem aos depósitos sedimentares, com vulcanismo e plutonismo relacionados, que preencheram bacias geradas na fase terminal do Ciclo Brasileiro. Na área em pauta, elas distribuem-se em três setores: no extremo-meridional da bacia do Camaquã, o principal *locus* de deposição dessas seqüências (Chemale Jr. *et al.*, 1995 b), onde os depósitos sedimentares estão associados com manifestações vulcânicas (derrames e piroclásticas) intermediárias e ácidas; e na denominada bacia Arroio Boici (Sayeg *et al.*, 1992), uma estrutura alongada de direção N20°-30°E, encaixada nos metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos, e preenchida exclusivamente por rochas sedimentares. Uma terceira área de ocorrência desses depósitos, de pequena expressão superficial, mas a única associada ao domínio granito-gnássico do Cinturão Dom Feliciano, é registrada na região de Cerro Chato; compreende conglomerados e lamitos associados com derrames (?) e diques riolíticos e plutonitos graníticos relacionados.

Várias colunas estratigráficas têm sido propostas para essas unidades, com base em conceitos litoestratigráficos (*e.g.* Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al.*, 1978; Fragoso César *et al.*, 1985) ou de estratigrafia de seqüências (*e.g.* Leites *et al.*, 1990; Paim, 1995). No presente trabalho, empregou-se uma adaptação da coluna estratigráfica proposta por Ribeiro & Fantinel (1978) que foi uma reformulação da coluna de Ribeiro *et al.* (1966), em vista de representarem termos já consagrados na nomenclatura estratigráfica do Rio Grande do Sul.

A cobertura sedimentar da Bacia do Paraná ocorre em dois setores: no terço ocidental da folha, onde ocupa uma área de 3.600 km<sup>2</sup> e está em continuidade física com toda a faixa gonduânica aflo-

rante no Rio Grande do Sul; e no seu limite norte, onde constitui remanescentes preservados em bacias do tipo *graben*. Os sedimentos gonduânicos na sua maior área de exposição não foram objeto de investigação, mantendo-se, com pequenas alterações, a cartografia geológica e o empilhamento litoestratigráfico apresentado em trabalho de integração anterior (Aboarrage & Lopes, 1986). Essa integração foi baseada no mapeamento geológico sistemático na escala 1: 50.000 de toda a área da denominada Bacia de Candiota e na descrição e interpretação de mais de 500 perfis de furos de sondagem efetuados pela CPRM na região.

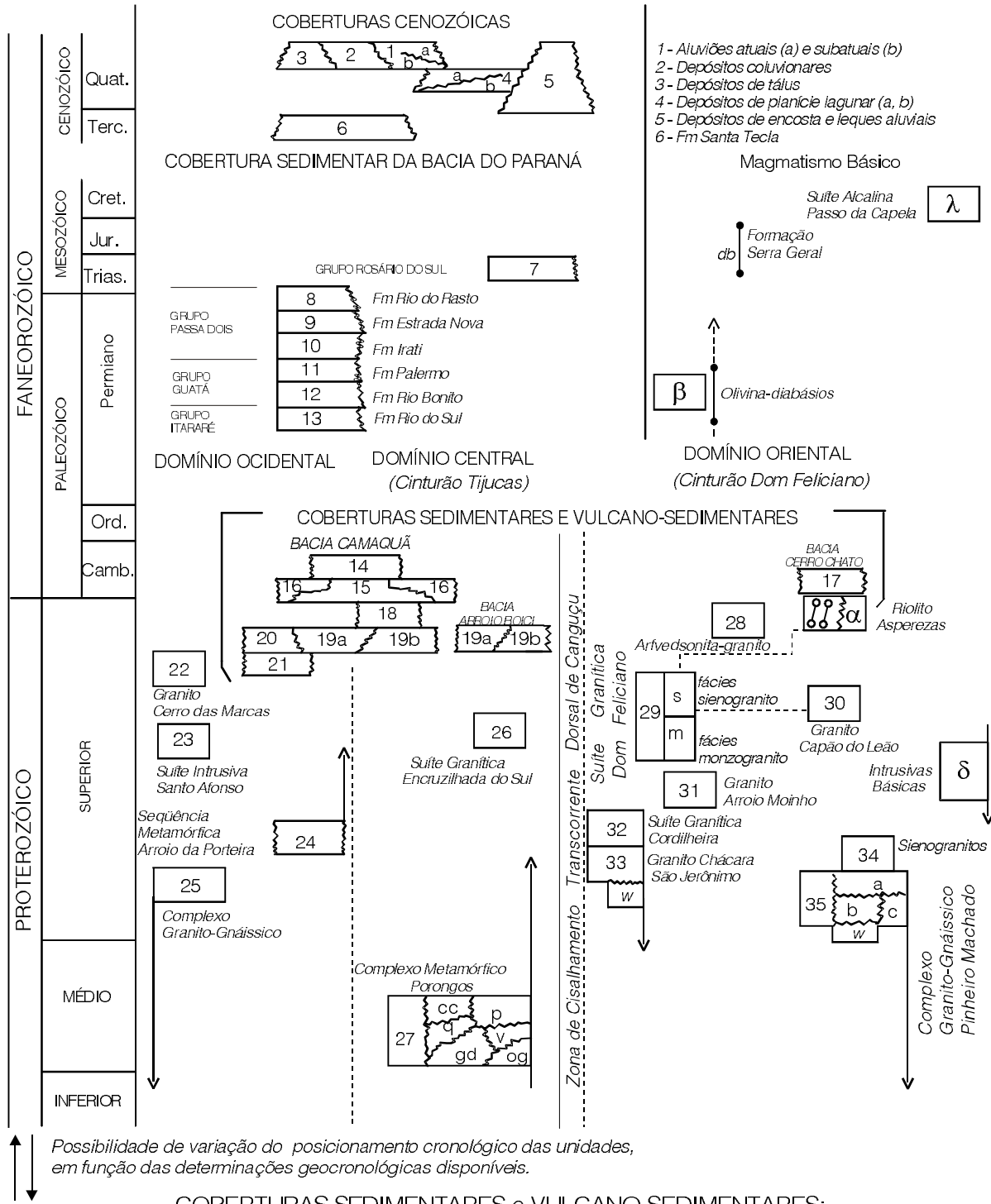
A coluna litoestratigráfica utilizada nessa integração e aqui adotada, corresponde a uma versão simplificada da divisão litoestratigráfica proposta por Schneider *et al.* (1974), que é de uso consagrado para toda a Bacia do Paraná.

As rochas sedimentares gonduânicas ocorrentes no limite norte da folha foram referidas ao Grupo Rosário do Sul, abandonando-se a designação Formação Caneleiras, anteriormente empregada, conforme sugerido por Faccini *et al.* (1990).

As coberturas cenozóicas estão representadas por depósitos aluvionares atuais e subatuais que se distribuem ao longo dos principais cursos d'água, e por depósitos continentais, transicionais e marinhos da porção externa da Planície Costeira. No setor ocidental da folha, uma delgada cobertura arenosa com cimento silicoso e ferruginoso – Formação Santa Tecla – admitida como de idade terciária, recobre as unidades mais antigas.

### 2.3.1 Domínio Ocidental

O Domínio Ocidental que ocupa o quadrante noroeste da folha é caracterizado em sua maior extensão por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santo Afonso, admitidas como tardi-tectônicas; mantêm relações de contato intrusivos com os litótipos da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira e do Complexo Granito-Gnássico, ambos de posição cronoestratigráfica não definida. Essas unidades são afetadas ainda por apófises e corpos intrusivos do Granito Cerro das Marcas e por enxames de diques riolíticos. Rochas vulcânicas e sedimentares da bacia do Camaquã mantêm contatos tectônicos ou, localizadamente, recobrem essas litologias.



COBERTURAS SEDIMENTARES e VULCANO-SEDIMENTARES:

*Bacias Camaquã e Arroio Boici:* 14 - Formação Guaritas; 15 - Formação Santa Bárbara; 16 - Membro Rodeio Velho; 18 - Formação Acampamento Velho; 19 - Formação Arroio dos Nobres (19a - Membro Vargas; 19b - Membro Mangueirão); 20 - Formação Hilário; 21 - Formação Maricá.

*Bacia Cerro Chato:* 17- Conglomerados e pelitos.

Figura 2.6 – Coluna estratigráfica.

### 2.3.1.1 Complexo Granito-Gnáissico (Unidade 25)

A designação informal de Complexo Granito-Gnáissico é aqui utilizada para referir as rochas que se expõem pobremente no leito do arroio Quebracho e de outros pequenos cursos d'água, no limite centro-ocidental da folha. Esses litótipos correspondem às rochas graníticas e gnáissicas que se expõem na cidade de Bagé e suas cercanias, onde ocorrem englobando grandes xenólitos de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e lentes de mármore. Essas litologias foram originalmente referidas como Grupo Cambaí (e.g. Tessari & Giffoni, 1970) e como Granitóides e Gnaisses Bagé, por Fragozo Cesar (1991).

São rochas de granulação grossa, composição granodiorítica a monzogranítica, deformadas e gnaissificadas, com enclaves de rochas calcissilicáticas e lentes de mármore que, fora dos limites da folha, são explotadas para a produção de corretivo de solo. Apófises de sienogranitos róseos, relacionados ao Granito Cerro das Marcas, são comuns cortando esses litótipos.

O posicionamento cronológico do Complexo Granito-Gnáissico não está definido; Fragozo Cesar (*op.cit.*), por comparação com outras unidades, sugere uma idade transamazônica para o complexo.

### 2.3.1.2 Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira (Unidade 24)

No canto noroeste da folha aflora uma seqüência representada por ardósias, filitos e, subordinadamente, quartzitos, que constituem uma sucessão de estratos pelíticos e areno-pelíticos intercalados. Localmente preservam as estruturas sedimentares primárias, e que mostram como característica principal uma clivagem ardosiana muito nítida, que evolui até uma xistosidade. Referida em mapeamentos anteriores como Formação Vacacaí (e.g. Ribeiro *et al.* 1966; Tessari & Giffoni, 1970), adota-se neste relatório a denominação informal Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, em substituição à designação Metamorfitos Arroio da Porteira, introduzida por Iglesias *et al.* (1980).

A Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, distribui-se numa área em forma de arco com a concavidade voltada para o norte e, dentro da área da folha ocupa uma superfície da ordem de 170km<sup>2</sup>,

apresentando-se cortada por um feixe de falhas arqueadas de direção NW-SE. Ao sul está em contato tectônico com o Granito Cerro das Marcas, enquanto a leste é recoberta em discordância por conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Arroio dos Nobres. Ao norte da área, a Formação Maricá sobrepõe-se à seqüência, sendo que pequenas exposições dessa unidade estendem-se até a área da Folha Pedro Osório.

A Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira foi estudada apenas em uma seção ao longo da estrada do Passo do Tigre, onde os afloramentos são escassos e bastante intemperizados, de sorte que algumas descrições adicionais foram extraídas de Iglesias *et al.* (1990).

As litologias dessa unidade apresentam cores cinza-escuro, cinza-esverdeado, castanho, marrom-avermelhado até violáceo. Em sua seção-tipo (Arroio da Porteira na Folha Cachoeira do Sul) apresenta uma clivagem ardosiana muito nítida, marcada por recristalização de micas ao longo dos planos de partição, ao passo que na área em foco, essa clivagem não é muito nítida, predominando as estruturas sedimentares em estratos sílticos e síltico-arenosos, ritmicamente intercalados e, localmente, dobrados. Apresentam atitudes N80°-90°E, e mergulhos de 60°-80°, ora para N, ora para S, possivelmente por efeito dos falhamentos.

### 2.3.1.3 Suíte Intrusiva Santo Afonso (Unidade 23)

A Suíte Intrusiva Santo Afonso constitui uma grande massa granítica que ocupa a maior extensão do Domínio Ocidental. Definida por Hartmann & Nardi (1982), essa unidade compreende rochas graníticas com predominância de termos monzograníticos de granulação média a grossa, cores acinzentadas, de cinza-claro a róseo, e que englobam xenólitos de rochas gnáissicas variadas, por vezes com dimensões quilométricas.

Esses granitos ocupam uma área superior a 450 km<sup>2</sup> e mantêm contato tectônico ou são recobertos pelas rochas vulcânicas e sedimentares das formações Hilário e Arroio dos Nobres. São cortados por *stocks*, apófises e diques do Granito Cerro das Marcas. Suas relações de contato com o Complexo Granito-Gnáissico são "mascaradas" pelas coberturas gonduânicas e da Formação Santa Tecla,

mas a ocorrência de xenólitos gnáissicos, com lentes de mármore associadas, como no arroio Banhado Grande, semelhante as que caracterizam o Complexo Granito-Gnáissico na região de Bagé, evidenciam o caráter intrusivo da Suíte Intrusiva Santo Afonso. Na região do arroio Traíras mostra-se limitada por falhamento: a oeste com a Formação Santa Bárbara, e a leste com as litologias da Formação Arroio dos Nobres, através de uma falha que Tessari & Giffoni (1970) designaram de Falha do Passo dos Enforcados: nesse setor, ao norte, a unidade Santo Afonso ultrapassa os limites da folha.

Petrograficamente, conforme Hartmann & Nardi (1982), predominam monzogranitos, com variações desde granodioritos até sienogranitos e, muitas vezes, tipos mais pobres em quartzo. A mineralogia, conforme esses autores, inclui feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e clorita. Como acessórios aparecem esfênio, magnetita, apatita, allanita, zircão, clinzoisita e carbonato. A presença de anfibólio entre os máficos e esfênio entre os acessórios já permite caracterizar esses granitos como metaluminosos.

Os dados radiométricos Rb/Sr disponíveis sobre a Suíte Intrusiva Santo Afonso delineiam uma isócrona de  $586 \pm 32$  Ma, conforme Chemale Jr. *et al.* (1995b) com base em dados analíticos de Soliani Jr. (1986). Ainda segundo os autores, a alta razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  permite caracterizá-lo como produto de fusão crustal, e seu caráter isótopo indica um posicionamento tardi a pós-tectônico.

#### 2.3.1.4 Granito Cerro das Marcas (Unidade 22)

A denominação Granito Cerro das Marcas foi originalmente introduzida pelos graduandos da UFRGS de 1981, para referir aos corpos graníticos intrusivos na Suíte Intrusiva Santo Afonso, ocorrentes na área da Folha Passo do Tigre (1:50.000), adjacente à área em foco.

Está representado por *stocks* e apófises que cortam tanto o Complexo Granito-Gnáissico como a Suíte Intrusiva Santo Afonso. O *stock* principal apresenta uma forma grosseiramente triangular, cujo vértice agudo ultrapassa o limite ocidental da folha; limita-se por falhas NW-SE com a Sequência Metamórfica Arroio da Porteira, Suíte Intrusiva Santo Afonso e Formação Arroio dos Nobres. Aflora na forma de pequenos matacões e lajeados, sendo

caracterizado por uma granulação média a grossa, localizadamente média a fina, isótopo, coloração rósea, com quase total ausência de máficos. São comuns os diques de riólito cortando a unidade. Petrograficamente, corresponde a um sienogranito com quartzo, feldspato alcalino, e raras lamelas de biotita como varietal; zircão, apatita e opacos ocorrem como acessórios.

O Granito Cerro das Marcas é considerado como pós-tectônico, sendo cronologicamente correlacionado à porção periférica do Granito Lavras e aos demais granitos alcalinos que compõem a Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991).

### 2.3.2 Domínio Central (Cinturão Tijuca)

O Domínio Central, correspondente ao Cinturão Tijuca *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995b), compreende, quase que exclusivamente, metamorfitos de baixo e médio grau, aqui referidos como Complexo Metamórfico Porongos. O limite deste domínio com o Domínio Oriental é definido por um extenso lineamento magnético (figura 2.4), sem expressão em superfície. Já com o Domínio Oriental, o limite é marcado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que desenvolveu ampla faixa de milonitos sobre as rochas metamórficas.

No limite setentrional da folha, uma pequena extensão de rochas graníticas da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul faz contato intrusivo com os metamorfitos do Complexo Porongos e limita-se através da mesma zona de cisalhamento com os granitóides do Domínio Oriental.

#### 2.3.2.1 Complexo Metamórfico Porongos (Unidade 27)

O termo Porongos foi introduzido na estratigrafia do Rio Grande do Sul por Leinz *et al.* (1941) (*apud* Figueiredo Filho & Bortoluzzi, 1975), em referência ao Cerro Porongos, situado na porção central da folha, onde, originalmente, Carvalho (1932) descrevera os quartzitos, xistos micáceos e calcáreos do Porongos. Inicialmente empregado como série ou grupo, para reunir todas as rochas metamórficas aflorantes no escudo, a partir da década de 80, a designação Porongos teve seu uso restrito para denominar os metamorfitos de baixo e médio grau que compõem o Cinturão Tijuca, sendo o termo em-

pregado, entretanto, com as mais variadas hierarquias estratigráficas (grupo, supergrupo, complexo, suíte metamórfica etc).

Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) que mapearam essas rochas metamórficas ao norte da área, sob a designação de Suíte Metamórfica Porongos, propuseram a sua divisão em duas unidades maiores, separadas por uma descontinuidade estrutural: uma megasequência mioclinal (Grupo Cerro dos Madeiras) sotoposta por falhamento a uma sequência vulcano-sedimentar (Grupo Cerro da Árvore), ambas metamorfizadas em fácies xisto-verde a anfíbolito. Machado *et al.* (1987) e Porcher & Fernandes (1990) reconheceram que parte do Grupo Cerro dos Madeiras daqueles autores era representado por granitos milonitizados, tectonicamente imbricados com as rochas supracrustais.

Na área em pauta também foram reconhecidas imbricações tectônicas, bem como injeções sintectônicas de rochas graníticas associadas às rochas metassedimentares e metavulcânicas. Por outro lado, as sucessivas fases deformacionais que afetaram esse conjunto, com conseqüente transposição de contatos, produziram um rearranjo desses litótipos num padrão extremamente intrincado, impraticável de ser discernido em mapeamento de escala regional, daí a razão de caracterização da unidade como um complexo.

Os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos expõem-se em duas áreas principais no âmbito da folha. A primeira, situada no terço ocidental, corresponde a uma série de *outliers* orientada N20°E em meio as coberturas gonduânicas e eo-paleozóicas, das quais o mais expressivo constitui o Alto do Cerro da Vigia.

A segunda e principal área de ocorrência do complexo, com cerca de 1.800 km<sup>2</sup> de superfície, ocupa a porção central da folha, e apresenta uma forma grosseiramente triangular, com o vértice voltado para SW. Essa área compreende dois setores do complexo, distintos em conteúdo litológico e grau metamórfico, que são separados por uma estreita calha tectônica preenchida por rochas sedimentares (bacia do Arroio Boici). Na porção mais oriental predominam filitos, xistos e quartzitos, com ocorrência muito local de rochas metavulcânicas. No compartimento ocidental, representado pela faixa que se estende desde a serra do Godinho, ao norte, passando por Torrinhos, até a região de Candiota, ao

sul, se expõe uma associação de rochas de natureza orto e parametamórfica que exhibe um complexo padrão deformacional. O grau metamórfico mais elevado e a maior diversidade litológica registrada nesse compartimento, caracterizam as principais diferenças entre os dois setores do complexo.

Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (1990) mapearam quase integralmente essa segunda área, tendo caracterizado duas seqüências: Seqüência Parametamórfica, constituída pelas unidades calcissilicática (cc), pelítica (p) e quartzítica (q); e Seqüência Ortometamórfica, compreendendo ortognaisses granodioríticos (gd), ortognaisses leucograníticos (og) e unidade metavulcânica (v).

A subdivisão apresentada por esses autores foi utilizada no mapeamento da unidade, bem como as descrições dos seus diferentes litótipos. Em determinados setores o Complexo Metamórfico Porongos foi mapeado como indiferenciado, especialmente nas áreas de Candiota e Alto do Cerro da Vigia.

### **Seqüência Parametamórfica**

Unidade Calcissilicática (cc) - é constituída por mármores e rochas calcissilicáticas, que ocorrem associadas a xistos, quartzitos e gnaisses, contendo ainda injeções sintectônicas de rochas graníticas.

Os mármores apresentam-se em lentes de rochas maciças, granulação média a fina, fraturados e intensamente dobrados. Mineralogicamente compreendem carbonatos, talco, clorita magnésiana e minerais opacos, arrançados segundo uma textura granoblástica, equigranular a poligonal, localmente lepidoblástica.

As rochas calcissilicáticas são de granulação fina, coloração esverdeada, com marcante bandamento composicional. Esse bandamento regular e persistente varia de milimétrico a centimétrico, sendo caracterizado por alternância de bandas claras à base de quartzo, clorita, carbonatos e feldspatos, e bandas escuras com clorita e talco. Apresentam-se foliadas, sendo essa foliação paralela ao bandamento e plano-axial das dobras isoclinais presentes. Localmente, uma foliação de transposição caracteriza esse dobramento isoclinal.

Unidade Pelítica (p) - é a unidade mais representativa do complexo, sendo constituída por uma associação de xistos, filitos e paragnaisses, aos quais



se associam, subordinadamente, quartzitos, rochas calcissilicáticas e metavulcânicas.

Os filitos constituem os litótipos predominantes do setor oriental, onde se intercalam com horizontes de quartzitos, que constituem cristas bem destacadas na topografia. Os xistos e paragneisses dominam no setor ocidental.

Os xistos e filitos são rochas de cor cinza-metálico, marrom-esverdeada e marrom-avermelhada, granulação fina, friáveis e, geralmente, muito intemperizados. A xistosidade é marcada pelos minerais micáceos, em geral muscovita e, mais raramente, biotita. Na região de Jaíba os xistos gradam para paragneisses, que são caracterizados por um bandamento regular, milimétrico a centimétrico, marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas escuras com biotita. Mesoscopicamente, são visíveis foliações e microdobras associadas às diferentes fases deformacionais, bem como veios de quartzo de exsudação.

Petrograficamente, predominam os muscovita-quartzo xistos, muscovita-biotita-quartzo xistos, quartzo-muscovita-grafita xistos, granada-muscovita xistos e biotita-cianita gnaisses. Localmente, aos quartzo-muscovita-grafita xistos associam-se turmalinitos, que afloram como pequenas cristas métricas, topograficamente alçadas em relação aos xistos adjacentes. Ocorrem como uma rocha branca com bandas escuras, que reflete a alternância de níveis quartzo-feldspáticos, com níveis de turmalina. Essa ocorre num percentual de 30% a 70% do conteúdo mineralógico da rocha.

Unidade Quartzítica (q) – está presente em todas as áreas de exposição do complexo, constituindo, morfológicamente, extensas cristas alinhadas na direção NE-SW, que caracterizam, em geral, as principais elevações topográficas da área. São facilmente identificadas em aerofotos e imagens de satélite, onde se expressam como faixas contínuas de tonalidades claras, correspondendo a excelentes níveis-guia, que facilitam o entendimento do arranjo da seqüência em apreço.

Em nível de afloramento, esses litótipos caracterizam-se por serem maciços e pouco foliados, coloração esbranquiçada, amarelada a avermelhada quando intemperizados, correspondendo a ortoquartzitos, muscovita quartzitos, muscovita-felds-pato-turmalina quartzitos e granada-muscovita quartzitos.

## **Seqüência Ortometamórfica**

Unidade Metavulcânica (v) – ocorre principalmente na porção ocidental e central da antiforme inclinada da serra do Godinho, na porção centro-norte da folha. No setor oriental, sua ocorrência restringe-se a exposições localizadas na região do arroio Olaria. Compreende metavulcanitos e meta-tufos de composição intermediária, que se intercalam na seqüência metassedimentar.

Os metavulcanitos são representados por metandesitos e metadacitos compactos, de coloração cinza-escuro, onde pórfiros de quartzo azulado e plagioclásio acham-se imersos em matriz afanítica a microfanerítica. Os termos piroclásticos incluem tufo a cristal e a pó, que se caracterizam como rochas de coloração cinza-esverdeado, com marcante bandamento rítmico, milimétrico, e estão intimamente associados aos metavulcanitos. Estes apresentam a textura porfirítica original parcialmente obliterada por uma foliação tectônica, com os componentes primários estirados e parcialmente recristalizados sintectonicamente.

As transformações impostas pelo metamorfismo nos litótipos da Unidade Metavulcânica envolveram estiramento dos fenocristais, recristalização parcial da mineralogia primária, desenvolvimento de foliação, bem como o aparecimento de mineralogia secundária (epidoto, sericita, clorita e opacos secundários). Uma fase posterior de carbonatação (retrometamorfismo ?) levou ao preenchimento de fraturas e formação de cristais de carbonatos pós-cinemáticos bem desenvolvidos.

Ortogneisses granodioríticos (gd) – afloram principalmente nas regiões de Aberta do Cerro, serra do Godinho e Alto do Cerro da Vigia, ocorrendo como lajeados ou blocos irregulares, que ocupam as partes topograficamente rebaixadas entre cristas de quartzito, em íntima associação com xistos, mármore e quartzitos.

Compreendem rochas de coloração cinza com pontuações vermelhas, granulação grossa a fina, textura predominantemente porfiroblástica, com marcante bandamento, conferido pela alternância de níveis centimétricos escuros de biotita, regulares e contínuos, com níveis quartzo-feldspáticos, milimétricos, descontínuos de coloração esbranquiçada. Os porfiroblastos, normalmente de feldspato, registram claramente os efeitos deformacionais, apre-

sentando-se alongados e rotacionados ou, ainda, em casos extremos de maior *strain*, reduzidos a finos níveis descontínuos. Nesses gnaisses são comuns os enclaves de formas variadas, de uma rocha cinza-escuro, de granulação fina, petrograficamente caracterizada como anfíbolito. Petrograficamente, os ortognaisses granodioríticos correspondem a biotita-plagioclásio gnaisses, biotita gnaisses, biotita-muscovita gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses, de composição variando entre monzo e granodiorítica.

A paragênese metamórfica encontrada: plagioclásio ± hornblenda ± biotita vermelha, sugere o desenvolvimento desses gnaisses na fácies anfíbolito, com a presença de clorita indicando processos retrometamórficos.

Ortognaisses leucograníticos (og) – são de ocorrência restrita à região de Jaíba, onde ocorrem como corpos alongados ou ovalados em planta, ou ainda constituindo corpos tabulares intercalados na seqüência parametamórfica. A individualização dos corpos maiores representados no mapa geológico foi apoiada em mapas aerocintilométricos, uma vez que esses litótipos apresentam valores radiométricos mais elevados que as unidades adjacentes.

São granitos de cor branca a róseo-clara, porfiroblásticos, granulação fina a grossa, em que os porfiroblastos de feldspato alcalino ou plagioclásio se destacam em uma matriz à base de quartzo, muscovita, turmalina e granada. Localmente ocorrem associados termos greisenizados e rochas pegmatóides de cor branca com pontuações escuras de turmalina, contendo palhetas desenvolvidas de muscovita. Esses litótipos acham-se comumente milonitizados e dobrados, tendo sido afetados pelas mesmas fases deformacionais que alcançaram os xistos, mármore e quartzitos encaixantes.

Composicionalmente, variam desde sienos e monzogranitos até granodioritos, sendo constituídos por quartzo, muscovita, feldspato alcalino e plagioclásio como minerais essenciais; e turmalina, granada e apatita como acessórios mais comuns; epidoto, clorita e biotita como produtos de alteração. A grande quantidade de muscovita e granada sugere um caráter peraluminoso para esses litótipos, o que é confirmado pelos dados litoquímicos.

O Complexo Metamórfico Porongos tem sido, tradicionalmente, considerado como de idade pro-

terozóica superior, de evolução ligada ao Ciclo Brasileiro. Entretanto, esse posicionamento cronoestratigráfico ainda é discutível, especialmente pela escassez de determinações radiométricas. Sua idade máxima, todavia, parece razoavelmente definida, tendo em vista que xistos desse complexo assentam sobre gnaisses da Formação Encantadas de idade Rb/Sr em torno de 2.200Ma (Cordani *et al.*, 1974; Soliani Jr., 1986).

Neste trabalho sugere-se posicionamento no Proterozóico Médio-Superior para o complexo, tendo em conta as seguintes considerações:

- Determinações radiométricas efetuadas pelo Projeto Radambrasil em blastomilonitos concordantes com os mármore da região de Torrinhas forneceram idade convencional em torno de 1.000 Ma (Horbach *et al.*, 1986);

- Análises radiométricas do Quartzo-Monzonito Campinas, nitidamente intrusivo nos xistos do complexo, registraram idades convencionais em torno de 1.000 Ma, sendo que os dados, quando tratados em conjunto com o diagrama isocrônico, indicaram cifras de 770Ma. Isto sugere que pelo menos as deformações das fases tangenciais e o metamorfismo do complexo são pré-brasileiros;

- Orlandi F° *et al.* (1990) registram as determinações U/Pb em zircões efetuadas por M.A.S. Basei em amostras da Unidade Metavulcânica do Complexo Metamórfico Porongos. Os resultados obtidos indicaram idades entre 1.000Ma e 1.400Ma para o referido evento vulcânico. Uma reavaliação desses dados analíticos forneceram idade de  $1.356 \pm 227$ Ma para o vulcanismo, bem como sugerem a atuação de um metamorfismo neoproterozóico sobre essas rochas (Wildner *et al.*, 1996).

### 2.3.2.2 Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Unidade 26)

A designação Suíte Granítica Encruzilhada do Sul é a redefinição de Fragoço Cesar (1991) para o Complexo Granítico Encruzilhada, de Tessari & Picada (1966) ou Granito Encruzilhada do Sul de Barbosa & Teixeira (1941).

Essa unidade tem pequena expressão na folha, quando comparada a sua área à área total de distribuição. Aflora na porção centro-norte da área, no vale do arroio da Bica, estendendo-se amplamente pela Folha Cachoeira do Sul ao norte. Seu contato a

leste com os litótipos da Suíte Granítica Cordilheira se faz através de falha, ao passo que a oeste faz contato tectônico ou intrusivo nos xistos do Complexo Metamórfico Porongos.

Trata-se de um granito grosseiro, de coloração rósea, porfirítico, com fenocristais de feldspato de até cerca de 2cm, imersos em matriz grosseira com quartzo, feldspato e biotita; petrograficamente corresponde a um monzogranito.

As determinações radiométricas disponíveis para a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul fornecem idades entre 550Ma e 590Ma, evidenciando seu posicionamento tardi a pós-tectônico. Mais recentemente, Babinski *et al.* (em prep.) (*in* Vasquez, 1995) forneceram uma idade U-Pb em zircão de  $594 \pm 5$ Ma, relacionada à cristalização do corpo granítico.

### 2.3.3 Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano)

O Domínio em referência, que corresponde ao Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale Jr. *et al.*, 1995c), ocupa toda porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense e corresponde a um grande complexo granítico, onde são reconhecidos numerosos plútons, cuja colocação se processou em diferentes níveis crustais e em diferentes estágios de evolução da deformação, e que englobam xenólitos de rochas gnáissicas intensamente deformadas, de formas e dimensões variadas,

Fragoso Cesar *et al.* (1986) definiram esse complexo como um batólito composto, multiintrusivo e polifásico relacionado à evolução do Cinturão Dom Feliciano, ao qual denominaram "Batólito Pelotas". Posteriormente, Figueiredo *et al.* (1990) reformularam esta conceituação, caracterizando o Batólito Pelotas como uma estrutura multiintrusiva relacionada à instalação de grandes zonas transcorrentes nordeste, profusamente injetadas por plútons graníticos da Suíte Granítica Dom Feliciano sob condições tardi- a pós-cinemáticas.

Nos anos recentes numerosos estudos, regionais e de detalhe, foram desenvolvidos sobre os granitóides que compõem o complexo, destacando-se, entre outros: Frantz & Remus, 1986; Sallet *et al.*, 1989; Figueiredo *et al.*, 1990; Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990; Frago-so Cesar, 1991; Fernandes *et al.*, 1992 a, b; Frantz & Nardi, 1992 a,b; Phillip *et al.*, 1993 e 1994; Fernan-

des & Frantz, 1994; Frantz & Fernandes, 1994; Koes-ter *et al.*, 1994 a, b; Nardi & Frantz, 1995; Silva *et al.*, 1994 e 1995. Aos trabalhos geocronológicos de Cordani *et al.* (1974); Soliani Jr. *et al.* (1984) e Soliani Jr. (1986) sobre as rochas do batólito, somaram-se, mais recentemente, os trabalhos com idades-mo-delo Sm-Nd de Mantovani *et al.* (1987) e os de idade U/Pb em zircão de Babinski *et al.* (1995; em prep.) e Silva *et al.* (1995; 1997).

Em conseqüência, os avanços alcançados no conhecimento do complexo levaram a um melhor entendimento sobre os seus limites tectônicos, sua divisão estratigráfica, idades e filiações magmáticas. Como produto desse entendimento puderam ser individualizadas distintas unidades plutônicas, relacionadas, quanto à sua geração ou deforma-ção, aos diferentes estágios de evolução do Cintu-rão Dom Feliciano. Algumas das propostas exis-tentes para a subdivisão dessas rochas estão sinte-tizadas no quadro da figura 2.7, extraído de Fernan-des *et al.* (1992a).

Silva *et al.* (1995) mais recentemente, apresenta-ram uma classificação tectono-magmática dos grani-tóides expostos no Batólito Pelotas, baseada fun-damentalmente em diagramas multicatiônicos, re-conhecendo sete associações metaluminosas: (1) granitóides e migmatitos sin-tangenciais; (2) grani-tóides sin-transcorrentes, subalcalinos tipo "I"; (3) granitóides tardi a pós-transcorrentes, subalcalinos, tipo "I"; (4) granitóides tardi- a pós-transcorrentes, subalcalinos, tipo "A"; (5) granitóides pós-transcorren-tes, alcalinos, saturados, tipo "A"; (6) gabros e diori-tos tardi- a pós-tectônicos; e (7) sienitos pós-tectôni-cos alcalinos saturados. Além dessas associações, foram também caracterizadas associações sin-transcorrentes peraluminosas, tipo "S".

A porção desse complexo granítico aflorante na folha Pedro Osório ocupa uma área aproximada de 8.000km<sup>2</sup> da sua metade centro-oriental; é recober-ta por sedimentos cenozóicos a leste e faz limite a oeste com o Domínio Central, ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu. Nos seus limites foram mapeadas as seguintes uni-dades: (1) rochas granito-gnássicas e metagrani-tóides com abundantes xenólitos de orto e parag-naisses e de rochas dioríticas e que contêm im-pressa estruturas da deformação tangencial (Com-plexo Granito-Gnássico Pinheiro Machado); (2) sienogranitos também com deformação tangen-

TIPOS LITOLÓGICOS & UNIDADE LITO-ESTRUTURAL	TIPOS LITOLÓGICOS		UNIDADE LITO-ESTRUTURAL		smVC	smVC	smVC	Idade Ma		
	FASE 1	FASE 2	FASE 3	Idade Ma						
XENÓLITOS ANFIBOLÍTICOS, QUARTZO-FELDSPÁTICOS E ANFIBOLÍTICOS.  ENCLAVES QUARTZO-DIORÍTICOS, TONALÍTICOS E ANFIBOLÍTICOS.  GRANODIORITOS (TONALITOS E MONZOGRANITOS) COM DEFORMAÇÃO REGIONAL.  MONZOGRANITOS COM DEFORMAÇÃO PRINCIPAL POR TRANSCORRÊNCIA.  SIENOGRANITOS, MONZOGRANITOS E K FELDSPATO GRANITOS.	ANFIBOLITOS  GNAISSES QUARTZO-DIORÍTICOS, TONALÍTICOS E TRONDHEJEMÍTICOS.  GRANODIORITOS E GRANITOS ACINZENTADOS E FOLIADOS.  GRANITOS NÃO FOLIADOS.	Idade Ma 884±19 Ro=0,707  827±25 Ro=0,707  775±36 Ro=0,706  544±5 Ro=0,709	S E P T O S D O B A T Ó L I T O P E L O T A S (rochas supracrustais)  GNAISSES CHANÁ 2 E PIRATINI 1,3  ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS, TRONDHEJEMÍTICOS, TONALÍTICOS, QUARTZO-DIORÍTICOS.  GRANITÓIDES 3 PINHEIRO MACHADO SUÍTE GRANÍTICA 1,2 PINHEIRO MACHADO  SUÍTE GRANÍTICA 1 CORDILHEIRA LEUCOGRANITO 3 CORDILHEIRA.  SUÍTE GRANÍTICA 1 ENCRUZILHADA DO SUL.  SUÍTE GRANÍTICA 1,2,3 DOM FELICIANO	Idade Ma .....  884±19 Ro=0,707  617±10 Ro=0,708  775±36 Ro=0,706  544±5 Ro=0,709	ROCHAS SUPRACRUSTAIS DAS UNIDADES PRÉ-DEF. PRECOCE-GNAISSES QUARTZO FELDSPÁTICOS  GNAISSES PIRATINI  ORTOGNAISSES 1 MIGMATÍTICOS E GNAISSES OFTÁLMICOS  GNAISSES 2 QUARTZO FELDSPÁTICOS E AUGEN-GNAISSES  GRANITOS SINCLINEMÁTICOS 1 A DEFORMAÇÃO TARDIA  GRANITÓIDES 2 RELACIONADOS A K2  GRANITOS PÓS-TECTÔNICOS	METAPELITOS CÁLCIO-SILICATADOS E MARMORES  GNAISSES GRANODIORÍTICOS.  METAGRANITOS PORFIRÍTICOS GROSSOS  SUÍTE GRANÍTICA 2 CORDILHEIRA  METAGRANITOS PERALUMINOSOS (Arroio Francisquinho e Cordilheira)  GRANITO PITAN-1 GUEIRAS, SERRA DO HERVAL, BRANÇO DO CAPIVARI.	Idade Ma >723±13  723±13 Ro=0,710  675±21 Ro=0,716  618±22 Ro=0,733  617±10 Ro=0,7079  559±5 Ro=0,716			
								FASE PRECOCE	FASE PRINCIPAL	FASE TARDIA
								AUTORES Frantz & Remus (1986) Frantz & Nardi (1992a) a	Soliani Jr. (1996)	Fragoso Cesar <i>et al.</i> (1996) 1 Santos <i>et al.</i> (1989) 2 Philipp (1990) 1 Figueiredo <i>et al.</i> (1990) 3
ÁREAS DE ESTUDO PIRATINI PINHEIRO MACHADO  PIRATINI PINHEIRO MACHADO  PIRATINI PINHEIRO MACHADO PELOTAS CANGUÇU  PIRATINI PINHEIRO MACHADO  ENCRUZILHADA DO SUL QUITÉRIA CAPIVARITA										

Figura 2.7 – Correlação entre granitóides da porção leste do Cinturão Dom Feliciano (modificado de Fernandes *et al.*, 1992). smVC = Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita; cgAR = Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos; SoAR = Suíte Ortometamórfica Arroio dos Ratos.

cial, e que constituem veios e apófises que cortam os granitóides acima ou que formam localmente, pequenos *stocks*; (3) granitos sin-transcorrentes associados às zonas principais de transcorrência, caracterizados por termos monzograníticos de textura porfírica (Granito Chácara São Jerônimo) e corpos estratóides de granitos peraluminosos (Suíte Granítica Cordilheira); (4) granitóides sin-transcorrentes, constituídos por corpos de formas elipsoidais, textura porfírica e estruturas discretas da deformação transcorrente (Granito Arroio Moimho); (5) intrusivas básicas, compreendendo dioritos e quartzo-dioritos até monzogranitos e gabros com bandamento ígneo pronunciado, constituindo pequenos *stocks* intrusivos no complexo; (6) corpos graníticos, cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas e brechações relacionadas à colocação pós-tectônica desses corpos (Suíte Granítica Dom Feliciano); além de enxames de diques de riólitos (Riólito Asperezas) e pequenos *stocks* de granitos peralcalinos (Arfvedsonita granito). Os limites entre os corpos graníticos que compõem essas diferentes unidades foram mapeados como inferidos, uma vez que na escala de trabalho, nem sempre foi possível estabelecer com precisão esses limites; além disso, um mesmo afloramento pode apresentar mais de uma injeção granítica, tornando impraticável estender para a escala regional o limite entre as diferentes fases magmáticas.

### 2.3.3.1 Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Unidade 35)

O Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Fragoso Cesar, 1991) constitui a unidade com maior volume de rochas no âmbito da área estudada, mostrando-se em planta com forma irregular e largura variável, visto estar intensamente recortado por diferentes corpos graníticos mais jovens. Xenólitos e megaxenólitos de rochas deste complexo ocorrem ainda imersos nos granitos mais jovens, principalmente naqueles que representam os episódios iniciais do magmatismo pós-tectônico, como os da fácies monzogranito da Suíte Granítica Dom Feliciano.

O mapa de intensidade magnética do campo total da Folha Pedro Osório mostra que a área ocupada pelo Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Ma-

chado é caracterizada por um relevo magnético acentuado, evidenciado principalmente pela intensidade das anomalias lineares que, em geral, se orientam N 70°E; esses alinhamentos são interceptados por outros de orientação N40°E. As anomalias N 70°E parecem representar as direções principais da trama principal das associações de rochas que compõem o complexo, enquanto as zonas transcorrentes superpostas são as responsáveis pela interceptação pelas anomalias N40°E (Costa & Caldasso, 1994).

Na cartografia das rochas do complexo, três aspectos fundamentais foram considerados: (a) a composição petrográfica; (b) a intensidade da deformação tangencial impressa; e (c) a ocorrência e natureza dos xenólitos. Baseado nesses critérios, os litótipos da unidade foram cartografados segundo três conjuntos: 1) domínio de metagranitóides porfíricos (35a), mesocráticos, cinza a róseos, com foliação marcada pela orientação dos porfiroclastos e orientação dos constituintes da matriz, apresentando deformação tangencial associada a metamorfismo da fácies anfíbolito; engloba xenólitos e megaxenólitos (35w), predominantemente de gnaisses quartzo-feldspáticos; 2) domínio de ortognaisses granodioríticos a monzograníticos (35b), localmente com bandamento gnáissico proeminente, contendo xenólitos e megaxenólitos de dioritos, tonalitos, anfíbolitos e paragnaisses polideformados (35w) de formas e tamanhos variados; e 3) domínio de ortognaisses de composição granodiorítica (35c), localmente migmatizados, englobando principalmente xenólitos de extensões métricas de rochas calcissilicáticas, de anfíbolitos e de biotita-gnaisses.

Os limites entre esses três conjuntos de rochas foram estabelecidos arbitrariamente por área de dominância, uma vez que em numerosos afloramentos as diversas fácies se superpõem, tornando impraticável estabelecer limites definidos entre elas.

#### Metagranitóides Porfíricos (35a)

Este domínio é constituído por rochas (meta)graníticas de granulação grosseira, porfíricas, cores cinza-claro, cinza-rosado a cinza-esverdeado, foliadas, sendo esta foliação marcada pelo alinhamento dos blastos de feldspatos e dos máficos da

matriz. Engloba xenólitos de rochas gnáissicas (35 w), com dimensões desde métricas até quilométricas, como se registra a nordeste da cidade de Piratini (leito do arroio Passo das Pedras), e na região do arroio dos Pires, na porção centro-sul da folha.

Esses metagranitóides ocupam uma faixa de direção nordeste que se estende desde o limite superior até o limite inferior da folha, estando balizada a oeste pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, e, a leste, pela zona de cisalhamento que passa pela cidade de Canguçu. Esta faixa apresenta-se profusamente injetada por corpos graníticos das fácies monzogranito e sienogranito da Suíte Granítica Dom Feliciano e, na região de Pinheiro Machado, por pequenas intrusões de composição gabróica. No extremo-sul da folha, esses metagranitóides estão recobertos por arenitos da Formação Botucatu e, por toda a sua área de ocorrência, são atravessados por enxames de diques ácidos (Riólito Asperezas).

As rochas desse domínio apresentam, ao microscópio, textura milonítica, com porfiroclastos de feldspatos (predominantemente plagioclásio e, em menor proporção, microclínios) arredondados, imersos em uma massa quartzo-feldspática microcristalina, em que predomina o quartzo fitado (*ribbon*). Nos planos de foliação desenvolve-se epidoto (pistacita), quartzo e opacos em abundância. Evidenciando a deformação, destacam-se ainda, *kinks* em planos de macla no plagioclásio, fraturas escalonadas em feldspatos e uma recristalização extensiva em todos os minerais, gerando uma textura granoblástica isogranular. Nos termos mais homogêneos, a rocha é equigranular, média a grossa, protoclastica, com cominuição parcial nos bordos dos grãos de quartzo, *kinks* segundo planos de macas, margens albíticas no plagioclásio, franjas de muscovita secundária nos feldspatos alcalinos, crescimento de sericita em forma de rede sobre o plagioclásio, intercrescimentos entre os filossilicatos (muscovita, clorita, biotita) e microclínização do feldspato alcalino. Petrograficamente, as rochas que compõem este domínio são classificadas como (meta)monzogranitos, sienogranitos, raramente granodioritos.

Os xenólitos englobados por estes metagranitóides são, conforme Figueiredo *et al.* (1990), biotita ( $\pm$  hornblenda) ortognaisses derivados de dioritos, tonalitos e granodioritos. São gnaisses bandados,

afetados por dobras apertadas e metamorfizados na fácies anfibolito. Os xenólitos de maiores dimensões, como aqueles aflorantes no leito do arroio Passo das Pedras, a nordeste da cidade de Piratini, correspondem ao que Fragozo Cesar *et al.* (1986) designou de Gnaisses Piratini.

### **Ortognaisses Granodioríticos a Monzograníticos (35b)**

Esta fácies do Complexo Granito-Gnásissico Pinheiro Machado ocupa uma faixa de direção nordeste, que se estende desde a porção meridional da folha até o seu limite oriental, correspondendo a uma superfície da ordem de 3.000 km<sup>2</sup>; a oeste e leste limita-se, respectivamente, com os domínios, dos metagranitóides (35a) e dos gnaisses granodioríticos (35c) através de zonas de cisalhamento transcorrentes de formas sigmoidais que cortam a área na direção NE; zonas de cisalhamento similares são identificadas no interior desse domínio, afetando essas rochas gnáissicas. Ao contrário do domínio dos metagranitóides (35a), neste setor as intrusões graníticas e básicas mais jovens não são tão numerosas, e os xenólitos e enclaves são de menores dimensões. Por sua vez, são comuns os *stocks* de rochas sienograníticas (34) deformadas, similares àquelas que constituem veios e apófises dobrados juntos com a trama dos gnaisses encaixantes.

Estes ortognaisses são melhor observados nas regiões de Monte Bonito e do arroio Passo das Pedras, caracterizando-se, pelas cores cinza-claro a cinza-esverdeado, composição monzogranítica, granodiorítica e tonalítica, e bandamento irregular, marcado por níveis estreitos quartzo-feldspáticos que formam bandas na trama em que predominam minerais máficos. Este bandamento mostra-se dobrado e, muitas vezes, recortado por veios pegmatóides claros e veios de sienogranitos róseos a cinzas que cortam em ângulo a foliação da trama principal, mas que se mostram redobrados junto com esta trama. Por vezes há uma alternância de bandas milimétricas, descontínuas, onde concentra-se biotita, com níveis mais claros e espessos de composição quartzo-feldspática; nestes níveis claros são comuns porfiroclastos ovalados de feldspato alcalino rosado, com dimensões de 1 cm a 3 cm. A mineralogia dessas rochas inclui plagioclásio,

feldspato alcalino e quartzo, como minerais essenciais; biotita como subessencial e titanita, allanita, epidoto, zircão, apatita e opacos como acessórios. Clorita, sericita e carbonato são os minerais comuns de alteração.

O plagioclásio é  $An_{30-35}$ , está deformado com macas curvas e *kinks*. A sericitização é moderada, e quando em contato com o feldspato alcalino desenvolve textura mirmequítica. Os grãos são arredondados devido à intensa recristalização e estão contornados por palhetas de biotita ou quartzo estirado.

O microclínio e o ortoclásio microclinizado são os feldspatos alcalinos presentes; ambos são peritíticos e mostram recristalização granoblástica nas bordas. Apresentam alguma sericitização e podem estar microfraturados, sendo as fraturas ocupadas por venulações de quartzo, carbonato e, mais raramente, epidoto.

O quartzo está totalmente recristalizado formando domínios de subgrãos. A biotita é verde, da variedade férrica, muitas vezes fusiforme e com crescimento epitaxial com a muscovita muito fina. Associa-se intimamente aos minerais acessórios, principalmente a titanita e o allanita: este último, mostra bordas de epidoto. A biotita e o quartzo estirado é que marcam a foliação da rocha.

Em muitos afloramentos, como ao norte de Alto Alegre, esses gnaisses apresentam-se migmatizados com diversas fases graníticas superpostas. Caracterizam-se por um paleossoma bandado e muito deformado, de granulação média, predominantemente máfico, que, localizadamente, contém porfiroclastos de feldspatos róseos. Este paleossoma, que engloba xenólitos angulosos de dioritos, é cortado por um leucossoma quartzo-feldspático róseo de granulação grosseira em bandas retilíneas centimétricas. Esses litótipos são, por sua vez, recortados por um granodiorito cinza que contém xenólitos de anfíbolito. Todo o conjunto foi deformado e dobrado.

Nos termos mais homogêneos, a textura é granular média a grosseira, sendo a foliação marcada pela orientação dos minerais máficos. Phillip *et al.* (1990) descreveram esses termos ao longo da BR-392, destacando suas estruturas primárias marcadas pela foliação dos máficos (biotita) e, em menor grau, por bandamento dado pela orientação dos *schlierens*, que apresentam uma disposição concordante com o bandamento milonítico, direciona-

da para nordeste e com mergulho para noroeste. Essas rochas, segundo Phillip *et al.* (1991) têm, como mineralogia essencial, plagioclásio subidomórfico, e microclínio e quartzo xenomórficos; a biotita é subessencial, enquanto hornblenda, apatita, zircão, esfênio, allanita e opacos ocorrem como acessórios. Petrograficamente correspondem a granodioritos, com monzogranitos subordinados e raros tonalitos.

Rochas porfíricas também são registradas neste domínio; não foram cartografadas, porque constituem "manchas" de dimensões variadas espalhadas pela área. Seus contatos com os demais ortognaisses é gradativo, caracterizado, em geral, pelo aumento no número dos porfiroblastos. Apresentam uma foliação pronunciada  $N40^{\circ}-60^{\circ}E/60^{\circ}-80^{\circ}NW$ , marcada pela orientação dos blastos de feldspato alcalino e alinhamento dos máficos na matriz. Os blastos podem alcançar até 5cm de dimensão, e estão imersos numa massa de granulação grossa, constituída de máficos, quartzo e feldspatos; são arredondados, adquirindo muitas vezes o caráter de *augen*. Segundo Phillip *et al.* (1990), petrograficamente correspondem a monzogranitos e granodioritos. Sua mineralogia essencial é composta de microclínio, plagioclásio ( $An_{16-21}$ ) e quartzo; biotita é o principal mineral máfico, em palhetas subédricas contendo inclusões de apatita, zircão, opacos e esfênio. O zircão, por metamictização gera na biotita o aparecimento de halos pleocróicos de cor escura. O anfíbolito é do tipo hornblenda comum e sempre em quantidades muito pequenas. Os xenólitos e enclaves encontrados neste domínio apresentam dimensões desde centimétrica até métrica. Predominam os de dioritos, anfíbolitos e de gnaisses quartzo-feldspáticos com bandamento bastante regular (paragnaisses?).

Os xenólitos de dioritos são subarredondados, muitas vezes estirados, marcando uma lineação de estiramento com orientação geral  $30^{\circ}/270^{\circ}$ , como ocorre na região de Morro Redondo. Internamente mostram-se foliados e com dobras intrafoliais marcadas por níveis de quartzo e biotita. Esta foliação faz ângulo com o bandamento das rochas encaixantes.

Os termos anfíbolíticos são mais angulosos e seus contatos são bastante nítidos, evidenciando o contraste de viscosidade com os gnaisses encaixantes. Exibem também uma foliação interna que

faz ângulo com o bandamento geral das rochas. Conforme Phillip *et al.* (1990), ao microscópio essas rochas mostram uma composição à base de plagioclásio e hornblenda, acompanhados algumas vezes por biotita e quartzo. Como acessórios predominam apatita, zircão e opacos. O plagioclásio é andesina ( $An_{41-48}$ ), em cristais subédricos que, algumas vezes, mostram zonação normal e também oscilatória. Contêm inclusões de hornblenda, apatita e opacos. O anfibólio é uma hornblenda comum, em cristais prismáticos, contendo inclusões de biotita, esfeno, apatita, zircão e opacos. A transformação parcial desses minerais principais gera o aparecimento de uma mineralogia secundária constituída por epidoto, carbonato, mica branca, biotita fina e opacos.

### Ortognaisses Granodioríticos (35c)

O domínio desses ortognaisses é o que apresenta menor distribuição em área na Folha Pedro Osório, ocupando uma superfície da ordem de 550 km<sup>2</sup> no seu limite meridional, e estendendo-se continuamente para sul, além desse limite. Está representado por rochas de composição granodiorítica a monzogranítica, com o desenvolvimento de um forte bandamento orientado E-W, e com mergulhos de 30°-50° S. Além do bandamento, essas rochas caracterizam-se por englobar abundantes xenólitos de dimensões decimétricas a métricas, predominantemente de rochas calcissilicáticas e anfibolíticas, constatando-se que ao sul da folha, uma exposição de dimensões quilométricas de rochas calcárias (mármore) ocorrem no interior desses granitóides, constituindo, ou um megaxenólito ou um *roof pendant* (?). Essas rochas calcárias têm sido lavradas e empregadas na indústria do cimento.

Esses ortognaisses são representados por rochas de cores amareladas, esverdeadas, acinzentadas, que afloram na forma de lajeiros, sendo bandamento irregular marcado ou pela variação na granulção, desde termos pegmatíticos, porfíricos até granulares finos, em bandas de 30-50 cm de espessura ou pela presença de estreitos filonetes de quartzo com 2-4 cm de espessura, finamente espaçados. Por vezes, este bandamento é definido pela alternância de níveis descontínuos, irregulares, de espessura variável (centimétricos), claros (quartzo-feldspáticos) e escuros ricos em biotita.

Nas rochas granodioríticas predomina uma textura granolepidoblástica irregular fina, onde ocorrem cristais isogranulares de plagioclásio, quartzo e palhetas de biotita e hornblenda orientadas. Os félsicos são alotriomórficos com raros cristais alongados de plagioclásios tabulares que desenvolvem freqüentes intercrescimentos mirmequíticos. A hornblenda, biotita e epidoto estão intimamente associados. Normalmente a biotita ocorre nos bordos da hornblenda em uma reação de hidratação comum. Já o epidoto ocorre associado a biotita, mais raramente a hornblenda, ocupando a porção central dos cristais como grãos freqüentemente euédricos e poiquilíticos. A titanita está associada a esses máficos.

Os termos monzograníticos subordinados são de granulção média, com uma foliação marcada pelo alinhamento dos filossilicatos e estiramentos do quartzo. Ao microscópio mostram textura protomilonítica, com clastos de feldspato de grão médio (2 mm a 3 mm) imersos em matriz fina (grãos menores que 0,8mm), constituída essencialmente de quartzo granoblástico, biotita e alguns feldspatos. O feldspato alcalino presente é o microclínio microperítico e o plagioclásio é andesina e está parcialmente substituída por finas palhetas de sericita. Ambos feldspatos têm formas arredondadas, com recristalização nos bordos e freqüentes microfraturas preenchidas por quartzo ou material recristalizado dos próprios grãos. Na máteriz, além do quartzo em mosaico, destacam-se as palhetas de biotita, que contornam e envelopam alguns porfiroclastos, sendo comum um crescimento epitaxial com a muscovita. Junto aos domínios da biotita agrupam-se os minerais acessórios, destacando-se a allanita que apresenta largas coroas de epidoto (pistacita). Este mineral também ocorre segundo os bordos, planos de clivagens e nas dilatações da biotita, indicando abundância de cálcio. Como inclusões na biotita ocorrem zircão e apatita.

Os xenólitos, predominantemente de rochas calcissilicáticas, têm dimensões decimétricas a métricas, e formas fusiformes a sigmoidais. Em geral, acompanham o bandamento segundo sua maior extensão e, por vezes, mostram-se intensamente dobrados, junto com as encaixantes.

As rochas calcissilicáticas mostram, ao microscópio, textura granoblástica isogranular e, secundariamente, poligonal, de grão fino, sendo constitu-



idas por quartzo, plagioclásio e epidoto, ocorrendo piroxênio e titanita em menor proporção. O epidoto é clinzoisita com birrefringência azul anômala e que desenvolve, freqüentemente, intercrescimento simplectítico com o quartzo. O piroxênio, com pleocroísmo verde muito pálido a incolor, provavelmente é diopsídio. A granada é incolor e tem formas poiquiloblásticas (“em atol”), englobando grãos de quartzo, epidoto e titanita.

## Geocronologia

Os dados radiométricos Rb/Sr disponíveis sobre o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, constam do quadro da figura 2.7.

Silva *et al.* (1997), com base em datações U/Pb em zircão (SHRIMP), estabeleceram as seguintes subdivisões cronológicas para a chamada “Província Granítica Brasileira” do Sul: Brasileiro Inferior (650Ma); Brasileiro Médio (650-600Ma); e Brasileiro Superior (600Ma). Esses autores determinaram uma idade de  $781 \pm 5$ Ma em xenólito de composição granodiorítica a tonalítica associado aos granitóides do complexo; e uma idade de  $609 \pm 15$ Ma em gnaiss migmatítico de composição granítica relacionado, segundo eles, à fase principal de magmatismo sintranscorrente.

Babinski *et al.* (em prep.) determinaram idades U/Pb de  $623 \pm 2$ Ma em gnaiss migmatizado e de  $610 \pm 5$  Ma e  $616 \pm 2$ Ma em gnaisses com estruturas de baixo ângulo, sendo estas duas últimas interpretadas como representativas da idade da deformação tangencial. A fase principal da transcorrência foi definida pela idade de  $595 \pm 1$ Ma, obtida em amostra do Granito Arroio do Moimho. Esses resultados, segundo os autores, apontam para uma rápida evolução, de 623Ma (gnaiss migmatizado) para 594Ma (granito sintranscorrente), para as fases tectônicas principais no Cinturão Dom Feliciano. Por outro lado, a comparação desses dados com aqueles obtidos no Cinturão Vila Nova (porção oeste do escudo; parte do Domínio Ocidental), cuja principal fase orogênica foi estabelecida de 753Ma a 704Ma (Chemale *et al.*, 1994), permite concluir que o Cinturão Vila Nova foi estável por cerca de 100Ma, antes do Cinturão Dom Feliciano alcançar seu pico máximo de evolução.

### 2.3.3.2 Sienogranitos (Unidade 34)

Estreitamente associados aos gnaisses e meta-granitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, ocorrem massas de sienogranitos de granulação fina, foliados, similares aos que constituem veios que fazem parte da estrutura dos litótipos do complexo. Na área em que essas rochas apresentam extensões mapeáveis, elas foram mapeadas sob a designação genérica de sienogranitos.

Constituem corpos com dimensões de *stock*, de formas irregulares ou alongadas, quando limitados pelas zonas de cisalhamento. Apresentam uma fábrica L-P pronunciada, marcada pelas lamelas de biotita e, em parte, pela orientação dos “fenos” nos termos porfiríticos, a qual coincide com a estrutura geral das encaixantes. São rochas de coloração cinza a cinza-rosada, amareladas quando intemperizadas, granulação fina a média, por vezes porfiríticas.

### 2.3.3.3 Granitos Sin-Transcorrência (Unidades 32 e 33)

Ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, que na área da folha, coincide com o limite entre os domínios Central e Oriental, ocorrem rochas graníticas de posicionamento sin-tectônico que formam uma associação bastante característica. Ao norte da folha esta associação está representada por rochas cálcico-alcálicas (Metagranito Quitéria) e por um maior volume de rochas peraluminosas da Suíte Granítica Cordilheira (Metagranito Arroio Francisquinho e Metagranito Cordilheira) (*cf.* Koester *et al.*, 1994a). Na área da folha, ao contrário, predomina um termo porfirítico (Granito Porfiróide tipo Chácara São Jerônimo, de Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990) que é cortado por pequenos corpos estratóides de granitos a duas micas, estes também reunidos na Suíte Granítica Cordilheira (Fragoso Cesar *et al.*, 1986). O Granito Porfiróide tipo Chácara São Jerônimo, que será aqui referido como Granito Chácara São Jerônimo, apresenta semelhanças, de acordo com as descrições disponíveis, com o Metagranito Quitéria, mas, em face da impossibilidade de correlação direta entre as duas unidades, preferiu-se manter as designações originais. Tommasi *et al.* (1994) descrevem freqüentes xenólitos de rochas gnáissicas imersos nessa unidade; na área em foco também são co-

muns esses xenólitos, alguns com dimensões mapeáveis, e que foram representados na carta geológica pela sigla 33 w.

Fora das zonas principais de transcorrência ocorrem corpos graníticos de formas elípticas, constituídos especialmente por termos monzograníticos de textura porfírica com grandes fenocristais de feldspato alcalino, afetados também por faixas de millonitos e considerados sin- a tardi-transcorrentes. A principal exposição desses granitos está representada pelo Granito Arroio Moinho, descrito em detalhe por Gomes (1990).

### **Granito Porfiróide Chácara São Jerônimo (Unidade 33)**

É a unidade sin-transcorrente de maior expressão dentro da ZCTDC, distribuindo-se desde a região de Curral das Pedras a sudeste, até a localidade de Rochoso a nordeste, sendo cortada pelos granitos peraluminosos, sienogranitos tardios e enxames de diques ácidos.

Essa unidade está representada por uma rocha de coloração branco-acinzentada, granulação muito grossa, porfiróide, constituída à base de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Os fenocristais são de feldspato alcalino de coloração branca, e podem alcançar até 8cm. A fábrica (magmática e deformacional no estado semi-sólido) presente nessa unidade é marcada pelo forte alinhamento dos fenoclastos na forma de megacristais de feldspato potássico, evidenciando o forte controle de alojamento da intrusão pela transcorrência. Estruturas lineares associadas a essa deformação incluem xenólitos e autólitos estirados, *ribbons* e *rods* de quartzo, cristais de turmalina segmentados, estruturas essas apresentando invariavelmente um *trend* NE e pequenos caimentos.

Enclaves de gnaisses (33 w) são comuns dentro da unidade, por vezes constituindo corpos mapeáveis na escala de trabalho, como os da serra dos Pereiras e das cabeceiras do arroio Banhado Grande, os quais materializam os "restitos" do material-fonte gerador do magma peraluminoso, como sugerido por Nardi & Frantz (1995) e caracterizado por White & Chappell (1977).

A composição mineralógica do Granito Chácara São Jerônimo compreende feldspato alcalino (40%-70%), quartzo (20%-30%), plagioclásio

(20%-50%), biotita (0-5%), hornblenda (tr), minerais opacos (até 2%), apatita (tr), allanita (tr) e zircão (tr). A mineralogia secundária inclui clorita, carbonato e epidoto. Essa composição permite classificar a unidade como granito (sieno e monzogranito), com raros termos granodioríticos.

Estruturalmente, há um bandamento anastomosado definido pela alternância de níveis claros quartzo-feldspáticos e níveis escuros micáceos, onde as sombras de pressão assimétricas de quartzo ao longo da continuidade dos cristaloclastos são comuns, sugerindo uma movimentação levógira.

A origem do protólito é evidenciada pelas texturas ígneas reliquias, como pertita no feldspato alcalino e mirmequita no plagioclásio, quando esse está incluso no feldspato. A recristalização dos grãos, devida ao metamorfismo dinâmico é variável, restando cerca de 20% a 60% de porfiroclastos de grão médio a grosso, rodeados por uma matriz de grão fino a médio, onde são comuns o quartzo fitado e os filossilicatos orientados. Essas feições permitem classificar a rocha como protomilonito e milonito, com a predominância desse último termo.

### **Suíte Granítica Cordilheira (Unidade 32)**

Esta unidade compreende corpos de rochas graníticas, sin a tardi-transcorrentes, caracterizadas por serem termos peraluminosos com duas micas. Coube a Picada (1963) (*in* Tessari & Picada, 1966) descrever pela primeira vez essas rochas graníticas na região da Fazenda Cordilheira, designando-as de Granito Cordilheira e Migmatitos Associados. Frago Cesar *et al.* (1986) redefiniram essa unidade relacionada à Dorsal de Canguçu, posicionando-a como suíte, dada as significativas variações texturais e composicionais encontradas entre os granitos que a compõe. Nardi & Frantz (1995) apresentam um estudo petrográfico e litológico desses granitos, que foram reunidos pelos autores como Suíte Intrusiva Cordilheira. Orlandi Fº *et al.* (1990) descreveram esses granitos no âmbito da Folha Piratini, e as descrições aqui apresentadas são baseadas nesses autores.

As principais áreas de ocorrência dos granitos dessa unidade na folha em pauta, situam-se nas regiões de cerro Agudo, cerro Alegre e Curral das Pedras, onde se dispõem como pequenos corpos estratóides, alongados segundo a direção NE-SW, encaixados no

Granito Chácara São Jerônimo ou em metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos.

Petrograficamente a unidade varia de sienogranito a granodiorito, com dominância de termos monzograníticos; é uma rocha de granulação fina a média, raramente porfirítica, de coloração rósea a amarelada. A composição mineralógica da Suíte Granítica Cordilheira é representada por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais; muscovita e biotita como varietais; e granada, turmalina, apatita, zircão, esfênio e fluorita como acessórios. A granada e a turmalina, em alguns casos, podem constituir-se em varietais. O total de minerais varietais e acessórios representa entre 1% e 7% do total da rocha. Clorita, epidoto, óxidos, muscovita e raro carbonato representam uma fase mineralógica formada por processos posteriores à cristalização, possivelmente tendo o hidrotermalismo como agente principal, seguido de efeitos da deformação.

Efeitos da deformação dinâmica que podem ser observados geraram uma orientação variável, desde uma sutil foliação, marcada por muscovita e/ou biotita + turmalina, até uma recristalização com redução do tamanho do grão ao longo das bordas dos cristais de feldspato; encurvamento de maclas de plagioclásio; desenvolvimento de texturas do tipo *ribbon*; desenvolvimento de sombras de pressão localizadas associadas a feldspatos e, mais raro, a plagioclásios; e, eventualmente, arranjos do tipo *mortar*. Esses arranjos texturais marcam uma correlação entre efeitos de recristalização e a presença dos corpos do granito tipo Cordilheira ao longo de zonas de mais alto *strain*, assumindo dessa forma, uma textura geral protomilonítica.

De acordo com Nardi & Frantz (1995), os dados petrográficos e litoquímicos disponíveis sobre os granitos da Suíte Granítica Cordilheira sugerem a geração dos magmas graníticos a partir da fusão crustal ao longo das zonas de cisalhamento transcorrente desenvolvidas ao final do Brasileiro.

### 2.3.3.4 Granitos Sin- a Tardi-Transcorrentes (Unidade 31)

#### Granito Arroio Moinho (Unidade 31)

O Granito Arroio Moinho foi descrito originalmente pela UNISINOS (1984), e estudado em detalhe

por Gomes (1990). A denominação foi utilizada para referir a um granito porfirítico, com foliação pronunciada, e interpretado também como de caráter sincinemático à deformação transcorrente.

O Granito Arroio Moinho constitui um corpo de forma elíptica, alongado segundo a direção NE, com uma superfície da ordem de 250km<sup>2</sup> no âmbito da Folha Pedro Osório, mas que se estende para além dos seus limites. No limite norte da área foi mepeado outro granito com características semelhantes, razão pela qual recebeu a mesma denominação.

Essa unidade está representada por uma rocha de coloração cinza-róseo, granulação grossa, textura porfirítica, constituída por fenocristais de feldspato alcalino com tamanho médio de 3,0cm, mas que podem alcançar até 8,0cm, imersos em matriz de granulação grossa. Apresenta um foliação pronunciada, marcada pelos minerais máficos (anfíbólio e biotita) e pela orientação dos feldspatos, e que se torna mais acentuada junto as zonas de cisalhamento que balizam o corpo. Sua orientação NE-SW é concordante com a foliação dos metagranitóides regionais; apresenta uma lineação de estiramento com caimento subhorizontal, ora para NE, ora para SW.

Segundo Gomes (*op. cit.*), o Granito Arroio Moinho corresponde a um monzogranito, por vezes, sienogranito, com textura porfirítica de granulação grossa e fenocristais de feldspato alcalino; a matriz é composta por plagioclásio (An<sub>20-30</sub>), anfíbólio (hornblenda ferro-edenítica), biotita e quartzo. Esfênio, epidoto, allanita e apatita são os minerais acessórios mais comuns.

Babinski *et al.* (em prep.) obtiveram, através de análises U/Pb em zircão, idade de 595 ± 1 Ma para o Granito Arroio Moinho que, segundo os autores, marcam a idade de cristalização da rocha. As idades-modelo Sm/Nd (T<sub>DM</sub>) para os granitóides brasileiros deste domínio, situam-se entre 1,3 e 1,7 Ga, com valores de ε<sub>Nd</sub>(t) negativos (para t = 600 Ma), sugerindo que essas rochas foram derivadas a partir do retrabalhamento de uma crosta mais antiga.

#### 2.3.3.5 Intrusivas Básicas (δ)

Foram registrados diversos corpos básicos, inicialmente evidenciados pelo exame dos mapas

aeromagnetométricos e aerorradiométricos, com a caracterização de anomalias positivas nos primeiros e negativas nos últimos (figura 2.8).

Constituem, em geral, corpos alongados e/ou arredondados, com áreas de exposição desde 0,5km<sup>2</sup> até 30km<sup>2</sup>, que encaixam-se nos monzogranitos da Suíte Intrusiva Dom Feliciano e nos metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado. Do ponto de vista petrográfico constituem duas associações distintas: a primeira representada por termos gabróico-anortosíticos e a segunda envolvendo termos desde quartzo-dioríticos e dioríticos até granodioritos e monzogranitos.

Os corpos que ocorrem nas proximidades de Pinheiro Machado foram originalmente descritos por Monteiro *et al.* (1989). Fragoso Cesar (1991), com base nessa descrição, designou-os Gabros Passo da Fabiana. Correspondem a rochas básicas com estruturação estratiforme, predominando gabros, a que se associam, subordinadamente, olivina gabros, anortositos e troctolitos. Além da ocorrência-tipo no Passo da Fabiana, corpos menores dessa associação foram mapeados nas localidades de Passo da Olaria, Campo Bonito, Santa Fé e Desvio Herval. Afloram como megaenclaves no meio das rochas graníticas, em geral associados aos monzogranitos da Suíte Granítica Dom Feliciano, sendo localmente injetados por apófises desses.

São rochas com cores de verde-escuro a branco-esverdeado, isótropos ou com bandamento ígneo, delineado pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos (até 10cm), contínuos e plano-paralelos, claros nas porções anortosíticas e escuros nas porções gabróicas. Petrograficamente correspondem a hornblenda gabros, troctolitos e, subordinadamente, anortositos. A constituição mineralógica mantém-se constante em todos os litótipos, onde predomina o plagioclásio (An<sub>50-75</sub>): 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, resultantes de um metamorfismo incipiente, compreendem actinolita, epidoto (pistacita e zoisita), sericita, carbonatos, clorita e serpentina, essa restrita aos troctolitos.

A textura dominante é cumulática reliquiar, com grãos hipidiomórficos de plagioclásio, e os espa-

ços *intercumulus* preenchidos por diopsídio e hornblenda alotriomórficos. Nos troctolitos, além da textura ortocumulática, as olivinas desenvolvem bordas coroníticas concêntricas, contínuas ou não, de piroxênio (diopsídio), hornblenda e, menos frequentemente, flogopita.

A associação com dioritos e quartzo-dioritos foram registradas nas localidades de Alto Alegre, Campo Bonito, Passo dos Machados e Fazenda Cambará. Esses corpos assemelham-se ao Diorito Capim Branco, descrito por Wildner & Ramgrab (1994) no âmbito da Folha Porto Alegre. Desses, o de maior área de exposição corresponde ao da localidade de Alto Alegre, e que foi originalmente caracterizado por Horbach *et al.* (1986) e Moreira & Marimon (1984), como remanescente de um terreno granulítico, compreendendo metanoritos e enderbitos. Entretanto, não obstante a deformação e o grau metamórfico impressos nessas rochas, elas preservam ainda suas texturas ígneas, e o exame de cerca de duas dezenas de lâminas delgadas, dessa e das demais ocorrências, não revelaram a presença de ortopiroxênio.

Petrograficamente correspondem a dioritos, quartzo-dioritos, granodioritos e monzogranitos, com um evento metamórfico superimposto, que por vezes oblitera as texturas ígneas reliquias. Apresentam textura equigranular média a grossa, raramente porfirítica, sendo comum uma incipiente foliação. Nos dioritos, a mineralogia essencial consta de plagioclásio (An<sub>36-48</sub>), hornblenda, biotita e opacos. Nos quartzo monzodioritos e granodioritos somam-se quartzo e microclínio. Como acessórios aparecem titanita, apatita e zircão. Dos produtos de metamorfismo destacam-se anfibólios (actinolita-hornblenda), epidoto, carbonato, sericita e clorita. A textura ígnea preservada nos termos menos diferenciados, os dioritos, é intergranular, onde os espaços intersticiais entre grãos de plagioclásio estão ocupados por anfibólio.

Os efeitos do metamorfismo sobre essas rochas são evidenciados pela recristalização da mineralogia de baixa temperatura: epidotização e carbonatização intensa do plagioclásio, substituição em grau variável do anfibólio original (hornblenda marrom) por um anfibólio verde-claro a incolor (hornblenda-actinolita); e a substituição parcial a total da biotita por clorita.

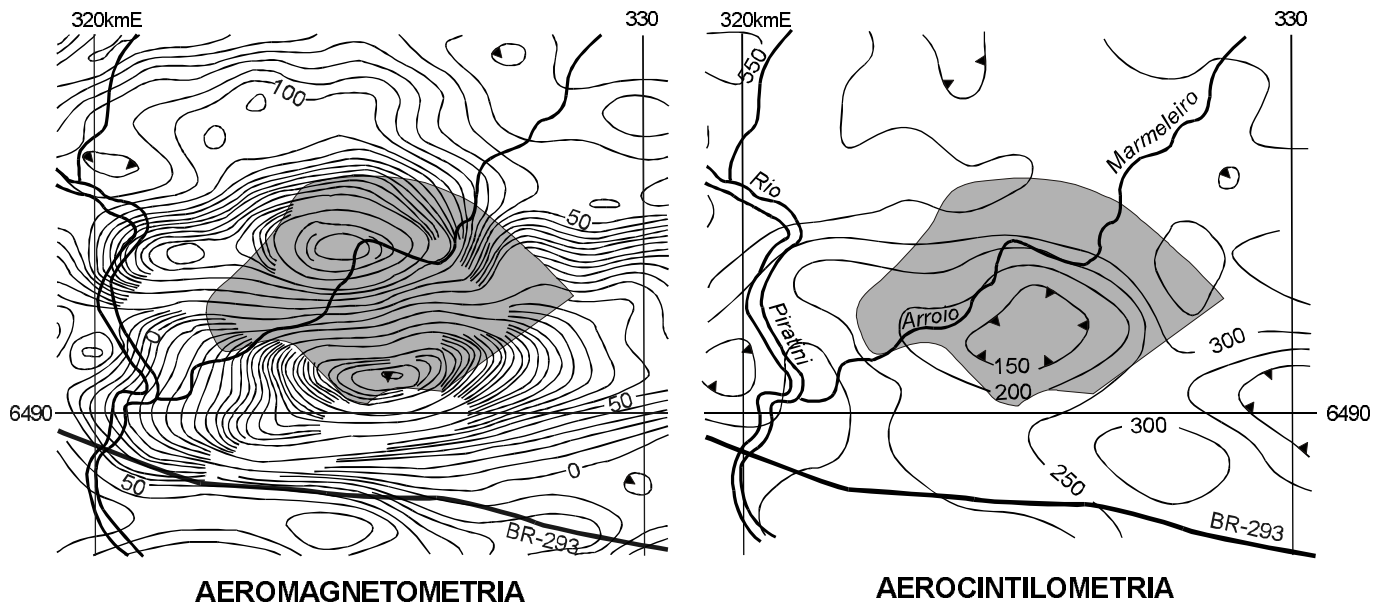


Figura 2.8 – Anomalias aeromagnetométrica e aerorradiométrica que caracterizam a Intrusão Bássica do Alto Alegre.

### 2.3.3.6 Suíte Granítica Dom Feliciano (Unidades 28, 29, 30 e $\alpha$ )

Os corpos graníticos não deformados que afloram no Domínio Oriental, e cuja estruturação tectônica está limitada a foliações localizadas e brechações relacionadas à colocação pós-tectônica desses corpos, foram agrupados na Suíte Granítica Dom Feliciano. Essa designação foi primeiramente empregada por Tessari & Picada (1966) como Complexo Granítico Dom Feliciano. Fragoso Cesar *et al.* (1986), considerando a homogeneidade petrográfica, litoquímica e isotópica existente entre os múltiplos plútons graníticos, o que caracterizaria a sua consangüinidade, redefiniram o complexo como Suíte Granítica Dom Feliciano.

Essa suíte é constituída por uma série de plútons, faciologicamente distintos entre si, mostrando evidências intrusivas entre as fácies, predominando, composicionalmente, termos entre monzo e sienogranitos e, subordinadamente, alcalifeldspato-granitos, quartzo-sienitos e granodioritos. Segundo Frantz & Fernandes (1994), esses corpos graníticos "... foram posicionados durante a reativação extensional (ou transtensional?) das falhas NE, originando corpos alongados segundo essa direção."

As características dessas rochas graníticas, como composição petrográfica, fácies texturais, presença e natureza dos xenólitos e relações de intrusão, permitiram estabelecer uma cronologia relativa entre os corpos, posicionando-os desde os termos emplaçados em condições de mesozona, e que foram relacionados à Fácies Monzogranito, até os termos mais diferenciados, epizonais, formando principalmente *stocks*, correspondentes aos termos finais da magmatogênese, e que são aqui referidos à Fácies Sienogranito. Associado a essa fácies, foi incluído o Granito Capão do Leão, que se destaca pela presença de granada como acessório.

#### Fácies Monzogranito (29m)

Essa fácies granítica é a de maior distribuição na Folha Pedro Osório, aflorando como uma massa contínua, com 25 a 35km de largura, que borda a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Constitui a maior expressão do magmatismo tardio do Ciclo Brasileiro que, como intrusões múltiplas e sucessivas estende-se desde a região de São José, ao sul, passando por Pedras Altas, Piratini e Coxilha do Fogo, em direção ao norte. A extensão dessa fácies extrapola os limites da folha tanto ao norte, como ao sul, constituindo um

maciço granítico com cerca de 350km de extensão, praticamente contínuo. Corpos menores e isolados de rochas monzograníticas ocorrem ainda na área, intrusivos nos metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado.

A Fácies Monzogranito é cortada por numerosas intrusões graníticas mais jovens, que serão descritas na Fácies Sienogranito, e pelos sistemas de diques riolíticos relacionados à unidade Riolito Asperezas.

Na literatura geológica as rochas graníticas da Fácies Monzogranito foram referidas ao Complexo Dom Feliciano (Tessari & Picada, 1966), aos Granitóides da fase 3 (Frantz & Remus, 1986), pró-parte à Suíte Granítica Pinheiro Machado (Fragoso Cesar *et al.* 1986) e à Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Horbach *et al.*, 1986). Adicionalmente foram englobadas por Tessari & Giffoni (1970) na Formação Cambaí.

Essa unidade está representada por rochas graníticas de coloração cinza a cinza-avermelhado, texturalmente heterogêneas, de granulação média a grosseira, normalmente porfíricas, exibindo a biotita como máfico dominante. Em geral apresentam estruturas de fluxo magmático, materializadas principalmente pelo ordenamento dos fenocristais de feldspato alcalino. Sua mineralogia essencial compreende quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, tendo biotita como varietal. Apatita, allanita, zircão, esfênio e fluorita ocorrem como acessórios, enquanto epidoto, muscovita, óxidos, clorita e raros carbonatos constituem as fases minerais vinculadas aos processos de alteração.

A textura geral da rocha é hipidiomórfica, com o arranjo dos minerais da matriz mostrando uma tendência à isotropia, podendo ocorrer tipos anisótropos por efeito de cisalhamento. Nesses casos, o arranjo cristalino revela desde uma sutil orientação preferencial dos fenocristais e estiramento dos grãos de quartzo, até uma foliação bem marcada pela orientação das lamelas de biotita e o alongamento dos grãos de quartzo e feldspato. As texturas desenvolvidas são, principalmente, protomiloníticas e raramente miloníticas, com recristalização, desenvolvimento de extinção ondulante e contatos serrilhados; formação de subgrãos a grãos em quartzo; encurvamento de maclas de plagioclásio e de lamelas de biotita; extinção ondulante e recristalização com redução de grão em margens de cristais nas fases de feldspato; e, sob condições de deformação mais intensa, *kinks* em plagioclásio e em biotita.

Texturas de exsolução são freqüentes ao longo dos contatos entre o plagioclásio e o feldspato peritítico, mais raro com o feldspato maclado, com formação de mirmequitos e evidência da reatividade entre os minerais. Essas texturas podem ser ainda observadas em contatos entre o feldspato peritítico e o maclado (mais tardio), com exsolução de quartzo com formas globulares a amebóides.

Conforme Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (1990), as análises modais classificam essa unidade como constituída predominantemente por monzogranitos, com cerca de 80% das amostras situadas nesse campo do diagrama QAP de Streckeisen (1973), distribuindo-se as demais amostras pelos campos do sienogranito e quartzo-monzonito.

### Fácies Sienogranito (29s)

A Fácies Sienogranito está representada por corpos graníticos, em geral alongados para NE, com dimensões de *stocks*, que distribuem-se amplamente na área do Domínio Oriental, intrusivos tanto nos gnaisses e metagranitóides, como nos monzogranitos anteriormente descritos. A forma alongada e orientada desses corpos é uma clara evidência do controle tectônico dessas intrusões, os quais, por vezes, são afetados nos bordos pela zonas de cisalhamento, como ocorre na região de Canguçu.

Essas rochas graníticas foram anteriormente descritas como parte do Complexo Cambaí (Tessari & Giffoni, 1970), da Suíte Intrusiva Arroio dos Ladrões (Horbach *et al.*, 1986), dos granitóides da Fase 3 (Frantz & Remus, 1986). Além disso, numerosos corpos graníticos dessa fácies, que ocorrem na folha, receberam designações individuais, e.g. Granito Prestes (Tessari & Giffoni, 1970), Granito Canguçu (Kuck & Vivian, 1971), Granito Cerro Frio (Picada, 1971), Granito Fortaleza, Sad *et al.*, 1972; in Horbach *et al.*, (1986), Granito Pedras Altas (Lima & Zanini, 1965), Granito tipo Cerro Sandi (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990).

Essa fácies está representada por uma rocha de coloração vermelha a rosada, granulação desde grossa a fina, identificando-se, mesoscopicamente, apenas feldspato potássico e quartzo como constituintes principais; a quantidade de minerais máficos (biotita) é muito reduzida, não ultrapassando 5%. A rocha mostra uma tendência geral equigranular entre seus constituintes, com algumas

amostras indicando uma tendência porfirítica através de feldspatos alcalinos mais desenvolvidos, que situam-se 1 a 2mm, em média, acima das dimensões dos demais minerais.

As rochas da Fácies Sienogranito mostram comomineralogia essencial quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio; biotita como varietal; e esfênio, zircão, apatita, allanita e hornblenda ocorrem como minerais acessórios. Minerais resultantes da instabilização de fases magmáticas estão presentes na forma de cloritas e óxidos, provenientes da transformação de biotita, às vezes acompanhados por epidoto; muscovita em finas lamelas, juntamente com epidoto e raro carbonato, frutos da transformação de plagioclásio; alguns óxidos, acompanhando esfênio e epidoto, formados a partir da allanita, e rara muscovita formada sobre os feldspatos alcalinos; constituindo uma assembléia de alteração tardi a pós-magmática.

A textura geral da rocha é hipidiomórfica, determinada pelas dimensões e grau de euedria dos minerais constituintes. Localmente podem ser observados termos porfiríticos, caracterizados por fenocristais de feldspato e, raramente de plagioclásio, que se dessacam na massa granular. A rocha mostra, ainda, uma dominância de tipos isotrópicos que podem variar para rochas anisótropas através da identificação de uma leve orientação marcada pela biotita e, principalmente, pelo estiramento do quartzo. Esse mineral pode mostrar graus variáveis de deformação, indicados por leve extinção ondulante até formação de subgrãos a grãos recristalizados. Nesse caso, os cristais assumem um aspecto fitado com contatos irregulares a serrilhados, constituindo uma textura protomilonítica. Em poucas amostras, com uma deformação mais intensa, há indicação de recristalização mais efetiva em outras fases minerais, como no feldspato, plagioclásio e biotita, com o primeiro apresentando extinção ondulante, aumento no número e dimensões das pertitas e redução de grãos nas zonas de borda dos cristais. O plagioclásio, em geral mostra fraca extinção ondulante, associada a encurvamento de maclas e raros *kinks*. A biotita comumente indica os efeitos deformacionais através da orientação de suas lamelas e encurvamento local, bem como pelo desenvolvimento de *kinks*.

Texturas de exsolução são comuns, envolvendo a formação de quartzo venular em contatos forte-

mente reativos entre plagioclásio e feldspato pertítico, com o desenvolvimento de uma franja mirmecítica ao longo desses contatos. De forma localizada, a exsolução de quartzo pode ser também observada na forma de grãos globulares a amebóides no interior dos feldspatos, assumindo um aspecto semelhante ao de intercrescimentos granofíricos, embora esses também estejam presentes. Tais texturas de exsolução são indicadoras de um forte desequilíbrio entre as fases de feldspatos, marcadamente entre plagioclásio e feldspato pertítico.

Os dados petrográficos permitem caracterizar essa unidade como sendo constituída por sienogranitos, com termos muito subordinados nos campos do quartzo-sienito, monzogranito e quartzo-monzonito.

### **Granito Capão do Leão (Unidade 30)**

O Granito Capão do Leão constitui uma grande massa de forma elíptica, com cerca de 200km<sup>2</sup> de área, que ocorre na porção oriental da folha, estendendo-se para além de seus limites. Corpo granítico similar foi mapeado com a mesma designação, ao sul da cidade de Pedro Osório.

O Granito Capão do Leão foi destacado da Suíte Granítica Dom Feliciano, por apresentar características petrográficas peculiares, como a presença de granada entre os minerais acessórios. Sua designação foi introduzida por Barbosa *et al.* (1972) (*cf.* Horbach *et al.*, 1986) para referir a uma rocha de coloração rósea e granulação média, constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, biotita e hornblenda. Como acessórios, além de granada, ocorrem apatita, esfênio e epidoto.

Estudos geocronológicos envolvendo diferentes métodos têm sido desenvolvidos sobre as rochas da Suíte Granítica Dom Feliciano, *e.g.* Cordani *et al.*; 1974; Soliani Jr. *et al.*, 1984; Horbach *et al.*, 1986; Fragoso Cesar *et al.*, 1986; Soliani Jr., 1986 e Mantovani *et al.*, 1987. Os dados Rb/Sr apresentados por Soliani Jr. (*op.cit.*) e Fragoso Cesar *et al.*, (*op.cit.*) forneceram respectivamente idades de 500 Ma e 544 ± 5 Ma para os monzo e sienogranitos.

### **Riólito Asprezas (α)**

Na Folha Pedro Osório as rochas vulcânicas e subvulcânicas que ocorrem sob a forma de siste-

mas de diques ou pequenos platôs, apresentam ampla distribuição, ocorrendo desde o limite sul da folha, na região de Cerro Chato, até ao norte junto ao arroio Boici.

A designação Riólito Asperezas (ou Riólitos Asperezas) foi utilizada informalmente por Figueiredo Filho & Salgado, 1964 (cf. Figueiredo Filho & Bortoluzzi, 1975), tendo como referência a serra homônima, onde os diques riolíticos têm ampla distribuição. Tessari & Giffoni (1970) mantiveram essa denominação, correlacionando esses corpos hipoabissais à Formação Acampamento Velho. Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (1990) descreveram esses riólitos sob a denominação informal de Diques Ácidos e Intermediários.

Na área em foco, os diques riolíticos distribuem-se preferentemente no bloco compreendido entre a ZCTDC e a zona de cisalhamento que passa pela cidade de Canguçu. Afloram na forma de cristas alinhadas, discerníveis em fotos aéreas e imagens, geralmente constituindo sistemas paralelos, segundo as direções N-S e NW-SE. Apresentam extensões variáveis entre 4km e 14km, com possança média da ordem de uma dezena de metros. Ao longo das zonas de transcorrência os diques apresentam-se flexurados, possivelmente devido à movimentação tardia desses falhamentos.

Conforme Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (1990) são rochas compactas, de cores vermelha, rosa a marrom-avermelhada, isotropas, afaníticas a microfaneríticas, predominantemente pórfiras. Mineralogicamente compreendem quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio e, secundariamente, biotita, muscovita e clorita. Petrograficamente correspondem a riólitos, riodacitos, dacitos, microgranitos e, mais raramente, aplitos.

Na calha tectônica de Cerro Chato (Caldasso & Lopes, 1994), no limite sul da área, os riólitos ocorrem bordejando uma estrutura braquissinclinal, principalmente seu flanco norte. São rochas de granulação média a grossa, lembrando granitos subvulcânicos. Embora não tenha sido visualizado o contato entre os riólitos e as rochas sedimentares que ocupam o centro da estrutura, a posição de borda sugere que esses riólitos façam parte do seu preenchimento, ocupando uma posição basal na seqüência.

Além de Tessari & Giffoni (1970) e Horbach *et al.* (1986), também Ribeiro & Fantinel (1978) consideraram esses riólitos equivalentes à Formação Acampamento Velho (543Ma, segundo Soliani Jr.,

1986). Entretanto, embora essas duas manifestações magmáticas tenham posicionamento cronológico similar, Lima *et al.* (1996) reconheceram diferenças químicas, sugerindo fontes distintas para a sua geração.

Soliani Jr. (*op.cit.*) e Fragoso Cesar *et al.* (1986) registraram idade de  $560 \pm 12\text{Ma}$  para a unidade, relacionando-a às manifestações finais do magmatismo granítico da Suíte Granítica Dom Feliciano. Da mesma forma, Bossi *et al.* (1993) obtiveram uma idade Rb/Sr semelhante ( $575 \pm 14\text{Ma}$ ) para os riólitos da Formação Sierra de Rios (Uruguai), os quais têm continuidade física com as rochas que afloram em Cerro Chato.

### **Arfvedsonita Granito (Unidade 28)**

A ocorrência de rochas peralcalinas na área da folha restringe-se a dois pequenos corpos de arfvedsonita granitos que ocorrem associados a zonas de falha, na região do Cerro dos Madrugas. Associa-se a essas ocorrências um pequeno *stock* de rocha sienítica (Sienito Pedregal), ocorrente na região de Vista Alegre, a noroeste da cidade de Piratini. Em parte, esses granitos foram descritos por Philipp *et al.* (1991) com a denominação de Granito Boa Vista.

Essa unidade é representada por uma rocha de coloração rósea com pontuações escuras, granulação média a grossa, isotropa, normalmente fraturada, constituída essencialmente por quartzo, feldspato alcalino e anfibólio.

Ao microscópio, mostra-se como uma rocha holocristalina, hipidiomórfica média, formada por feldspato alcalino, quartzo e anfibólio sódico tipo arfvedsonita, tendo como acessórios zircão e esfênio. A textura preponderante é pertítica, permitindo classificar a rocha como pertita granito. A natureza do anfibólio presente é suficiente para definir a afinidade peralcalina dessa unidade.

Esses granitos, embora representem uma unidade de pequena expressão, revestem-se de particular interesse geológico, por significarem registros inéditos de rochas peralcalinas na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Granitos semelhantes foram reconhecidos e descritos por Hartmann & Nardi (1982), na porção sudoeste do escudo e, posteriormente incluídos na Suíte Intrusiva Saibro, de Nardi & Bonin (1991).



### 2.3.4 Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares

#### 2.3.4.1 Introdução

As rochas sedimentares e vulcano-sedimentares (molassas), distribuem-se fundamentalmente pelos terrenos dos domínios Ocidental e Central, e pertencem às bacias Camaquã e Arroio Boici (Sayeg *et al.*, 1992), essa última uma estrutura alongada, limitada por falhas, e preenchida exclusivamente por rochas sedimentares.

Para a descrição dessas unidades empregou-se, em linhas gerais, a coluna estratigráfica proposta por Ribeiro & Fantinel (1978), que é uma reformulação da clássica coluna de Ribeiro *et al.* (1966). As diferenças utilizadas nesse relatório, dizem respeito ao abandono dos grupos, e à retomada da Formação Arroio dos Nobres (com seus membros Mangueirão e Vargas; conforme Ribeiro *et al.*, *op.cit.*) em lugar de Formação Vargas proposta na coluna de Ribeiro & Fantinel (*op.cit.*).

No Domínio Oriental, as rochas dessa cobertura estão restritas aos conglomerados e pelitos que preenchem a calha tectônica do Cerro Chato, uma estrutura em braquissinclinal, descrita por Caldaso & Lopes (1994).

#### Bacias Camaquã e Arroio Boici

#### 2.3.4.2 Formação Maricá (Unidade 21)

A Formação Maricá, como aqui empregada, corresponde à definida por Leinz *et al.* (1941), com as modificações de Ribeiro *et al.* (1966).

Essa unidade tem uma distribuição muito restrita; são duas ocorrências no limite setentrional da folha, que se sobrepõem às litologias da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira. Tessari & Giffoni (1970) consideraram esse contato de natureza tectônica; entretanto, as limitadas observações efetuadas sobre a Formação Maricá, não permitem caracterizar a correta natureza desse contato, razão pela qual, no mapa geológico, ele foi colocado como inferido.

Litologicamente são arenitos arcoseanos, bem litificados, com intercalações de siltitos, com cores variando do róseo ao cinza.

A Formação Maricá é considerada, cronoestratigraficamente, como do limite Rifeano-Vendiano

(650 Ma), tendo em conta suas relações com as unidades inferiores e com as seqüências vulcano-sedimentares que a recobrem, e que têm posicionamento cronológico melhor definido (Porcher *et al.* 1995).

#### 2.3.4.3 Formação Hilário (Unidade 20)

A designação Formação Hilário foi proposta por Ribeiro & Fantinel (1978) em substituição ao Membro Hilário de Ribeiro *et al.* (1966). Refere-se a rochas andesíticas (intrusões, derrames e piroclásticas) que ocorrem intimamente associadas com as rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres. Com referência a essa formação, há um íntimo relacionamento entre as duas unidades, compreendendo relações intrusivas de contato, contatos tectônicos, contatos discordantes ou, como ocorre em muitos casos, recorrência entre vulcanismo e sedimentação.

Na folha, a Formação Hilário tem representação restrita a seu extremo-noroeste; compreende diques ou corpos irregulares, na maior parte extrusões, que ocorrem associados a rochas sedimentares do Membro Mangueirão da Formação Arroio dos Nobres; e a uma sucessão de tufos e derrames que se sobrepõe ao embasamento e é recoberta (?) por conglomerados do Membro Vargas daquela formação.

As rochas andesíticas que constituem os derrames são rochas de coloração geral cinza-escuro a marrom-chocolate, e podem apresentar abundantes vesículas de diâmetro desde milimétrico até 1cm, não preenchidas ou atapetadas por zeolitas, carbonatos e argilo-minerais. No campo, essas rochas andesíticas estão, quase sempre, acompanhadas por uma vegetação de porte médio, que contrasta com a vegetação rasteira de gramíneas, relacionada aos tipos litológicos sedimentares (Eckert, 1971).

Ao microscópio, a textura é porfirítica a granoporfirítica, com fenocristais prismáticos de plagioclásio, internamente sericitizados, oxidados e carbonatizados, com terminações em rabo de andorinha e feições de corrosão, que estão imersos em matriz extremamente fina; nesta, podem ser observados mesocristais de plagioclásio. Os prováveis máficos foram totalmente oxidados, restando somente margens não oxidadas.

Os termos piroclásticos são representados por tufos de coloração verde-claro com pontuações, que englobam fragmentos arredondados de quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha, com marcante estratificação plano-paralela.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a Formação Hilário deve-se a Ribeiro & Teixeira (1970), Minioli & Kawashita (1971), Soliani Jr. (1986) e Horbach *et al.* (1986). Esses últimos autores estabeleceram uma idade de 570Ma para a Formação Hilário, a partir do recálculo da idade de 560 ± 25 Ma obtida por Minioli & Kawashita (*op.cit.*), Essa idade indica ser a unidade do Pré-Cambriano Superior (Vendiano).

#### **2.3.4.4 Formação Arroio dos Nobres (Unidade 19)**

A individualização de uma seqüência sedimentar entre a Formação Maricá e o Grupo Camaquã (formações Santa Bárbara e Guaritas), foi proposta por R.I. Tessari em 1965 (*in* Ribeiro *et al.*, 1966), com a seção-tipo da unidade estabelecida no arroio dos Nobres, a sudoeste da cidade de Encruzilhada do Sul (norte da Folha Pedro Osório). Os últimos autores adotaram essa proposta, dividindo a Formação Arroio dos Nobres em dois membros: Mangueirão e Vargas.

#### **Membro Mangueirão (19b)**

O Membro Mangueirão encontra-se interdigitado com o Membro Vargas ou na sua base (Tessari & Giffoni, 1970).

Essa unidade foi cartografada em três setores da área: 1) na bacia do Arroio Boici (Sayeg *et al.*, 1992), constituindo uma faixa alongada na direção nordeste, com cerca de 25km de extensão e 1,0-1,5km de largura, limitada por falhas, a leste com xistos e filitos do Complexo Metamórfico Porongos, e a oeste com os conglomerados do Membro Vargas. No extremo-norte dessa faixa, o Membro Mangueirão é recoberto pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul; e ao sul interdigitase com o Membro Vargas; 2) na região do arroio Rondinha, onde o Membro Mangueirão aflora segundo uma estreita faixa também limitada por falhas, e onde as camadas mostram-se fortemente dobradas em anticlinais e sinclinais apertadas; 3) na região do arroio Lichiguana, onde os ritmitos síl-

tico-arenosos ocorrem interdigitados com os conglomerados e arenitos do Membro Vargas, constituindo uma faixa que bordejia o Alto do Cerro da Vigia, pelo seu setor ocidental. Nesse setor, o contato entre os dois membros é de natureza tectônica ou marcado pela passagem dos termos areno-conglomeráticos do Membro Vargas para os ritmitos de granulometria fina do Membro Mangueirão. Com as rochas graníticas da Suíte Granítica Santa Afonso, o contato é marcado por uma extensa falha NE-SW, que praticamente faz o limite entre os domínios Central e Ocidental. As litologias do Membro Mangueirão nesse último setor são cortadas por diques ou corpos irregulares, ou ainda recobertas por rochas vulcânicas da Formação Hilário. Na extremidade sul dessa área, o Membro Mangueirão é discordantemente capeado por rochas sedimentares das formações Rio Bonito e Santa Tecla, e por uma estreita soleira de diabásio.

Litologicamente, essa unidade compreende siltitos e argilitos de cores marrom-avermelhado e bordô, finamente estratificados, que ocorrem intercalados com camadas tabulares de arenitos finos. O aspecto típico das litologias é a ritmicidade, caracterizada pela intercalação de camadas mais argilosas com camadas mais siltosas. Essas intercalações apresentam espessuras desde 5cm até 30cm, mostrando uma marcante regularidade.

Os arenitos constituem uma seqüência de camadas tabulares de arenitos de granulometria fina, avermelhados a bordô, feldspáticos e micáceos. Podem ser maciços ou apresentarem laminação plano-paralela bastante desenvolvida. A característica marcante é a geometria tabular das camadas, que apresentam espessuras variáveis entre 2cm e 50cm, e têm grande extensão lateral.

Do ponto de vista estrutural, as litologias do Membro Mangueirão apresentam acamadamento ou laminação característicos, dispondo-se em camadas que se interdigitam com as do Membro Vargas, segundo uma direção geral NE, com mergulhos para NW; localmente, como ocorre na região do arroio Rondinha, mostram-se fortemente dobradas e deformadas.

#### **Membro Vargas (19a)**

Conforme Tessari & Giffoni (1970), sob a denominação de Membro Vargas foram reunidos, domi-

nantemente, os conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Arroio dos Nobres. Na Folha Pedro Osório essa unidade é a de mais ampla distribuição entre as coberturas molássicas, ocorrendo em quatro distintos setores principais, além de outras ocorrências mais restritas.

A principal área de distribuição do Membro Vargas situa-se na bacia do arroio Boici, onde a unidade constitui uma faixa com 65km de extensão, que em sua porção mais larga alcança 5km. Balizada por falhas, essa faixa faz limite a oeste com as rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Porongos, enquanto a leste o contato é tanto com rochas sedimentares do Membro Mangueirão quanto com rochas metamórficas e graníticas. Na extremidade sudoeste dessa faixa, o Membro Vargas é recoberto discordantemente por litologias da Formação Rio Bonito e do Grupo Itararé, ao passo que, no extremo-nordeste, são os sedimentos do Grupo Rosário do Sul que o recobrem.

Uma segunda área de ocorrência situa-se a oeste da localidade de Torrinhas, e tem uma forma grosseiramente retangular, ocupando uma área de aproximadamente 80km<sup>2</sup>. Nesse setor, o Membro Vargas mantém contato com o Complexo Metamórfico Porongos através de uma falha N-S que inflete para NW; e a norte e leste respectivamente, a unidade está recoberta discordantemente pelas formações Guaritas e Rio Bonito. Em sua parte central ela é coberta por litologias do Grupo Itararé.

Na região do arroio Lichiguana, como descrito anteriormente, o Membro Vargas ocorre interdigitado com o Membro Mangueirão, caracterizando a borda ocidental do Alto do Cerro da Vigia. Além disso, a unidade aflora também no lado oriental e nas porções central e sul do Alto, sempre em contato tectônico ou discordante sobre o Complexo Metamórfico Porongos e recoberto por litologias da Formação Santa Bárbara.

A terceira área de ocorrência do Membro Vargas situa-se na região do arroio do Tigre, onde a unidade recobre discordantemente os terrenos metamórficos e graníticos do Domínio Oriental, e está recoberta em discordância angular pela Formação Santa Bárbara. Nesse setor, seu contato com a Formação Hilário, aparentemente subjacente, foi inferido. As camadas da unidade, bem como da Formação Santa Bárbara que a recobre, estão dobra-

das em *drag*, conformando um sinclinal mergulhante, com eixo para NE.

Outras ocorrências menores de litologias do Membro Vargas foram registradas no leito do arroio Velhaco e cabeceiras do rio Negro, bem como sobreposto às rochas metamórficas do Complexo Metamórfico Porongos na região de Tunas.

Os tipos litológicos que constituem essa unidade são conglomerados, arenitos conglomeráticos, e arcóseos de granulação média.

Os conglomerados, litologias dominantes, são polimícticos, com seixos arredondados a semi-arredondados, raras vezes alongados ou, até mesmo, angulosos. São predominantemente de quartzo, xistos, riólito e arenito fino, localmente de granito, quartzito e de intraclastos de argila. A matriz de coloração marrom-avermelhada, é arenosa, arco-seana, granulação média a grossa, localmente fina e mal selecionada.

Assim como o Membro Mangueirão, as camadas Vargas apresentam-se inclinadas, com orientação NE-SE, e mergulhos de 30°-50°NW. Localmente essas camadas mostram-se dobradas por efeito de movimentação de falha, tal como ocorre na região do arroio Trairas.

Por ser uma unidade afossilífera, a Formação Arroio dos Nobres com seus membros Vargas e Mangueirão tem o seu posicionamento cronoestratigráfico estabelecido em função de sua íntima relação com as rochas andesíticas da Formação Hilário. Essa última tem uma idade Rb/Sr de 570Ma (Horbach *et al.*, 1986), correspondente ao Pré-Cambriano Superior (Vendiano), idade também aceita para a Formação Arroio dos Nobres.

#### **2.3.4.5 Formação Acampamento Velho (Unidade 18)**

A Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al.*, 1978; Horbach *et al.*, 1986) corresponde ao Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966). É constituída essencialmente por rochas vulcânicas ácidas, e tem uma importância relativamente pequena no âmbito da Folha Pedro Osório.

A sua maior exposição está situada no Alto do Cerro da Vigia, onde derrames de riólitos assentam discordantemente sobre conglomerados do Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres.

São rochas de cor vermelha com textura porfiritica, onde se destacam fenocristais de quartzo e de feldspato alcalino em matriz afanítica. Ao microscópio constata-se que os fenocristais de quartzo apresentam-se corroídos em golfo; o feldspato é sanidina de tamanho médio de 2mm a 3mm, raramente plagioclásio, imersos em matriz devitrificada subafanítica.

A Formação Acampamento Velho, com base em determinações radiométricas Rb/Sr (Soliani Jr., 1986; Horbach *et al.*, 1986; entre outros), é considerada de idade cambriana.

#### **2.3.4.6 Formação Santa Bárbara (Unidade 15)**

Robertson (1966), definiu essa unidade no vale do arroio Santa Bárbara, a oeste da cidade de Caçapava do Sul, como um "conglomerado com estratificação cruzada, com fácies de deposição em regime torrencial, arcóseo de granulação grosseira a fina, grauvacas e siltitos" (*in* Ribeiro *et al.*, 1966).

Na Folha Pedro Osório essa unidade distribui-se por três áreas, todas no setor noroeste da folha: 1) na mesopotâmia entre os arroios Restinga e Rondinha; 2) na parte central e contornando o Alto do Cerro da Vigia; 3) e a leste do arroio da Porteira, no extremo noroeste da folha. Em todas essas áreas, rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho intercalam-se nos sedimentitos Santa Bárbara.

Seus contatos com as unidades subjacentes são, quase todos, de natureza tectônica, com exceção das exposições no arroio da Porteira e na região do Alto do Cerro da Vigia, onde ela recobre em discordância angular o Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres e os gnaisses do Complexo Metamórfico Porongos, respectivamente. A Formação Santa Bárbara é recoberta discordantemente pela Formação Guaritas e, ao sul do Alto do Cerro da Vigia, também pela Formação Rio Bonito.

Conforme Horbach *et al.* (1986), as camadas baixas dessa unidade são representadas por centenas de metros de espessura de conglomerados, em que predominam fragmentos das rochas que afloram nas adjacências. Em geral, esses fragmentos são seixos e matacões angulosos, dispersos em matriz grauváquica. Com o afastamento das áreas-fontes, esses conglomerados tornam-se

mais finos e passam a intercalar níveis de arenitos, até o predomínio destes últimos. Essas litologias que, na base apresentam níveis conglomeráticos, são formadas por arenitos arcoseanos, grauvacas e siltitos, em conjuntos de camadas de vários metros de espessura, exibindo estratificação paralela, e de grande continuidade lateral. As cores são vermelho a vermelho-escuro, e a classificação nos arenitos é pobre, com uma matriz siltico-argilosa e cimento ferruginoso.

Os arenitos que ocorrem entre os arroios Restinga e Rondinha e a leste do arroio da Porteira, conformam espessos bancos, apresentando cor que varia do róseo-avermelhado ao esbranquiçado; são quartzosos, com granulometria fina a média.

A sedimentação da Formação Santa Bárbara é considerada de origem desértica (leques aluviais + fluvial entrelaçado, subordinadamente lacustre e eólico).

As atitudes dos sedimentos rudáceos e arenosos que compõem a Formação Santa Bárbara são bastante variáveis, com mergulhos entre 15° e 30°, exceto junto às zonas de falha, onde esses valores podem ser bem maiores. A leste do arroio da Porteira, no extremo noroeste da folha, as camadas dessa unidade, bem como do Membro Mangueirão subjacente, estão estruturadas num ampla sinclinal aberto, um provável *drag*, resultante da movimentação da falha adjacente. Situação igual é registrada ao sul do Alto do Cerro da Vigia, onde as camadas da Formação Santa Bárbara, bem como as vulcânicas andesíticas intercaladas, apresentam-se dobradas em sinclinal, também resultante de movimentação tectônica.

Porcher *et al.* (1995) atribuem à Formação Santa Bárbara uma idade cambriana superior à ordoviciano, tendo como argumento principal o fato de repousar sobre a Formação Acampamento Velho, de idade radiométrica fixada no Cambriano, e cujas litologias constituem seixos nos conglomerados da seqüência.

#### **Membro Rodeio Velho (Unidade 16)**

O Membro Rodeio Velho compreende rochas vulcânicas andesíticas que, na forma de derrames, intercalam-se concordantemente nas rochas sedimentares da Formação Santa Bárbara. A designação estratigráfica Rodeio Velho foi proposta por Ri-

beiro *et al.* (1966) para substituir a designação Andesito Martins, introduzida por Robertson, 1966 (*in* Ribeiro *et al.*, 1966).

A principal ocorrência de vulcânicas do Membro Rodeio Velho constitui uma faixa com cerca de 15km de extensão e 2km a 3km de largura que, em planta, estende-se entre as formações Santa Bárbara e Guaritas; no detalhe, entretanto, constata-se que essas rochas vulcânicas intercalam-se nos sedimentos da Formação Santa Bárbara, e são recobertas pelos sedimentitos da Formação Guaritas. Uma outra ocorrência importante dessas rochas vulcânicas foi observada a oeste do arroio Velhaco, na região do Apertado: corpos tabulares de andesitos, que se estreitam lateralmente, intercalam-se em arenitos conglomeráticos da Formação Santa Bárbara; de acordo com Tessari & Giffoni (1970), esses corpos têm espessuras da ordem de 30m, e são representados por uma rocha andesítica de granulação fina, coloração verde-escura, fraturada e, por vezes, amigdaloidal. Esse conjunto é limitado por uma extensa falha de direção NE-SW, e está arqueado em extenso *drag*, conformando um sinclinal, cujo eixo sugere movimentação levógira para a falha. Outras pequenas ocorrências são registradas ao longo do arroio Velhaco, a oeste do arroio Rondina, e também a oeste do arroio Trairas, no canto noroeste da folha.

O Membro Rodeio Velho é constituído por andesitos cinza-escuro a amarronzado, altamente vesiculares, podendo, entretanto, ocorrerem maciços, com textura equigranular fina a afanítica. Conforme Horbach *et al.* (1986), a dificuldade de obtenção de amostras da unidade, faz com que a sua caracterização petrográfica não tenha ampla representatividade. Algumas lâminas delgadas examinadas caracterizam o Membro Rodeio Velho como sendo constituído por rocha com textura seriada, onde prismas de plagioclásio ( $An_{32-36}$ ), com dimensões de 2,5mm a 0,5mm, estão imersos em matriz afanítica. Os fenocristais estão corroídos e, frequentemente mostram terminações em “rabo-de-andorinha”; a zonação é comum, bem como a sericitização. A matriz é vítrea, de cor castanho-claro, e é rica em cristálitos dendríticos de opacos; comumente a oxidação forma manchas avermelhadas. As vesículas são abundantes com formas subarredondadas, com 5mm a 1mm de diâmetro, preenchidas, da borda para o centro, por quartzo e carbonato.

### 2.3.4.7 Formação Guaritas (Unidade 14)

Essa unidade, conforme Ribeiro & Fantinel (1978), foi definida por Robertson (1966), como um pacote sedimentar predominantemente horizontal, compreendendo uma sucessão de estratos arenosos e conglomeráticos, em geral arcoseanos, que assenta discordantemente sobre a Formação Santa Bárbara.

Na folha, ela aflora segundo uma faixa com 45 km de extensão e largura variável de 3km a 10km, que estende-se desde a região do arroio Candiota ao sul, e ultrapassa o limite da folha ao norte.

Além dos contatos tectônicos que mantém com diferentes unidades, a Formação Guaritas assenta em discordância angular sobre xistos do Complexo Metamórfico Porongos e sobre o Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres, como observado no arroio da Divisa ao norte de Torrinhãs. Em relação à Formação Santa Bárbara, novamente o contato é marcado por uma sutil discordância angular, como se verifica na região do Apertado; no norte da folha, a oeste do arroio Restinga, a Formação Guaritas recobre as rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho, daquela formação. A Formação Guaritas, por sua vez, é recoberta por rochas sedimentares gonduânicas, principalmente da Formação Rio Bonito.

Os arenitos dessa unidade são arcoseanos a subarcoseanos, com o feldspato mostrando adiantado estágio de decomposição; constituem camadas tabulares com concentrações de seixos e grânulos na base; esses, em geral pequenos (3cm a 6cm), são arredondados e, composicionalmente constituídos por quartzo, quartzito e milonito silicificado (Tessari & Giffoni, 1970).

Os conglomerados constituem, normalmente, estratos lenticulares alongados e, conforme Veigel & Dardene (1990), são líticos, de arcabouço fechado, com seixos e blocos de arredondamento elevado. Para o topo, intercalam-se e transicionam para camadas de areia grossa, com linhas de seixos e estratificações cruzadas acanaladas.

## Bacia de Cerro Chato

### 2.3.4.8 Conglomerados e Pelitos (Unidade 17)

As rochas sedimentares que preenchem a “calha tectônica” de Cerro Chato (Caldasso & Lopes,

1994), no limite sul da área, são representadas por termos imaturos, mal classificados, e com elevado grau de diagênese. Compreende uma intercalação de conglomerados, arcóseos e pelitos, constituindo uma sucessão de estratos com empilhamento granodecrescente.

Os conglomerados, que são as litologias dominantes, são granosuportados, constituídos por grânulos e seixos de riólito, quartzo, feldspato e, subordinadamente, granitóides e sedimentos finos. Os arenitos que ocorrem associados são arcoseanos, com granulometria de muito grossa a média, grãos subangulosos a angulosos, mal selecionados. As cores dessas rochas são cinza-esverdeadas, passando a cinza-claro quando alteradas. Essas rochas encontram-se fortemente litificadas.

Os pelitos, de ocorrência mais subordinada, são maciços e de cor bordô ou castanha; e aumentam sua frequência em direção ao centro da estrutura.

A calha tectônica de Cerro Chato é uma braquisinclinal assimétrica com eixo alinhado segundo N60°E, cuja aba sul apresenta-se falhada. As rochas sedimentares que a preenchem apresentam-se mergulhantes com ângulos que variam de 10° a 30°.

Essas rochas sedimentares têm sido correlacionadas à Formação Maricá (Carraro *et al.*, 1974), Formação Arroio dos Nobres (Horbach *et al.*, 1986) e a Formação Rio Bonito (Santos *et al.*, 1989). Neste relatório, essas rochas foram posicionadas, estratigráficamente, ao nível da Formação Santa Bárbara sem, entretanto, propor-se uma correlação direta com essa unidade. Esse posicionamento deve-se à idade dos riólitos que, teoricamente, constituem a base da seqüência:  $575 \pm 14$ Ma, obtida por Bossi *et al.* (1993), para os riólitos da Formação Sierra de Animas no Uruguai, correlacionável com os riólitos de Cerro Chato.

## **2.3.5 Cobertura Sedimentar da Bacia do Paraná**

### **2.3.5.1 Introdução**

A seqüência de rochas sedimentares gonduânicas ocupa predominantemente a porção oeste-sudoeste da Folha Pedro Osório, onde abrange uma área da ordem de  $3.600\text{km}^2$ , estendendo-se, para oeste, além dos seus limites.

Essa área apresenta cotas entre 200m e 400m, que são mais elevadas que em outras regiões com cobertura gonduânica no Rio Grande do Sul. Seu relevo é caracterizado por ondulações relativamente suaves e arredondadas, com poucos vales encaixados, sendo raras as *cuestas* produzidas por intercalações de camadas arenosas. Essas características, aliadas à cobertura vegetal muito constante, resultam em poucas exposições das rochas sedimentares, as quais só são encontradas nos cortes das rodovias e nas escavações das minas de carvão a céu aberto.

Na área estão presentes desde as unidades basais permianas até as triássicas. Uma intensa compartimentação tectônica, com falhamentos principais NE e NW, num padrão em mosaico, são uma característica regional conspícua, controlando grandes extensões dos contatos entre as unidades gonduânicas e dessas com o embasamento pré-gonduânico. O mergulho regional das camadas é de 1° a 2° para sudoeste, com notáveis variações locais, resultantes do movimento de blocos pelos falhamentos.

O grande número de furos de sonda realizados na região para a pesquisa do carvão mineral (547 furos executados pela CPRM), combinado com os componentes de superfície, tornou possível a descrição detalhada de cada uma das unidades, pelo menos sob o aspecto litoestratigráfico (figura 2.9).

### **2.3.5.2 Grupo Itararé**

No Rio Grande do Sul o Grupo Itararé está representado apenas pelos seus níveis mais superiores, correspondendo à Formação Rio do Sul de Schneider *et al.* (1974). Aboarrage & Lopes (1986) consideraram de maior validade essa denominação, em vez dos termos Fácies Suspiro e Fácies Budó, uma vez que se verifica interdigitação bacía adentro das litologias que caracterizam essas fácies. Desse modo, utilizou-se essa designação para a unidade que representa todo o Grupo Itararé na Folha Pedro Osório.

### **Formação Rio do Sul (Unidade 13)**

Ocorre com pequena expressão em superfície, geralmente sob a forma de *outliers* no embasamento pré-cambriano. Em subsuperfície ocorre de forma mais ampla, como verificado nas sondagens

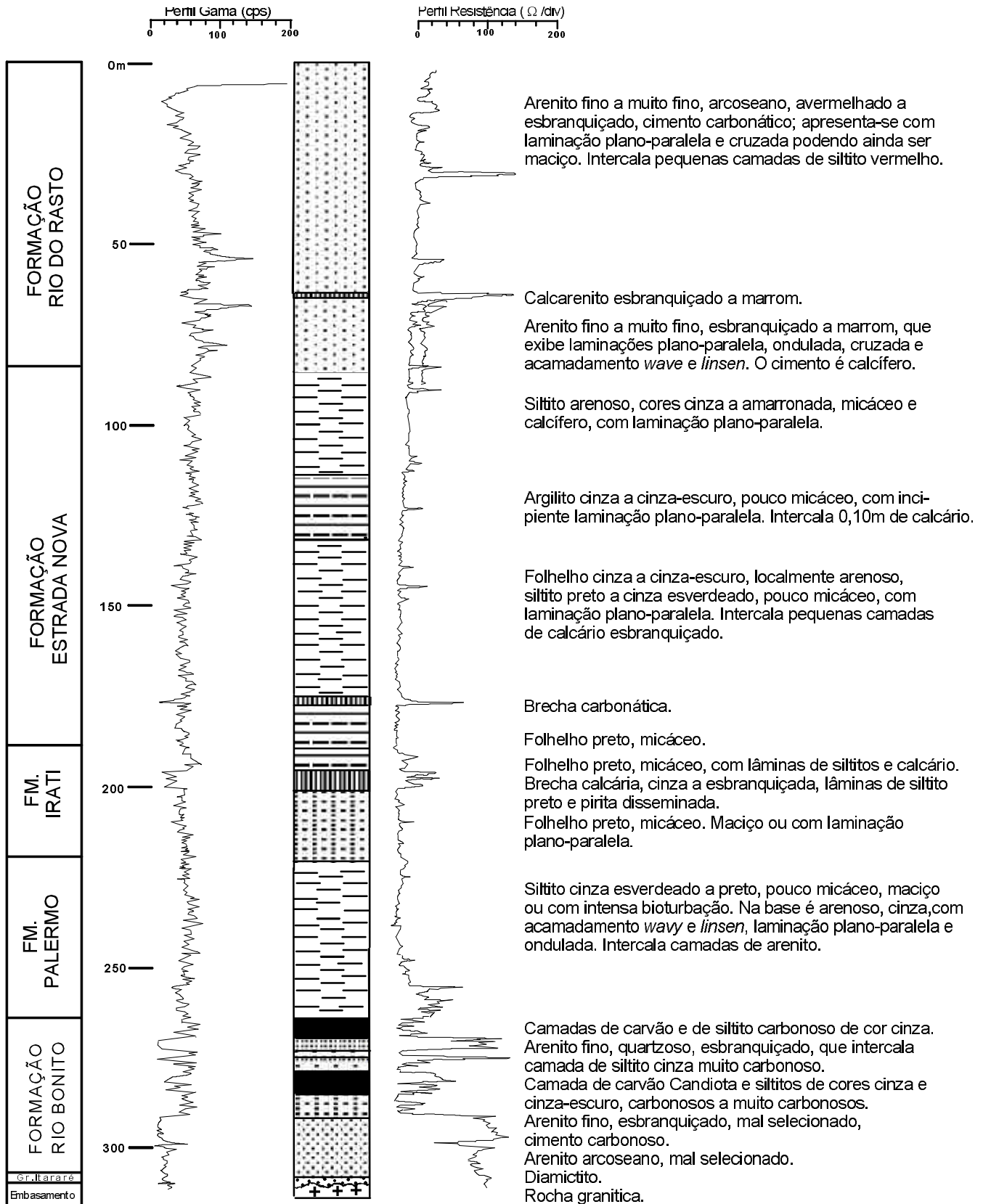


Figura 2.9 – Seqüência sedimentar gonduânica na região de Candiotá. Sondagem SC-101-RS.

que a atravessaram parcial ou totalmente, preenchendo paleovales escavados sobre o embasamento da bacia (Paleovale de Candiota; Pinheiro Machado, 1994). As espessuras são muito variáveis, sendo que os furos de sondagem não registraram litologias atribuíveis à Formação Rio do Sul em áreas com o embasamento relativamente mais alto.

Litologicamente predominam os termos mais grosseiros, orto e paraconglomerados de grânulos e seixos, mal selecionados, do tipo diamictito com matriz siltica, arenosa fina e argilosa. Estão presentes os arenitos finos esbranquiçados, de aspecto porcelânico com matriz argilosa abundante. Os ritmitos várvidos com laminação plano-parelela ou cruzada de pequeno porte (*climbing-ripples*) são mais restritos, em geral situados no topo das seqüências mais espessas, atravessados, por vezes, por seixos pingados de granito. Intercalações de margas, com estrutura *cone-in-cone*, ocorrem em alguns setores.

As litologias dessa unidade e suas estruturas sedimentares caracterizam um ambiente glacial a periglacial, de caráter continental, com predominância de aporte do tipo fluxo de detritos e flúvio-glacial. Pinheiro Machado (1994) reconheceu quatro fácies compondo esses depósitos sedimentares: fácies subglacial, de degelo, glácio-lacustre e flúvio-deltaica. Os folhelhos negros e margas interdigitadas na seqüência seriam o registro de pequenas ingressões marinhas no sistema.

Tomazelli & Soliani Jr. (1982) descreveram um pavimento estriado sobre diamictitos e arenitos conglomeráticos na região de Torrinhas, concluindo por um sentido geral de transporte pelas geleiras de SW para NE.

As espessuras dessa unidade são muito variáveis, desde menores que 1m até pouco mais de 40m, e sua idade é admitida como eopermiana, correspondente ao intervalo Sakmario-Artinskiano (Dias, 1993).

### 2.3.5.3 Grupo Guatá

Este grupo é composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, com grande expressão na folha, tanto em superfície, como em subsuperfície, sendo que a primeira está relacionada às camadas de carvão que compõem a jazida de Candiota.

### Formação Rio Bonito (Unidade 12)

A Formação Rio Bonito aflora por extensas áreas das porções noroeste e sul da folha, preservando-se topograficamente pela existência, em seu terço superior, de arenitos finos, silicificados, resistentes à erosão. Está em contato discordante sobre o embasamento e sobre a Formação Rio do Sul soto-posta (Alves, 1994), e concordante com a Formação Palermo, sobreposta. Muitos de seus contatos laterais são por falhamentos de gravidade. Na região ao norte de Bolena é recoberta ainda pela Formação Santa Tecla de idade terciária.

Os dados palinológicos indicam para a Formação Rio Bonito uma idade eopermiana no intervalo Artinskiano-Kunguriano, conforme Marques-Toigo (1988).

Em outras regiões da bacia, Schneider *et al.* (1974) subdividiram a Formação Rio Bonito nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. No Rio Grande do Sul em geral, e na área da Folha Pedro Osório em particular, apenas a unidade correspondente ao Membro Siderópolis pode ser claramente identificada.

Três conjuntos litológicos são passíveis de serem individualizados dentro da Formação Rio Bonito e estão bem desenvolvidos na área (figura 2.10). O inferior, consta de arenitos médios a grossos, cinza-claros, arcoseanos, localmente conglomeráticos, com grânulos e seixos de rochas metamórficas, ígneas e mais raramente sedimentares. Apresentam camadas com acamadamento normal e estratificação cruzada de médio a grande porte. Associados, e constituindo-se no topo das camadas com gradação normal, ocorrem arenitos finos a muito finos, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte, *climbing-ripples* e laminação paralela. Subordinadamente ocorrem pelitos cinza-escuros a cinza-esverdeados, localmente carbonosos, e ainda leitões e pequenas camadas de carvão. Conglomerados basais de grânulos e seixos com matriz arenosa estão algumas vezes presentes. Frequentemente são encontradas superfícies erosivas de caráter local, e o contato basal com a Formação Rio do Sul do Grupo Itararé é abrupto e erosivo.

O segundo conjunto caracteriza-se pela maior presença de pelitos, representados por siltitos em várias tonalidades de cinza até preto, carbonosos,



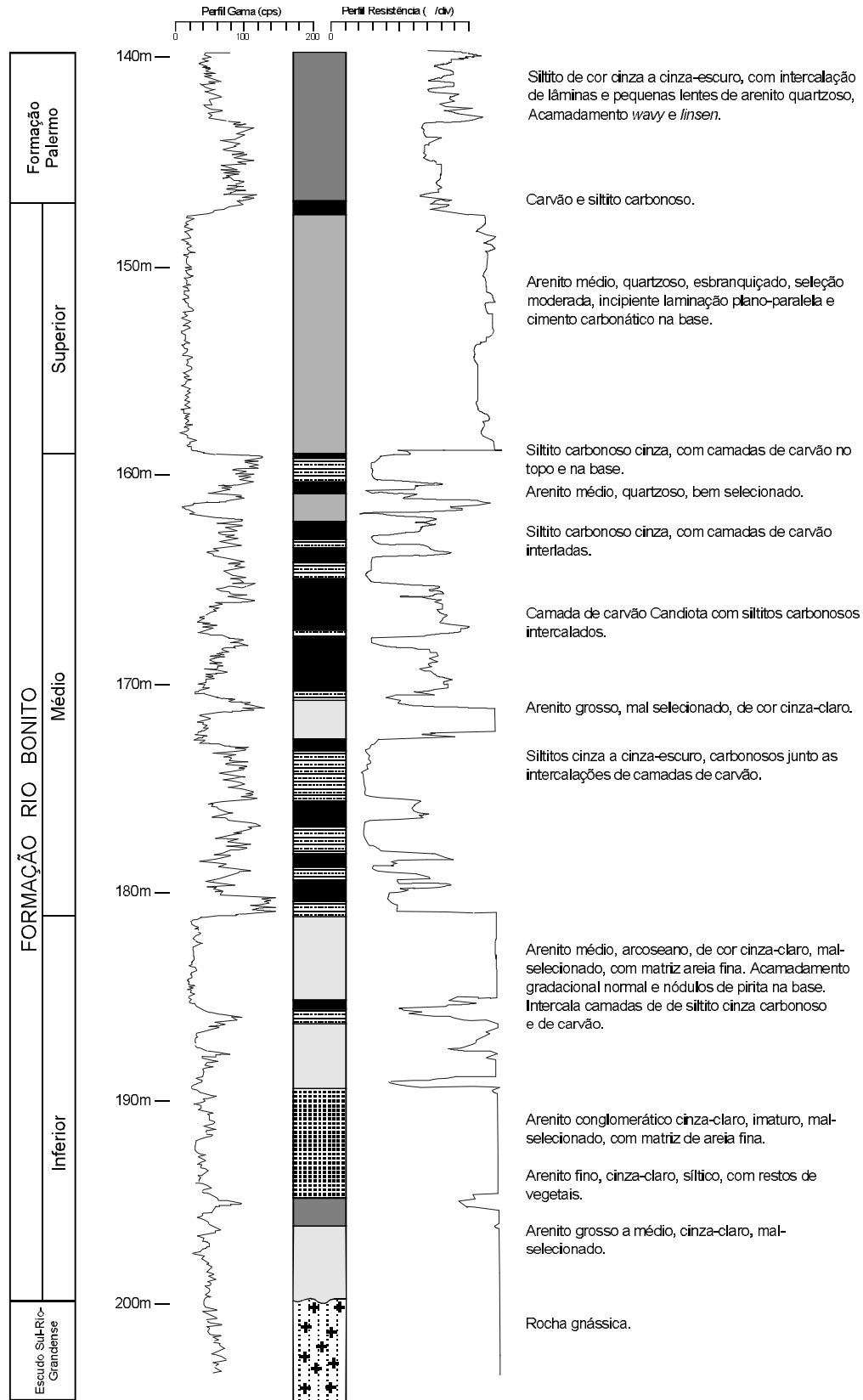


Figura 2.10 – Detalhe da Formação Rio Bonito na bacia de Candiota. Sondagem SC-80-RS.

com areia muito fina dispersa, ou argilosos, maciços, com interlaminações de arenito em *wavy* e *linsen* e leitos e camadas de carvão. Ocorrem camadas intercaladas de arenitos quartzosos, médios a grossos, com estratificação cruzada de médio porte. Este conjunto é o de maior importância, pois aí situam-se as principais camadas de carvão que são exploradas.

O terceiro conjunto é constituído essencialmente por arenitos quartzosos a ortoquartzíticos, finos a médios, cinza-claros a esbranquiçados. Gradação normal, estratificação cruzada de médio a grande porte, alinhamento de grãos, laminação plano-paralela, ondulada, *climbing-ripples*, *flaser* e *drape*, por vezes fluidização e, localmente, bioturbação, são as estruturas sedimentares mais freqüentes nessas rochas. Esses arenitos, de grande expressão lateral, estão silicificados em grandes extensões, e são responsáveis pela preservação contra a erosão das camadas de carvão sotopostas, o que permite a mineração a céu aberto em grandes áreas, especialmente da Camada Candiota.

A deposição da Formação Rio Bonito nessa área deu-se em ambiente continental transicionando a litorâneo e marinho raso para o topo. Na base, leques aluviais e arenitos fluviais; na porção intermediária, carvões, siltitos e arenitos finos, oriundos de sistemas deltaicos, predominando as camadas de turfeiras desenvolvidas atrás das barreiras (*back-barriers*). No topo, distribuem-se as barreiras costeiras e, em direção ao sul, arenitos de planícies de marés são de maior expressão nessa porção da Formação Rio Bonito. Nessa última área, as camadas de carvão do topo estão erodidas ou não foram depositadas, e vão sucessivamente desaparecendo do registro vertical até que, próximo da fronteira com o Uruguai, apenas as camadas mais basais ainda se encontram presentes.

A espessura média da Formação Rio Bonito está ao redor de 55m, podendo ultrapassar 70m em alguns sítios.

### **Formação Palermo (Unidade 11)**

Essa unidade é constituída por siltitos e siltitos arenosos, com intercalações subordinadas de camadas de arenitos médios a grossos, eventualmente com grânulos na base. Sua idade, de acordo com dados palinológicos é posicionada no

topo do Eopermiano, conforme Daemon & Quadros (1970).

Do ponto de vista litológico, a unidade é composta, em seu intervalo inferior, por uma interlaminação de silte e areia fina a muito fina, com laminação ondulada, *wavy* e *linsen*, *drapes*, localmente *flaser*, freqüentemente com bioturbações e fluidizações que deformam a laminação. Intercalados no conjunto são encontrados leitos e lentes de arenito fino a médio, menos comumente grosso a muito grosso com grânulos esparsos e, eventualmente, com estratificação cruzada por truncamento de ondas (*hummocky*). Estes leitos mostram contatos abruptos, erosivos, com as camadas sotopostas, e possuem cimento carbonático.

Na porção superior, a Formação Palermo é constituída por siltitos cinza a cinza-escuros, com alguma areia muito fina, monótonos, com alguma laminação esparsa, plano-paralela e ondulada.

O contato basal da Formação Palermo nessa região pode ser abrupto, erosivo, sobre os siltitos carbonosos e carvões da Formação Rio Bonito. Com os arenitos costeiros dessa última unidade, o caráter erosivo é menos evidente e menos comum, ocorrendo mais como uma transição entre uma fácies predominantemente arenosa, para outra pelítico-arenosa.

Os sedimentos da Formação Palermo depositaram-se num ambiente marinho de plataforma rasa, transgressivos sobre a Formação Rio Bonito, numa costa dominada por ondas, predominantemente abaixo do nível de ação das ondas de tempestades, com períodos de lâmina d'água mais rasa, expondo os sedimentos ao retrabalhamento por tempestades.

A Formação Palermo apresenta espessura média da ordem de 40m, com poucas variações laterais de espessura.

#### **2.3.5.4 Grupo Passa Dois**

Este grupo engloba os últimos depósitos paleozóicos da seção sedimentar da Bacia do Paraná, representados pelas formações Irati, Serra Alta, Terezina e Rio do Rasto. O contato inferior da seqüência é concordante, transicional entre as formações Palermo e Irati. Como anteriormente comentado, as formações Serra Alta e Terezina, bem distintas em Santa Catarina, no Rio Grande do Sul são mapeadas como uma única unidade – Formação Estrada Nova.

### Formação Irati (Unidade 10)

Essa unidade é de caráter pelítico, coloração cinza-escuro a preta, com intercalações de camadas de marga na metade superior. Apresenta um notável grau de uniformidade ao longo de toda a área, com feição muito característica nos perfis geofísicos em subsuperfície. Seu contato com a Formação Palermo sotoposta é concordante.

Litologicamente, na metade inferior da unidade, estão presentes os folhelhos e siltitos cinza a pretos, por alguns autores individualizados como Membro Taquaral. No topo, os mesmos folhelhos e siltitos estão intercalados por leitões e camadas de margas dolomíticas, ocorrendo ainda folhelhos pirobetuminosos, que constituem o Membro Assistência. A estrutura dominante é a laminação paralela, enquanto os intervalos carbonáticos mostram, localmente, marcas onduladas, laminação cruzada e oólitos, brechas intraformacionais, laminação algálica e silicificação dos carbonatos.

Na área em foco a Formação Irati apresenta-se mais espessa do que em outros setores do estado, em média 42m, com duas seqüências individualizadas de rochas carbonáticas, e raras intrusões de rochas básicas.

Os sedimentos que constituem a unidade são de depósitos de plataforma de águas rasas, calmas, com produtividade e preservação orgânica elevadas, e condições locais de restrição. Eventualmente tempestades de grande amplitude produziram brechas intraformacionais, com conteúdo fóssilífero.

Segundo Marques-Toigo (1988), a Formação Irati é do Neopermiano, correspondente ao intervalo Kazaniano.

### Formação Estrada Nova (Unidade 9)

É composta por uma seqüência homogênea de argilitos, siltitos cinza-escuros, usualmente maciços com fratura conchoidal, intercalações de lentes e de concreções calcíferas, que gradam no topo para as mesmas litologias com arenitos muito finos cinza-claros intercalados de calcários, esses com oólitos e estruturas *cone-in-cone*. Seu contato inferior é transicional e concordante com a Formação

Irati. O ambiente de deposição da Formação Estrada Nova variou de marinho de águas calmas na base, abaixo do nível de ação das ondas, para um outro mais raso e agitado, dominado por marés. As estruturas mais comuns são a interlaminação argilito/siltito/arenito muito fino, ondulada e microcruzada, com marcas de onda e *flaser* nos arenitos finos. Sua idade é permiana superior.

### Formação Rio do Rasto (Unidade 8)

Essa unidade é constituída essencialmente de rochas clásticas finas. Na base dominam os pelitos com intercalações de arenitos finos, e a porção superior é predominantemente arenosa com intercalações de pelitos. Essa disposição litológica levou muitos autores a dividirem a Formação Rio do Rasto nas unidades Serrinha (base) e Morro Pelado (topo), não usada neste trabalho, pela dificuldade em identificá-las em superfície, já que são variações graduais.

A Formação Rio do Rasto apresenta cores avermelhadas, dominantes tanto em afloramento quanto nas rochas frescas em subsuperfície. Os siltitos e arenitos apresentam laminação lenticular e paralela, *wavy*, mais comuns nos pelitos, enquanto os corpos arenosos, geralmente finos e bem classificados, mostram ondulações, laminação cruzada e estratificação por truncamento de ondas. Os corpos arenosos apresentam-se com formas lenticulares e sigmoidais.

O contato com a Formação Estrada Nova sotoposta é transicional, marcado pelo progressivo aparecimento de cores avermelhadas e corpos arenosos. O ambiente deposicional dessa unidade caracteriza uma gradual restrição e regressão marinha, sendo marinho raso na base, passando a litorâneo e flúvio-deltaico no topo. Sua posição cro-noestratigráfica é colocada no limite Permiano Superior-Triássico Inferior.

#### 2.3.5.5 Grupo Rosário do Sul

##### Introdução

A seqüência sedimentar aqui referenciada como Grupo Rosário do Sul foi originalmente mapeada (e.g. Tessari & Giffoni, 1970; Picada, 1971) como pertencente à Formação Caneleiras, unidade

criada por Tessari & Picada (1966), e para a qual os autores atribuíram uma idade devoniana.

A posterior identificação de fósseis de vertebrados na seção superior da seqüência, permitiu correlacioná-la à Formação Santa Maria (Triássico Médio-Superior) do Grupo Rosário do Sul (Faccini *et al.* 1990). Em face dessa correlação, esses últimos autores sugeriram o abandono do termo Caneleiras; entretanto, o posicionamento cronoestratigráfico da porção inferior do pacote sedimentar permaneceu indefinido, razão pela qual a designação original Caneleiras foi mantida em trabalhos posteriores, embora posicionando a unidade ao nível do Grupo Rosário do Sul (*e.g.* Ramgrab *et al.*, 1993; Menegat & Scherer, 1993).

Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (1990), no mapeamento da mesma área enfocada neste relatório, utilizaram a denominação Seqüência Vulcano-Sedimentar Caneleiras para referir a esse pacote sedimentar, tendo em conta a descrição de derrames basálticos intercalados (Jost, 1981) e a ocorrência de depósitos vulcanoclásticos em sua seção superior mencionada por Burguer Jr. *et al.* (1988).

No decorrer do mapeamento foi efetuada uma revisão dos afloramentos da denominada Formação Caneleiras ao longo da BR-392, desde a sul de Santana da Boa Vista (Folha Cachoeira do Sul) até a região dos arroios Moirão-Bica (Folha Pedro Osório). Essa revisão permitiu constatar que a designação Caneleiras estava sendo empregada para nominar seqüências sedimentares distintas em idade, posicionamento estratigráfico e conteúdo litológico, passíveis de serem individualizadas (figura 2.11). Dessa forma, corrobora-se com a sugestão de Faccini *et al.* (1990) no sentido do abandono completo do termo Caneleiras, devendo-se registrar as diferentes seqüências sedimentares que foram reunidas sob essa designação, por sua nomenclatura própria, coerente com o seu posicionamento estratigráfico e conteúdo litológico. Por outro lado, para o caso das rochas sedimentares ocorrentes na Folha Pedro Osório, constatou-se que elas podem ser correlacionadas a diferentes unidades triássicas da seqüência gonduânica reunidas no Grupo Rosário do Sul (formações Passo das Tropas, Sanga do Cabral e Santa Maria). Tendo em conta a impossibilidade de individualização dessas unidades na escala utilizada no mapeamento, optou-se por mantê-las em grupo.

## Distribuição e Relações de Contato

As rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul ocupam uma área de 350km<sup>2</sup> na Folha Pedro Osório, abrangendo os terrenos do vale do rio Camaquã, entre os cursos dos arroios Boici e Moirão-Bica, cortados transversalmente pela BR-392. Conformam uma planície de relevo pouco acidentado, circundada por elevações sustentadas pelas rochas do embasamento cristalino. Localmente, testemunhos dessa unidade assentam sobre esse embasamento, constituindo feições mesiformes, das quais a mais destacada é a que constitui a região do Chapadão.

As rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul assentam em discordância sobre os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos, rochas granitóides e litologias sedimentares eo-paleozóicas. Nessa área, em que o pacote sedimentar foi preservado em um bloco tectonicamente abatido, o contato noroeste com os metamorfitos Porongos se faz por falha normal. O mesmo ocorre no contato com as rochas graníticas a sudeste, que é marcado pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. Entretanto, como se observa nessa zona de contato, as litologias da unidade não foram afetadas pela movimentação principal dessa zona de cisalhamento, onde se apresentam com atitudes subhorizontalizadas (<15<sup>o</sup>), sugerindo que essa área já constituía uma depressão tectônica à época da deposição desses sedimentos gonduânicos.

As rochas desse grupo são cortadas por diques de diabásio e por intrusões de rochas alcalinas (Suíte Alcalina Passo da Capela) que se manifestam na forma de chaminés e de corpos filonianos. No contato com essas intrusões as rochas sedimentares mostram-se estruturalmente perturbadas e alteradas hidrotermalmente.

## Litologias

Na área em foco o Grupo Rosário do Sul é composto predominantemente por arenitos finos a médios, de cores avermelhadas, com intercalações de camadas de pelitos também vermelhos, e ocorrência subordinada de arenitos grossos e conglomerados, que compõem a base da unidade na região do arroio Boici.

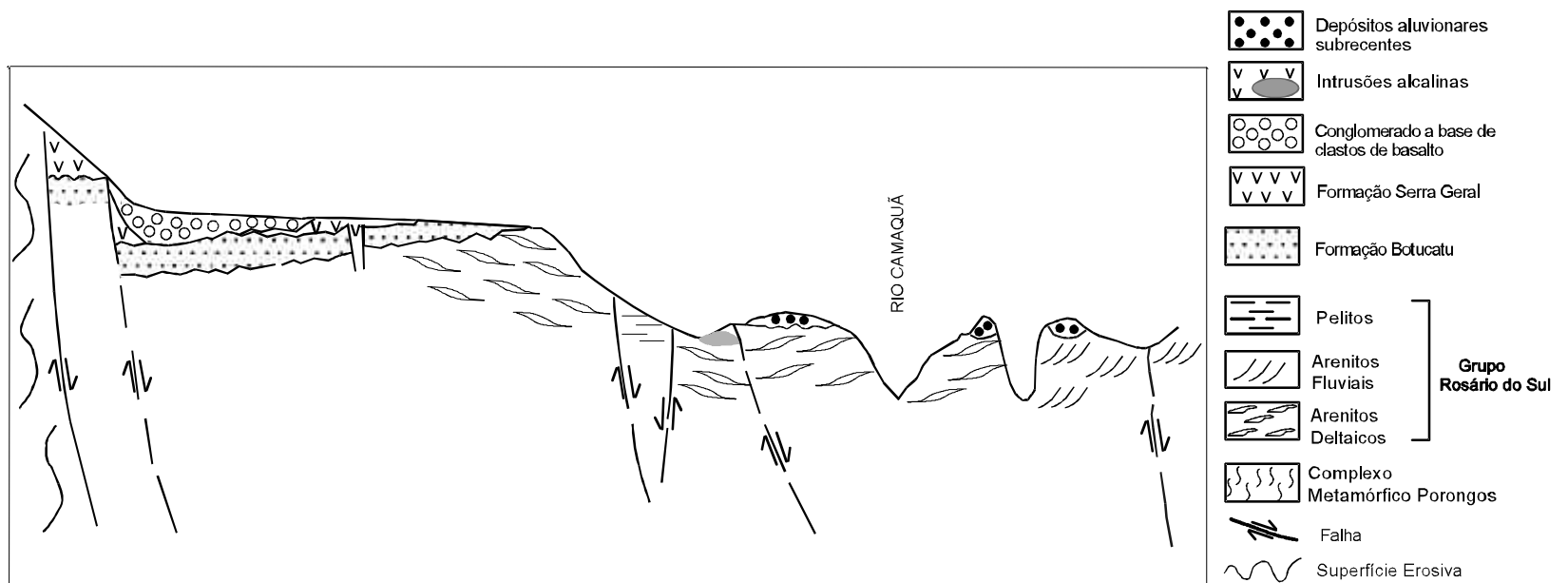
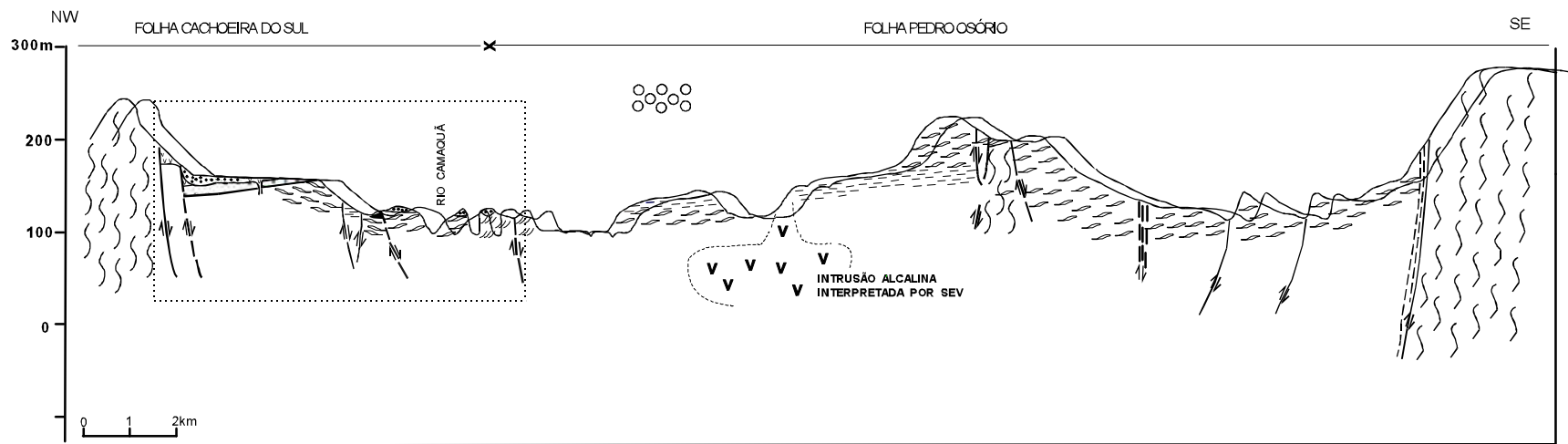


Figura 2.11 – Seção geológica ao longo da BR-392.

Os arenitos apresentam-se em três condicionamentos distintos, exibindo sempre cores róseas a avermelhadas:

a) Arenitos grossos a muito grossos em camadas lenticulares, com espessuras de 0,7m a 1,7m, amalgamados, eventualmente conglomeráticos e com intraclastos de pelitos. Exibem estratificação cruzada acanalada, cruzada tabular, de médio porte e acamadamento gradacional normal. O contato inferior sobre as camadas pelíticas é abrupto, através de superfície erosiva de forma acanalada.

b) Arenitos médios a muito finos, em camadas lenticulares com geometria sigmoidal, espessuras da ordem de 0,3m a 1,0m, maciços ou com estratificação cruzada tangencial. Podem ocorrer em camadas isoladas, separadas por camadas de pelitos, ou amalgamados, compondo conjuntos de camadas que podem atingir espessuras da ordem de 6,0m. Os contatos basais não mostram evidências de erosão.

c) Arenitos finos a muito finos, em camadas tabulares com espessuras de 0,5cm a 10cm, maciços ou exibindo laminação plano-paralela ou *climbing-ripples*. São de ocorrência restrita, intercalados com camadas pelíticas, sem feições basais erosivas.

Os conglomerados são clastos suportados (ortoconglomerados), constituídos predominantemente por seixos de quartzo de veio, granitos e intraclastos pelíticos, com matriz de arcóseo grosso. O contato com as camadas subjacentes é abrupto, através de superfície erosiva com forma de canal (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990).

Os pelitos são avermelhados, podendo ocorrer maciços ou com laminação plano-paralela. Normalmente as camadas são pouco espessas, intercalando-se com as camadas lenticulares ou tabulares de arenitos.

As direções das paleocorrentes indicam transporte de sudeste para noroeste.

O sistema deposicional interpretado é idêntico ao modelo flúvio-deltaico proposto por Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* (*op. cit.*), com os pelitos representando as áreas de pró-delta; os arenitos muito finos a médios intercalados com camadas pelíticas ou amalgamados compondo a frente deltaica (barras de desembocadura); e os arenitos grossos, com base erosiva e os conglomerados constituindo os depósitos fluviais.

Na área, a espessura dessa unidade pode ser estimada em 150m, desconsiderando-se as diversas repetições de camadas em razão dos falhamentos. A reavaliação dos dados de sondagens elétricas verticais (SEV's) realizadas na região (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, *op. cit.*), também sugere espessuras dessa ordem.

## Idade

Segundo Lavina (1991), o Grupo Rosário do Sul abrange as rochas sedimentares triássicas, desde o Scyntiano para a Formação Sanga do Cabral, ao início do Noriano para a Formação Santa Maria, e jurássicas (?) da Formação Mata.

### 2.3.6 Magmatismo Básico

As rochas sedimentares gonduânicas são cortadas por intrusões básicas na forma de soleiras e diques de diabásio, e por intrusões alcalinas (Suíte Alcalina Passo da Capela), essas afetando exclusivamente as rochas triássicas do Grupo Rosário do Sul. Os diques de diabásio apresentam, petrograficamente, termos com ou sem olivina, os últimos em corpos de direção NE e que podem ser correlacionados à Formação Serra Geral do Juro-Cretáceo. Os diques de olivina-diabásio, mais expressivos na área, constituem corpos de grandes dimensões, orientação preferencial NW e de posicionamento estratigráfico ainda não definido.

#### 2.3.6.1 Diques de Olivina Diabásio ( $\beta$ )

Corpos de olivina diabásio de grande extensão, na forma de diques e soleiras, associados a lineamentos NW-SE, têm sido registrados em diversos setores das folhas Pedro Osório e Cachoeira do Sul (e.g. Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro, 1966, 1970, 1977; Eckert, 1971; Tessari & Giffoni, 1970; Horbach *et al.* 1986; Orlandi F<sup>o</sup> *et al.* 1990).

A ocorrência mais expressiva desses corpos hipobassais situa-se na região do arroio Rondinha, na porção centro-norte da Folha Pedro Osório, correspondendo a um dique de direção N77°W, aflorante por uma extensão de 16km e possança de até 200m (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, *op. cit.*). Tessari & Giffoni (*op. cit.*) reuniram esses corpos de olivina diabásio sob a designação de Diabásio Rondina, indicando

a exposição do arroio Rondinha como localidade de referência.

As juntas e falhas NW-SE, às quais se associam esses corpos hipoabissais aparecem como importantes lineamentos magnéticos nos mapas aerogeofísicos disponíveis. Entre estes, o mais significativo é o que atravessa a Folha Pedro Osório segundo a direção N60°-70°W, por uma extensão superior a 100km, estendendo-se desde o limite oriental da folha, até a região do arroio Velhaco, no seu setor noroeste. Os vários perfis de modelamento efetuados ao longo deste lineamento magnético, evidenciam seu preenchimento por corpos básicos, com atitude vertical ou subvertical com caimento para SW. Em áreas em que esses corpos afloram, como ao sul e leste de Piratini ou na região do arroio Velhaco, foi possível caracterizá-los como olivina diabásios (Orlandi F° *et al.*, 1990).

Na região do arroio Traíras, no setor noroeste da folha, Eckert (1971) mapeou dois corpos tabulares, com cerca de 1,2km<sup>2</sup> e 0,1km<sup>2</sup> de área, respectivamente, descrevendo-os como *sills* sobrepostos a rochas sedimentares eo-paleozóicas e capeados por arenitos terciários da Formação Santa Tecla. Neste levantamento constatou-se que, pelo menos em parte, esses corpos tabulares se sobrepõem a rochas gonduânicas da Formação Rio Bonito e, assim, pelas relações estratigráficas locais, parecem constituir soleiras intercaladas nessa unidade.

Os olivina diabásios apresentam-se, mesoscopicamente, como rochas compactas, isotrópicas, de coloração cinza-escuro a preto, com granulação desde fina até grossa (gabróide). Caracterizam-se por uma textura ofítica a subofítica, sendo constituídos por plagioclásio (labradorita), clinopiroxênio e, subordinadamente, olivina, apatita e opacos (Eckert, 1971; Tessari & Giffoni, 1970; Horbach *et al.*, 1986). Os dados petrográficos apresentados por Viero & Roisenberg (1994) indicam que o clinopiroxênio é titano-augita com ferrossilita e significativos teores de Na<sub>2</sub>O e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, enquanto a titanomagnetita constitui o óxido principal, com a pirita ocasionalmente registrada.

Os olivina diabásios têm sido considerados mesozóicos, tendo em vista o posicionamento de algumas soleiras intrusivas em rochas gonduânicas, e a sua correlação geral como equivalentes temporais dos derrames basálticos da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo).

Ribeiro (1977, 1980) caracterizou os fraturamentos NW aos quais se associam esses corpos hipoabissais, como suturas profundas por onde ascendeu o material magmático que deu origem aos diques de olivina-diabásio, bem como as rochas alcalinas conhecidas na região. Horbach *et al.* (1986) também sugeriram uma comagmaticidade entre os olivina-diabásios e as rochas alcalinas, essas com determinações radiométricas entre 92,8Ma e 76,0Ma (Cretáceo Superior), reunindo-os na Suíte Alcalina Passo da Capela; apresentaram uma datação de 100Ma (K/Ar) em plagioclásio de olivina-diabásio.

Viero & Roisenberg (*op.cit.*) consideram os olivina-diabásios como representativos de um magmatismo básico alcalino mesozóico, mas salientam que, com base nos dados litoquímicos e de cálculo de balanço de massa, há impossibilidade de eles serem cogenéticos com as rochas alcalinas da Suíte Alcalina Passo da Capela.

No âmbito da Folha Pedro Osório constata-se que os olivina diabásios, como na exposição do arroio Rondinha, são recobertos pelas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, consideradas do Triássico Médio-Superior, pelo seu conteúdo fossilífero; e que as soleiras ocorrentes no arroio Traíras estão intercaladas em rochas da Formação Rio Bonito (Permiano Inferior-Superior). Dessa forma, pelas relações estratigráficas locais, este magmatismo se posiciona entre o Permiano Superior e o Triássico Médio e, portanto, deve constituir um magmatismo independente que antecedeu ao magmatismo toleítico da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo).

### 2.3.6.2 Suíte Alcalina Passo da Capela (λ)

As rochas de natureza alcalina que compõem a Suíte Alcalina Passo da Capela (Horbach *et al.* 1986) foram originalmente referidas por Ribeiro & Teixeira (1970). Em 1971, Ribeiro descreveu essas chaminés alcalinas ocorrentes na fossa do arroio Moirão, ao sul do rio Camaquã, caracterizando uma Província Alcalina no Rio Grande do Sul. Desde então, essas rochas têm sido objeto da atenção de diferentes pesquisadores (*e.g.* Pinto *et al.*, 1975; Ribeiro, 1978; Horbach *et al.*, 1986; Barbieri *et al.*, 1987; Burguer Jr. *et al.*, 1988).

Horbach *et al.* (1986) que introduziram formalmente a designação Suíte Alcalina Passo da Cape-

la, incluíram também nessa unidade os diques de olivina diabásio registrados na região. Entretanto, como discutido anteriormente, as relações estratigráficas e os dados petrológicos (Viero & Roisenberg, 1994) não favorecem essa associação, de forma que a designação Suíte Alcalina Passo da Capela é aqui empregada para referir exclusivamente as intrusões de composição tefrito-fonolítica.

As rochas alcalinas afloram na forma de condutos de pequeno diâmetro, máximo de 800m e média de 300m, de forma semicircular a elipsoidal, que se distribuem em ambas as margens da rodovia BR-392, na porção centro-norte da Folha Pedro Osório. Essas chaminés são intrusivas nas rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, bem como em metamorfitos e granitóides do embasamento pré-gonduânico. Nas zonas de contato, as rochas sedimentares encaixantes mostram-se estruturalmente perturbadas e afetadas por fenômenos de hidrotermalização e silicificação.

Burguer Jr. *et al.* (1988) destacam a posição espacial desses *spots*, segundo uma direção geral NW-SE, no entrecruzamento com falhas N 45°E e N 30°E.

Diques e apófises de rochas alcalinas, mostrando igualmente controle às estruturas NW-SE e NE-SW distribuem-se pela área afetando, tanto as rochas cristalinas como a cobertura sedimentar.

O mapeamento geológico da Folha Pedro Osório permitiu ampliar a área de distribuição dessa província alcalina, com a identificação de diversos corpos filonianos, especialmente no setor nordeste da folha. Igualmente, o mapeamento geológico da Folha Arroio da Bica (UFRGS, 1995) registrou duas novas intrusões de alcalinas afetando rochas graníticas. Foi incluída também nessa unidade, um corpo de brecha ígnea, com cerca de 20m de diâmetro, identificado nas proximidades da cidade de Canguçu, e que pelas características estruturais e mineralógicas, assemelha-se a um *pipe* kimberlítico (Caldasso & Sander, 1994).

Conforme Orlandi F° *et al.* (1990), as rochas alcalinas apresentam colorações em tons cinza-esverdeado, cinza-escuro e cinza-claro, textura porfirítica, com fenocristais, da ordem de 2mm, de feldspatos alcalinos, feldspatóides e piroxênios, aleatoriamente distribuídos numa matriz afanítica. Ao microscópio caracterizam-se por uma textura porfirítica, com fenocristais idiomórficos de sanidina, nefelina, albita, aegerina-augita e melanita; os três úl-

timos apresentando zonações bem desenvolvidas. O plagioclásio, quando presente, está corroído ou manteado por bordas de feldspato alcalino.

A textura da matriz varia de traquítica a pilotaxítica, sendo evidente a orientação de fluxo magmático. Nessa matriz identificam-se ripas de sanidina e albita, pequenos grãos de aegerina-augita e, muito raramente, cristais de biotita com bordas opacas. Apatita e esfênio são acessórios, ocorrendo como micrólitos idiomórficos. Como minerais secundários estão presentes carbonatos, zeólitas, cancrinita, sericita, clorita e óxidos de ferro.

Considerando as características texturais e o conteúdo mineralógico, essas rochas são classificadas como fonolitos tefríticos, fonolitos e tefritos fonolíticos.

A brecha ígnea aflorante a leste da cidade de Canguçu ocorre como uma massa bastante alterada de cor castanho-esverdeado a castanho-escuro, em que estão imersos fragmentos de rocha (granito, quartzito, milonito, andesito) de dimensões centimétricas a decimétricas, e cristais, com dimensões entre 3mm e 2,5cm, de mica preta (flogopita), ilmenita, granada (piropo ?) e de um máfico de cor verde-escuro na forma de prismas curtos (diopsídio ?). Tanto os fragmentos de rochas como os cristais mostram-se arredondados, como se tivessem sido movimentados por fluidização. A matriz, totalmente argilizada e oxidada, não permite a distinção de sua composição mineralógica ao microscópio.

Os diques são de pequena possança (5m) e apresentam-se, em geral, bastante intemperizados. São rochas de coloração verde-claro, com textura afanítica ou porfirítica, neste caso, com raros fenocristais de tamanho médio a fino (2mm - 0,5mm), imersos em matriz afanítica. Amostras desses diques que possibilitaram estudo microscópico, revelam fenocristais de feldspatos alcalinos, feldspatóides e máficos. Estes, são de piroxênio do tipo aegerina e, secundariamente, de um anfibólio verde (hornblenda ?), ambos na forma de cristais aciculares. A matriz consta de uma mesótase de microscristais de feldspato alcalino e feldspatóide, agulhas de máficos e vidro devitrificado.

Do ponto de vista químico, as rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela apresentam altos teores em álcalis ( $K_2O + Na_2O$ ), caráter nitidamente miasquítico, com teores de nefelina normativa variáveis



entre 0,5% e 25%. O índice albitico para essas rochas varia entre 0,4 e 0,7 (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990).

De acordo com Barbieri *et al.*, (1987) as razões iniciais Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup> para as rochas dessa unidade variam entre 0,70461 e 0,70568, o que suporta a interpretação de que essas rochas derivaram de fusões básicas alcalinas por processos de cristalização fracionada.

Os mesmos autores apresentam doze determinações K/Ar realizadas em rochas da Suíte Alcalina Passo da Capela, as quais forneceram uma idade média de 84,6Ma para o evento, havendo inclusive uma correlação entre idade e evolução desse magmatismo, com 92,8Ma - 89,3Ma em tefritos fonolíticos (menos diferenciados); 85,2Ma - 80,8Ma em fonolitos; e 83,3Ma - 76,0Ma em fonolitos peralcalinos (mais diferenciados).

### 2.3.7 Coberturas Cenozóicas

As coberturas cenozóicas ocorrentes na folha compreendem os sedimentos continentais de Formação Santa Tecla, uma delgada cobertura terciária que se sobrepõe às rochas gonduânicas e cristalinas na porção central do escudo, e os depósitos continentais, transicionais e marinhos que, na porção oriental do estado, contornam os limites do embasamento, compondo o domínio da Planície Costeira. Na área em foco, essa cobertura sedimentar tem sua maior expressão superficial no canto sudeste da folha, ao longo da várzea do rio Piratini. Faixas aluvionares expressivas, caracterizadas por sedimentos inconsolidados (areias, cascalhos, argilas), são ainda encontradas ao longo dos rios Camaquã, Negro, Jaguarão, Piratini e seus afluentes.

#### 2.3.7.1 Formação Santa Tecla (Unidade 6)

Essa unidade foi criada por Carvalho (1932) sob a denominação de Série Santa Tecla e tendo por localidade-tipo a serra homônima situada ao norte da cidade de Bagé. Trabalhos posteriores de Formoso & Willig (1966), Tessari & Giffoni (1970) e Horbach *et al.* (1986) vieram a caracterizar melhor a unidade, tanto do ponto de vista litológico, quanto ao seu posicionamento estratigráfico.

A Formação Santa Tecla ocorre na porção ocidental da folha, ao norte e noroeste de Hulha Ne-

gra, e estende-se para oeste, para além dos limites da área mapeada. Morfologicamente corresponde a um grande platô com uma drenagem dendrítica pouco encaixada e grande número de lagos, o que a torna muito característica em fotografias aéreas. Nas bordas desse platô, onde a erosão seccionou mais profundamente seus sedimentos, desenvolve feições tabulares características, compondo pequenas elevações de topo achatado e vertentes íngremes. Essas feições, todavia, como ressaltaram Tessari & Giffoni (*op. cit.*), podem dar origem a interpretações errôneas, uma vez que os arenitos do topo da Formação Rio Bonito podem responder fisicamente da mesma forma. Esse fato foi constatado no âmbito da Folha Pedro Osório, razão pela qual houve uma redução na área mapeada da Folha Santa Tecla, quando comparada aos mapas geológicos precedentes.

A Formação Santa Tecla constitui uma cobertura que assenta discordantemente tanto sobre as unidades gonduânicas como sobre rochas do embasamento pré-gonduânico, conforme registrado em diversos furos de sondagem realizados na região (figura 2.12).

Litologicamente está representada por arenitos e conglomerados que constituem um pacote maciço com estratificação pouco evidente ou ausente, e que foi afetado por fenômenos posteriores de silicificação e ferrificação.

Em afloramento os arenitos apresentam um aspecto cavernoso, sendo mais comuns os arenitos ferruginosos, friáveis, avermelhados. Subordinadamente ocorrem arenitos com cimento silicoso de coloração esbranquiçada, amarelada e também rósea, bastante resistentes. São comuns ocorrerem associadas, concreções silicosas de hábito mame-lonar, distribuídas ao longo de certos níveis ou concentradas na superfície.

Os arenitos que compõem a Formação Santa Tecla, conforme descrições dos furos de sondagem, são finos, bem selecionados, constituídos por grãos de grãos de quartzo arredondados a subarredondados, com grânulos de quartzo e feldspato dispersos. Localmente apresentam matriz argilosa e cimento carbonático ou ainda concreções carbonáticas. Não apresentam estratificação visível, salvo em raros casos, em que se intercalam níveis de um argillito róseo, localmente carbonático. Descrições mais completas desses arenitos são encontradas em Formoso & Willig (1966).

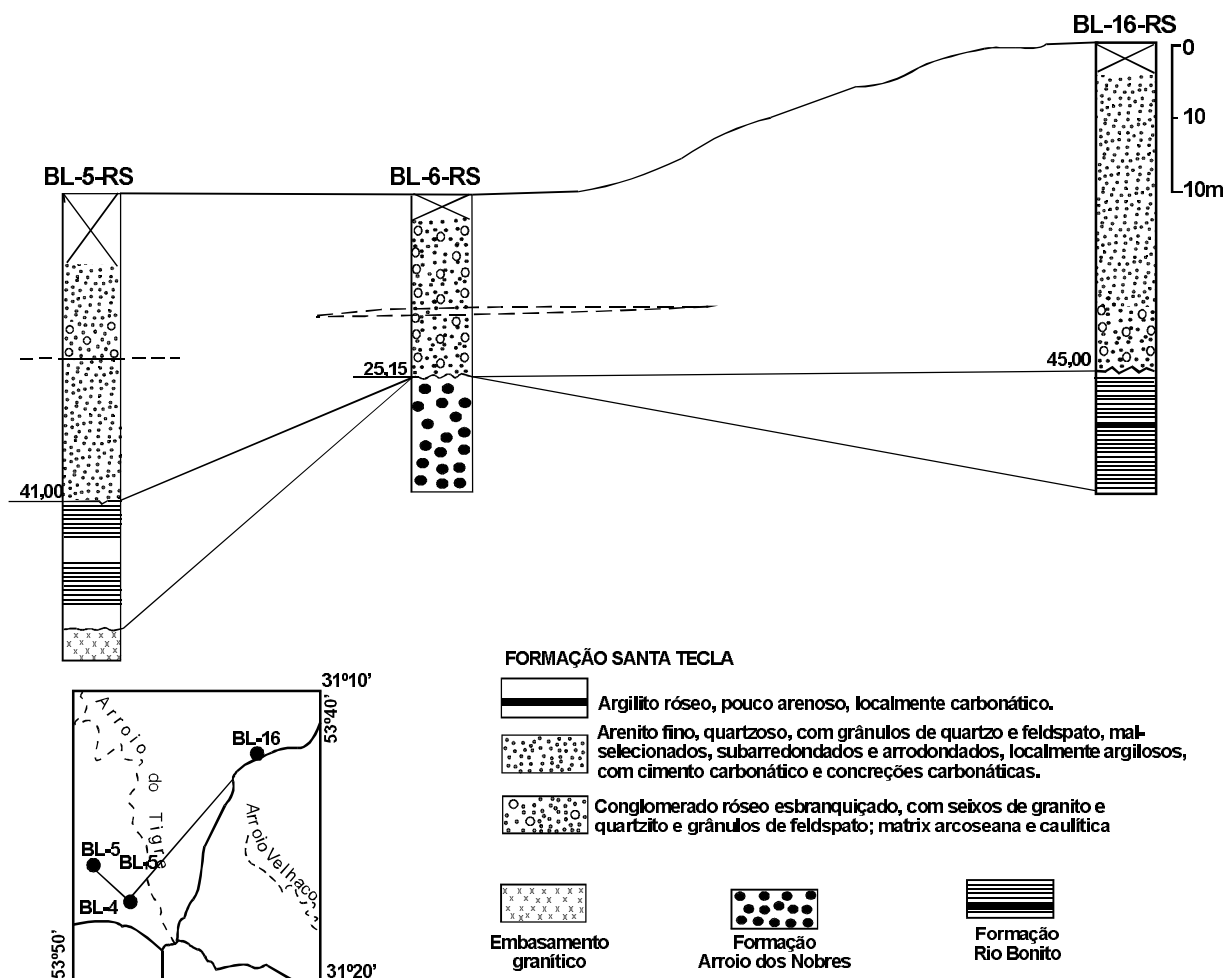


Figura 2.12 – Seção através dos furos BL-5-RS, BL-6-RS e BL-16-RS, mostrando as diversas litologias que compõem a Formação Santa Tecla.

Os conglomerados são de ocorrência mais restrita, situando-se normalmente no terço inferior do pacote ou junto ao próprio contato inferior. Apresentam coloração rósea ou esbranquiçada devida ao cimento silicoso ou carbonático, e matriz arenosa ou caulínica, que envolve grânulos de quartzo e seixos arredondados de granito e quartzo. O conjunto possui aparência grosseira, imatura, com os seixos dispersos caoticamente (Tessari & Giffoni, 1970).

A espessura da Formação Santa Tecla é bastante variável, sendo a máxima de 45m registrada na sondagem BL-16-RS (figura 2.11).

Tessari & Giffoni (*op. cit.*) constataram que a Formação Santa Tecla não foi afetada pelas falhas e fraturas que alcançaram toda a seqüência sedimentar gonduânica, e admitiram que a deposição da unidade se processou após terem cessado as

últimas manifestações tectônicas relacionadas ao vulcanismo basáltico juro-cretáceo da Formação Serra Geral. Em razão disso, admitiram que a unidade seria posterior ao Cretáceo, possivelmente do Terciário Inferior. Os trabalhos de campo na Folha Pedro Osório vieram a confirmar essas observações. Adicionalmente, a ausência de relações de contato com as rochas alcalinas da Suíte Intrusiva Passo da Capela, reconhecidamente de posicionamento cronológico no Cretáceo Superior, também aponta para uma idade terciária para essas litologias.

### 2.3.7.2 Planície Costeira (Unidades 4 e 5)

A parte sudeste da folha apresenta suas áreas de embasamento contornadas por sedimentos ce-

nozóicos costeiros que, ao longo do rio Piratini, fazem interfácies com os sedimentos aluvionares.

O estudo desses sedimentos costeiros só pode ser compreendido, se for levado em conta o contexto evolutivo regional, com a deposição dessas litologias sendo o resultado dos eventos transgressivos-regressivos relacionados aos processos glácio-eustáticos que se iniciaram ao final do Terciário, conforme originalmente defendido por Villwock, 1972; Villwock, 1984; e Villwock & Tomazelli, 1996. A cartografia dessa cobertura foi baseada em mapeamento anterior (Wildner, 1985; Wildner *et al.*, 1988), em que foram delimitadas unidades litoambientais; essas unidades quando cartografadas permitem traçar a sucessão daqueles eventos geológicos que culminaram com a modelagem da atual Planície Costeira.

Na Folha Pedro Osório só estão representados os depósitos das porções mais externas da bacia costeira, correspondentes aos leques aluviais e aos terraços lagunares; os últimos correspondendo aos sedimentos depositados atrás das barreiras que se formaram com primeiras transgressões marinhas do início do Quaternário.

### **Leques Aluviais (Unidade 5)**

Correspondem aos depósitos gravitacionais de encosta que gradam para sistemas de leques aluviais e canais anastomosados. Esses depósitos de sedimentos situam-se na interfácies entre as rochas do escudo e a bacia cenozóica, sendo constituídos predominantemente por arenitos arco-seanos, semiconsolidados, com fácies localizadas siltico-argilosas e areno-conglomeráticas, de cores claras, variando entre o cinza-amarelado e o marrom-avermelhado, onde são comuns estruturas do tipo plano-acanalada e de corte e preenchimento.

Apesar de toda a borda da bacia cenozóica estar representada por esses sedimentos clásticos, derivados da dissecação das terras altas adjacentes, nem todos os depósitos identificados são equivalentes em idade. Isso porque os efeitos do retrabalhamento e desenvolvimento dos depósitos de encosta certamente persistem até os dias atuais, gerando dúvidas quanto aos limites entre as litologias depositadas nos primeiros estágios de desenvolvimento da bacia, ou nos períodos subsequen-

tes da sedimentação. Foram ainda relacionados a esses depósitos, os sedimentos que ocupam o vale do arroio Santo Antonio, no sopé da serra dos Gomes, no limite setentrional da folha. São conglomerados, arenitos e argilitos de cores avermelhadas, levemente litificados; sobre esses depósitos ocorre uma estreita faixa aluvionar.

### **Terraços Lagunares (Unidade 4)**

Como antes descrito, esses depósitos foram formados pelo assoreamento dos corpos lagunares que se formaram na porção interna de cada barra desenvolvida em cada transgressão marinha do Quaternário. O preenchimento desses corpos lagunares por mantos de aspersão eólica e por sistemas fluviais restritos levavam à formação de extensos terraços lagunares (Wildner *et al.*, 1988).

Na Folha Pedro Osório esses terraços lagunares correspondem às terras planas e baixas (altitude 30m) que ocupam o extremo-sudeste da folha e são cortadas na porção central pelo curso do rio Piratini. Litologicamente compreendem fácies areno-siltico-argilosas de coloração creme-clara, em depósitos inconsolidados. Na área em foco são registrados dois níveis desses terraços, relacionados à primeira (4b) e à segunda (4a) transgressão marinha no Quaternário.

#### **2.3.7.3 Depósitos Aluvionares (Unidades 1, 2 e 3)**

Os depósitos aluvionares registrados na área da Folha Pedro Osório incluem os depósitos de tálus, depósitos coluvionares e aluviões subatuais e atuais.

Depósitos de Tálus (Unidade 3) – Esses depósitos foram observados principalmente na encosta da serra do Veleda, acidente topográfico que marca a zona de falha da Açotéia, na porção ocidental da folha. Os depósitos são formados por blocos de rocha e agregados que, carregados pela gravidade, atulham os vales em forma de “V” da porção montante dos cursos d’água.

Depósitos Coluvionares (Unidade 2) – Os depósitos coluvionares mais expressivos foram registrados na área sedimentar gonduânica, às margens do arroio Candiota. Trata-se de produto de alteração de rochas, constituído especialmente por silte e argila.

Aluviões (Unidade 1) – São encontradas ao longo dos principais cursos d'água, em especial no rio Camaquã e seus afluentes Restinga, Boici, Bica, Pantanoso e das Pedras, e no baixo curso do rio Piratini. Na porção ocidental da área, sobre os terrenos sedimentares gonduânicos, as faixas aluvionares acompanham os cursos dos rios Negro e Jaguarão, bem como de seus afluentes do Vime e Candiota. Estes cursos d'água apresentam planícies aluviais mais amplas, o que é explicado pela natureza sedimentar pouco resistente das litologias vizinhas, e por sua situação em terrenos relativamente planos e baixos. Como consequência, no regime de chuvas, os rios e arroios transbordam de suas margens, indo ocupar a planície de inunda-

ção, onde se dá uma sedimentação fina. Nessas drenagens os aluviões são formados por areias finas e materiais silício-argilosos, com depósitos rudáceos muito restritos.

Ao contrário, os demais cursos d'água correm sobre terrenos cristalinos, e seus produtos aluvionares são mais grosseiros, com areias grossas e cascalhos dominantes. Mesmo no rio Piratini, cuja faixa aluvionar desenvolveu-se essencialmente sobre terrenos sedimentares, os materiais transportados são mais grosseiros, vindos dos terrenos cristalinos de montante. Esse rio apresenta também uma ampla planície aluvionar, podendo-se distinguir os depósitos subatuais (1b), dos depósitos atuais (1a).

# 3

---

## GEOLOGIA ESTRUTURAL/TECTÔNICA

### 3.1 Introdução

A discussão sobre a evolução estrutural das rochas que afloram na Folha Pedro Osório apresentada neste capítulo, segue o arcabouço de compartimentação nos domínios magnéticos Ocidental, Central e Oriental, previamente discutido no Capítulo 2 (figura 2.4). Esses domínios, que estão separados entre si por intensos lineamentos magnéticos, correspondentes possivelmente a zonas de suturas translitosféricas ( *cf.* Fernandes *et al.*, 1995 a, b, c), são interpretados como unidades geotectônicas fundamentais da colagem orogênica (*sensu* Sengör, 1990), de forma que está relacionada a essa colagem, a quase totalidade das áreas de afloramentos de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Seguindo-se aos estágios de colisão estabeleceram-se possantes zonas de cisalhamento transcrustais de direção NE, ao longo das quais foram posicionados granitos sin-transcorrentes. Algumas dessas zonas de transcorrência, aproveitando as descontinuidades reológicas preexistentes (zonas de suturas), convergiram para essas estruturas, posicionando-se, em alguns casos, ao longo dos limites entre os domínios geofísicos. Esse é o caso do limite entre os domínios Central e Oriental, mar-

cado pelos granitos Chácara São Jerônimo e os granitos peraluminosos da Suíte Granítica Cordilheira, sin-tectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.* 1995, *op. cit.*).

A estruturação final dessa colagem culminou com a intrusão de um grande volume de granitos pós-tectônicos, principalmente no Domínio Oriental; alguns dos quais aproveitaram as falhas e suturas preexistentes, para o seu posicionamento (*cf.* Frantz & Fernandes, 1994).

As reativações das zonas de falhas foram recorrentes do Paleozóico ao Terciário. A reativação de falhas com direção NE são as mais evidentes, tendo condicionado não apenas a formação das bacias transcorrentes (Bacia do Arroio Boici) no Domínio Central, como também a deposição e deformação de seqüências mais novas, e desenvolvimento de zonas de alta deformação, discretas e geralmente com espessuras decimétricas a métrica (*cf.* Fernandes *et al.*, 1995c).

Na análise da evolução estrutural de uma região submetida a mais de um evento de deformação, é necessário separar aquelas estruturas formadas em níveis crustais profundos, onde a ductilidade da rocha é acentuada, daquelas geradas em níveis crustais mais superficiais, onde o comportamento é

transicional entre o dúctil e o rúptil ou francamente rúptil. No primeiro caso, as estruturas são penetrativas e a deformação pode ser tratada como fluxo de rocha no estado sólido (Nicolas & Porier, 1976); as dobras são estruturas comuns, mas secundárias na acomodação da deformação, apresentando relações diversas com os eixos de deformação finita. Nos níveis mais superficiais, em condições de deformação e de comportamento dúctil-rúptil, formam-se estruturas pouco penetrativas, e as dobras desempenham um papel mais importante na acomodação da deformação, freqüentemente nucleando-se em alto ângulo com a direção do encurtamento do cinturão orogênico (e.g. Nicolas, 1987). Já em condições de deformação rúptil, as principais estruturas desenvolvidas são as falhas, que apresentam relação espacial bem definida em relação ao campo tensional atuante durante o processo. O reconhecimento dessas diferenças entre as condições de deformação e de comportamento reológico é fundamental para o entendimento do significado tectônico das estruturas deformacionais desenvolvidas nas rochas de uma região.

Após uma descrição sucinta das principais associações de rocha componentes da colagem orogênica em cada domínio, serão discutidas as principais feições de deformação dúctil registradas nas rochas dessas unidades (figura 3.1). A ênfase nas estruturas de deformação dúctil se justifica pela maior pervasividade, regularidade e importância no reconhecimento de campo dessas rochas.

## 3.2 Domínios Estruturais

### 3.2.1 Domínio Oriental

Este domínio está representado por granitóides calcialcalinos orogênicos característicos de um arco magmático de margem continental ativa (cf. Fernandes *et al.*, 1993). Grande parte dessas rochas foram deformadas e metamorfozadas sob condições da fácies anfíbolito a xisto-verde. Onde preservadas, as estruturas magmáticas e de deformação no estado sólido indicam fluxo ao longo de superfícies subhorizontais planares, com o transporte durante o fluxo magmático e tectônico segundo direções NW-SE a E-W. As rochas e estruturas origi-

nadas nesse estágio são truncadas pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) de direção NE-SW e estruturas formadas pelos sucessivos episódios de reativação. As orientações dos eixos das anomalias do mapa aeromagnetométrico desse domínio são coincidentes com as principais direções do fluxo dúctil (figuras 2.3 e 3.1) (Fernandes *et al.*, 1995b).

O Domínio Oriental é separado do Central pela ZCTDC, sendo constituído, em sua maior parte, por rochas do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, unidade que compreende litodemas diversos, desde os mais restritos em volume, representados pelos gnaisses pelíticos, anfíbolitos, mármore e ortognaisses, até os granitos calcialcalinos orogênicos que formam o maior volume de magmas da região. Enquanto os primeiros ocorrem como xenólitos e *roof pendants*, os últimos constituem um conjunto de intrusões mostrando um complexo arranjo de interações entre feições de fluxo magmático, metamórficas e de deformação no estado sólido (fotos 1A e 2B). A multiplicidade de intrusões e a variedade de composições dos magmas, bem como a atitude subhorizontal das foliações de fluxo magmático e conseqüentemente da intrusão, dificultam o mapeamento desses litodemas. Isto torna comum a ocorrência de rochas representando magmas em diversos estágios de interação presentes numa única exposição (foto 1B,C). 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 o bandamento de fluxo marcado em gnaisses dioríticos pela orientação e eventual imbricação dos cristais de feldspatos. Muitas dessas rochas ocorrem como enclaves e bolsões assimétricos, cujas formas podem ser indicativas da vorticidade por ocasião da intrusão do magma granítico circundante. Feições como *schlieren* e bandamento composicional truncado, como ocorre na região de Piratini, são interpretadas em termos de fluxo relativo do magma (foto 1A, B).

As estruturas de deformação no estado sólido envolvem o desenvolvimento de zonas de cisalhamento de alta temperatura (condições da fácies an-

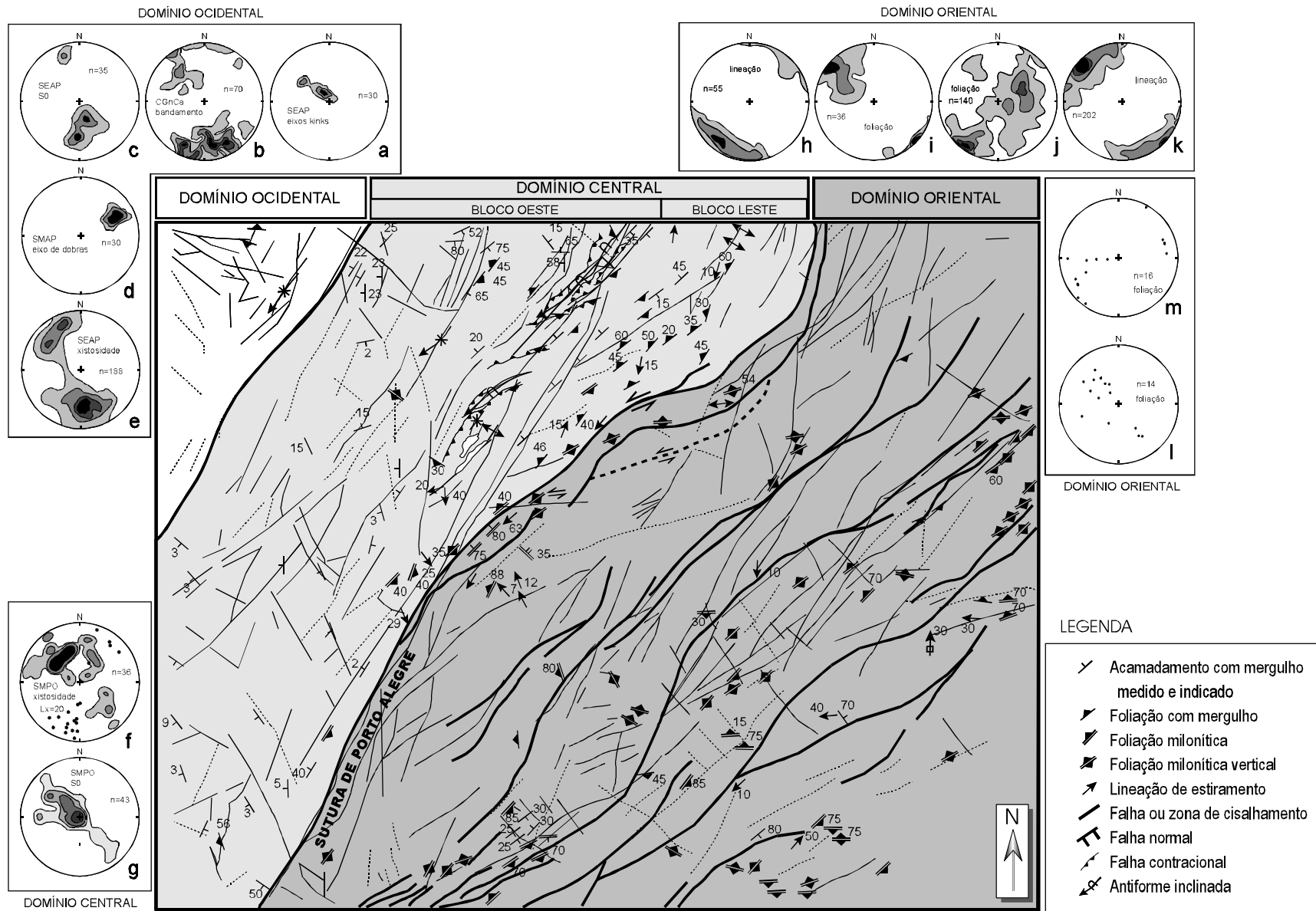


Figura 3.1 – Diagrama de atitudes das estruturas planares e lineares.

fibolito), cuja atitude é controlada pelas dobras tardias (figura 3.1). Nessas estruturas, a formação de porfiroclastos de feldspatos com caudas de recristalização assimétricas (tipo  $\sigma$ ) e bandas de cisalhamento (*shear bands*) oblíquas à foliação de cisalhamento principal (superfícies C) sugerem transporte tectônico para NW (foto 2A). O desenvolvimento dessas últimas estruturas foi provavelmente controlado por instabilidades crustais do fluxo tectônico. As bandas de cisalhamento estão geralmente associadas a incrementos das taxas deformacionais, 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 de recristalização dinâmica marcada por grãos menores e fitas de quartzo que contorna os porfiroclastos de feldspato e outros minerais resistentes. A raridade de feições de deformação intracristalina na maior parte dos minerais, associada à predominância de uma textura granoblástica (foto 2B) de contatos suturados entre cristais, indica que essas rochas foram afetadas por um episódio de recristalização pós-tectônico (cf. Tommasi *et al.* 1992).

Estruturas mais jovens, relacionadas à evolução e a reativações da ZCTDC afetam as estruturas mais antigas, as quais são registradas pela trama magmática dos granitóides sin-transcorrência, como a foliação do Granito Chácara São Jerônimo, que ocorre restrito às zonas de cisalhamento mais antigas. A foliação magmática nessas rochas 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. Já o bandamento composicional dos granitos peraluminosos, como observado em afloramentos no Cerro Agudo e Curral das Pedras, foi mais provavelmente originado pela deformação. A natureza e a história evolutiva dessas rochas e estruturas são idênticas às estudadas ao longo do segmento nordeste dessa zona de cisalhamento (área da Folha Porto Alegre) (cf. Fernandes *et al.*, 1990, 1993; e Ramgrab *et al.*, 1993).

O controle das zonas de cisalhamento transcorrente no posicionamento dos granitóides 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 o Granito Chácara São Jerônimo e os termos da Suíte Granítica Cordilheira que afloram exclusivamente nas zonas de cisalhamento principais e mostram feições de deformação e metamorfismo de alta temperatura compatíveis com as exibidas pelas rochas encaixantes, são sin-transcorrentes. Outros, como o Granito Arroio Moinho (Gomes, 1990), expostos fora das zonas principais de cisalhamento, que mostram formas elípticas e desenvolvimento de zonas de alta deformação discretas e geralmente de espessuras decimétricas a métricas, são interpretados como sin- a tardi-transcorrentes. Por último, as intrusões mais novas como o Granito Canguçu, cuja deformação dúctil está restrita a zonas estreitas nos bordos, e favorecida mais pelo calor do magma do que pelas condições de temperatura do ambiente do posicionamento, devem ter sido posicionadas 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. A foliação magmática e tectônica subhorizontal dos granitóides calcialcalinos deformados é rotada para a posição vertical (foto 2C). O padrão de inflexão da foliação mais antiga e a abundância de indicadores cinemáticos nas faces subverticais nas exposições de filonitos (foto 2D) sugerem tratar-se de componentes inversos do movimento transcorrente (pétalas de estrutura-em-flor) em zonas de falhas com vorticidade dextral (foto 2E).

As reativações das zonas de falhas NE durante o Fanerozóico incluem numerosos episódios, definidos principalmente através de seus efeitos no registro estratigráfico das unidades sedimentares (cf. Fernandes *et al.*, 1995c).

Ainda no Domínio Oriental, as bandas de ultramilonitos de espessura decimétrica e direção N-S, cujo padrão anastomosado delimita lentes de baixa deformação, são atribuídas à deformação que originou as falhas de direção N-S do Sistema Passo do Marinheiro (Picada, 1971; Jost *et al.*, 1984). Essas estruturas são possivelmente mais jovens do que as falhas transcorrentes, em função do desenvolvimento de rochas miloníticas típicas de condições de baixa temperatura e seu controle na intru-



são dos granitos alcalinos mais evoluídos. Torna-se importante, nesse contexto, mencionar que a inflexão de NE para N-S mostrada pela ZCTDC, no segmento cuja projeção sul coincide com a localidade de Passo do Marinheiro, situada próximo ao limite norte da Folha Pedro Osório, e que corresponde à seção-tipo do Sistema N-S, deve tratar-se de uma feição original das falhas do primeiro sistema e não produzida pelo deslocamento ( $\cong 20\text{km}$ ) ao longo de falhas N-S (Picada, 1971). Essa interpretação pode ser confirmada não apenas pelo fato de que, segundo a literatura regional, as falhas N-S mostram invariavelmente vorticidade dextral (enquanto que um movimento sinistral seria necessário para produzir aquele deslocamento), como também pelas características de espessura e temperatura mais elevada dos milonitos nessa região, em relação aos cataclastos normalmente observados ao longo dessas falhas.

As falhas e fraturas de direção NW-SE manifestam-se como lineamentos finos e contínuos nas imagens de satélite e como anomalias magnéticas longas e contínuas nos mapas aeromagnetométricos (figura 2.4). Estudos de magnetometria terrestre revelam que esses lineamentos têm mergulho sistemático para SW (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990), e marcam a presença dos diques de olivina diabásio de idade paleozóica a mesozóica.

### 3.2.2 Domínio Central

Este domínio compreende ortognaisses, anfibolitos e granitos do embasamento paleoproterozóico, tectonicamente imbricados com uma sequência de cobertura plataformal meso- a neoproterozóica (Complexo Metamórfico Porongos). O metamorfismo e deformação associados a esse episódio é da fácies anfibolito a xisto-verde e as direções de transporte tectônico são NE-SW, paralelas ao alongamento do cinturão. Em área adjacente ao norte da Folha Pedro Osório, os afloramentos dessas rochas registram, sistematicamente, o movimento relativo de "topo-para-NE" das escamas.

Nesse domínio, a história deformacional pode ser compartimentada, segundo a natureza das feições formadas, em três estágios principais. O mais antigo desses estágios é caracterizado por uma associação de estruturas penetrativas, indicativas de

condições de deformação dúctil. O segundo estágio originou estruturas pouco penetrativas, como dobras abertas e clivagens espaçadas, características do comportamento dúctil-rúptil. Por fim, foram desenvolvidas falhas em condições francamente rúpteis, causando soerguimento e rebaixamento de blocos, controlando a deposição de seqüências sedimentares fanerozóicas e a intrusão de magmas durante o Cretáceo.

#### 3.2.2.1 Deformação Dúctil

O evento de deformação dúctil está registrado no Domínio Central por uma série de estruturas penetrativas observadas no Complexo Metamórfico Porongos, compreendendo fundamentalmente a trama principal das rochas (foliação e lineação), dobras apertadas e *boudins*. O Complexo Metamórfico Porongos está dividido em dois blocos (oriental e ocidental) pela Bacia do Arroio Boici (Ramgrab & Wildner, 1996). As associações de estruturas diferem em natureza, mas não em orientação, nesses dois blocos; isto se deve principalmente à diferença entre os litótipos dominantes e as condições metamórficas vigentes durante a deformação em cada bloco.

O bloco ocidental apresenta uma grande quantidade de rochas quartzo-feldspáticas (orto e paragneisses) e quartzosas (quartzitos), intercaladas com mica xistos e mármore, enquanto no bloco oriental os filitos com alguns poucos e estreitos níveis de quartzitos, constituem os litótipos dominantes. Segundo Remus *et al.* (1987), as condições de metamorfismo no bloco ocidental (zona da biotita à zona da cianita) foram superiores às do bloco oriental (zona da clorita à zona da biotita, localizadamente zona da granada). Ainda no bloco ocidental, Remus *et al.* (1991) relatam a existência de um zoneamento metamórfico longitudinal ao longo do complexo, com aumento das condições de temperatura de SW para NE.

A trama das rochas do Complexo Metamórfico Porongos é constituída por uma foliação principal, podendo ou não estar presente uma lineação mineral ou de estiramento. A foliação principal apresenta aspectos variados nos diferentes litótipos do complexo, correspondendo a um bandamento gnáissico nos granitóides deformados e nos orto e paragneisses (foto 2G) ou uma xistosidade bem

desenvolvida nos mica xistos e filitos. Nos paragneisses o bandamento composicional está paralelizado à  $S_0$  (Remus *et al.*, 1987), marcado pela alternância de lentes de composição distinta. De modo geral a lineação de estiramento é observada apenas em rochas quartzosas, quartzo-feldspáticas e carbonáticas intensamente deformadas. Nessas, a lineação está marcada pelo alongamento de agregados policristalinos (fitas de quartzo, agregados de feldspato ou de carbonato); as rochas filitosas não costumam mostrar esse tipo de feição linear, apenas lineações de intersecção.

Nesse bloco ocidental, os gnaisses e, eventualmente os mármore e rochas calcissilicáticas apresentam foliação de natureza milonítica (Remus *et al.*, 1987; Mello *et al.*, 1992; Porcher & Fernandes, 1994), o que é sugerido pela presença de porfiroclastos com feições de recristalização dinâmica, de fitas de quartzo e de lineação de estiramento. Os quartzitos estão normalmente intensamente afetados pela milonitização, apresentando lineação de estiramento bem desenvolvida. Ao microscópio mostram feições indicativas de que a deformação foi acomodada principalmente por recristalização dinâmica do quartzo.

A intensidade da deformação milonítica nos gnaisses (granitóides, orto e paragneisses) é variável, com lineação de estiramento bem desenvolvida apenas nos afloramentos de maior intensidade de deformação. As microestruturas observadas nessas rochas indicam que o fluxo dúctil foi acomodado por deformação intracristalina do quartzo, levando ao desenvolvimento de fitas, e recristalização dinâmica e microfraturamento dos feldspatos. Quando presente, a granada está fraturada e "boudinada", evidenciando retrogressão para clorita e biotita. Igualmente nos mármore observa-se diferentes intensidades de milonitização que, onde elevada, é indicada pela presença de lineação de estiramento bem desenvolvida, enquanto as lentes relativamente preservadas da milonitização caracterizam-se pela textura poligonal grossa. As lentes de anfíbolito intercaladas nos paragneisses (metamargas de Remus *et al.*, 1987) estão "boudinadas" e relativamente preservadas da milonitização, mas podem apresentar lineação mineral bem definida. Essa estrutura linear sugere que, ao menos nos estágios iniciais da deformação dúctil, os anfíbolitos acomodaram parte do flu-

xo. A orientação dimensional dos prismas de anfíbolito é paralela à direção das lineações de estiramento no mesmo afloramento. Na maior parte das rochas citadas 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, fraturas sintéticas e antitéticas em porfiroclastos de feldspato e fragmentos de porfiroclastos rotacionados.

Os filitos dominantes no bloco oriental caracterizam-se por apresentar textura fina e uma foliação bem marcada, sem claras evidências de deformação milonítica. É freqüente a ocorrência de micrólitos preservando uma foliação transposta, de mesmo grau metamórfico que a foliação principal. Nesse bloco, os quartzitos não apresentam trama milonítica evidente, mostrando uma foliação fina bem desenvolvida, mas nenhuma lineação de estiramento. A textura é granoblástica, levemente alongada.

Dobras isoclinais ou apertadas afetando a foliação principal são encontradas em muitos afloramentos, tanto dos ortogneisses quanto dos paragneisses e dos xistos; segundo Remus *et al.* (1987), dobras de mesmo tipo podem ser observadas nos quartzitos. Essas dobras estão marcadas por bandas quartzo-feldspáticas ou lentes de quartzo *boudinadas* e são normalmente cilíndricas com a charneira paralela à posição da lineação de estiramento; mostram perfil quase similar, mas com dobras parasitas e feições indicativas de maior competência das camadas feldspáticas durante o dobramento. Não apresentam uma foliação plano-axial claramente distinta do bandamento que estão dobrando (foto 2H). Esse tipo de geometria foi observado nos gnaisses do embasamento, em dobras correlacionáveis a essas na região de Santana da Boa Vista, ao norte da Folha Pedro Osório. Segundo Porcher (1992), essas dobras seriam formadas por flambagem seguida de achatamento ortogonal ao plano-axial. Remus *et al.* (1987) descrevem, ainda, a ocorrência localizada de dobras intrafoliais transpostas, anteriores às dobras isoclinais.

Embora formadas posteriormente ao desenvolvimento do bandamento milonítico dos paragneis-

ses, as dobras isoclinais podem ser o resultado da progressão do evento de deformação que deu origem ao bandamento dessas rochas. Tal interpretação é coerente com a coaxialidade entre os eixos das dobras e a lineação de estiramento registrada no bandamento composicional, bem como com a coaxialidade entre essas lineações e as lineações minerais (anfíbolios) preservadas nos *boudins* de anfíbolitos. Já nos ortognaisses, o bandamento apresenta localizadamente dobras intrafoliais "sem-raiz" só preservadas nos afloramentos com pouca intensidade de deformação milonítica, nos quais essas rochas apresentam textura granoblástica grossa. Essas feições, consideradas em conjunto com a similaridade composicional e estrutural dos Gnaisses Encantadas, aflorantes na continuidade do Complexo Metamórfico Porongos, ao norte, indicam que a formação do bandamento dos ortognaisses tenha ocorrido em um evento tectônico anterior ao da deformação milonítica. Dobras isoclinais que afetam o bandamento gnáissico, entretanto, parecem ter se formado ou se reorientado durante a deformação milonítica, já que são cilíndricas e coaxiais com a lineação de estiramento que marca a trama milonítica superposta ao bandamento original desses gnaisses. Mais raramente essas dobras são acilíndricas e mostram charneiras posicionadas em alto ângulo com a lineação de estiramento. Situação similar foi observada nos Gnaisses Encantadas, em Santana da Boa Vista, tendo sido interpretada como evidência de que as referidas dobras foram originadas por fluxo não-coaxial e progressivamente rotacionadas para a direção do fluxo marcada pela lineação de estiramento (Porcher & Fernandes, 1990).

As microestruturas observadas indicam que o bandamento nos orto e paragnaisses formou-se originalmente sob condições mais elevadas de temperatura ( fácies xisto-verde a anfíbolito inferior), sendo progressivamente retrogradado durante a milonitização ( fácies xisto-verde). Nos xistos e filitos do bloco oriental, entretanto, o desenvolvimento de duas xistosidades, tanto a xistosidade principal quanto os relictos de foliação preservados nos micrólitos, desenvolveram-se aparentemente em condições térmicas similares ( fácies xisto-verde). Essa variação térmica durante a evolução da deformação dúctil foi anteriormente relatada por Remus *et al.* (1987).

A orientação preferencial das estruturas penetrativas no Complexo Metamórfico Porongos pode ser observada nos estereogramas do Domínio Central (figura 3.1). Verifica-se o efeito mais marcante das dobras formadas no estágio de deformação dúctil-rúptil sobre a posição das estruturas planares. Descontado esse efeito, a posição original da foliação principal é de baixo ângulo, como se pode verificar no diagrama. Já a atitude das lineações de estiramento permanece mais regular, mostrando baixo a médio ângulo de caimento, predominantemente para S-SW e, em menor proporção para NE.

A associação das estruturas, acima descrita, tem sido interpretada por diversos autores (Remus *et al.*, 1987; Mello *et al.*, 1992; Porcher & Fernandes, 1990, 1994; Ramgrab & Wildner, 1996) como um evento de deformação tangencial desenvolvido no complexo. Essa interpretação é coerente com a observação de foliações miloníticas originalmente de baixo ângulo e com a natureza não-coaxial do fluxo dúctil. O padrão observado sugere que a cinemática do fluxo dúctil no Domínio Central da Folha Pedro Osório seja similar ao das demais regiões de ocorrência do Complexo Metamórfico Porongos, onde também são observadas lineações de estiramento de médio a baixo ângulo (Porcher & Fernandes, 1994; Marques & Caravaca, 1994; Marques *et al.*, 1996); assim, a mesma interpretação para a deformação dúctil pode ser estendida para todo o complexo. De fato, diversos autores interpretam a deformação dúctil dessa seqüência como um evento de deformação tangencial também nas porções central e setentrional do Complexo Metamórfico Porongos (Machado *et al.*, 1987; Porcher & Fernandes, 1990, 1991, 1992, 1993 e 1994; Marques & Caravaca, 1994; Marques *et al.*, 1996).

Apesar do consenso com relação à existência de um evento tangencial no Complexo Metamórfico Porongos, a direção e sentido do movimento tectônico continuam sendo tema de 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 (e.g. Porcher & Fernandes, 1990, 1992; Marques *et al.*, 1996). 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 Porcher (1993). O mesmo padrão foi reconhecido por Marques *et al.* (1996) na região de Capané, no extremo-norte da área de ocorrência do Complexo Metamórfico 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 do complexo aflorante na Folha Pedro Osório, a semelhança do padrão observado em outras áreas de exposição da unidade, 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.

### 3.2.2.2 Deformação Dúctil-Rúptil (Tardia)

As principais estruturas formadas durante a deformação dúctil-rúptil são dobras abertas e fechadas que afetam a associação de estruturas dúcteis do Complexo Metamórfico Porongos. Dois conjuntos principais de dobras tardias são reconhecidos na área, com base na atitude do plano axial: uma de direção NE-SW e outra de direção NW-SE.

O mais antigo desses conjuntos é constituído por dobras com plano axial NE-SW de médio a alto ângulo de mergulho (Remus *et al.*, 1987) que formam tanto estruturas regionais como, por exemplo, a antiforme da serra do Godinho, como estruturas de mesoescala. As dobras regionais dessa fase são geralmente marcadas pelas cristas de quartzito e controlam o padrão de afloramentos do Complexo Metamórfico Porongos (Orlandi F° *et al.* 1990; Ramgrab & Wildner, 1996). A foliação pla-

no-axial é pouco pervasiva, correspondendo à clivagem de crenulação nos xistos e filitos e a uma clivagem espaçada nos demais termos litológicos; não foi verificado crescimento dos minerais metamórficos ao longo desses planos, o que indica condições de metamorfismo incipiente e níveis crustais superficiais para a formação dessas dobras.

As dobras mais jovens, com plano axial NW-SE, são principalmente dobras suaves, crenulações e *kinks*. Conforme Remus *et al.* (1987) e Machado *et al.* (1987) a interferência entre essas duas fases tardias de dobramento seria responsável pelo desenvolvimento de um padrão do tipo "domo-bacia" no Complexo Metamórfico Porongos. No entanto, a presença dessas dobras não deve ser utilizada para explicar o duplo caimento apresentado pelas dobras normais da mesma fase da antiforme de Santana da Boa Vista. Essa última apresenta características típicas de dobra de flambagem, geralmente acilíndrica pela própria natureza de seu processo formador.

O significado tectônico dessas 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 também em outros setores do cinturão (Porcher, 1993). Alguns autores, entretanto, consideram que essas estruturas se formaram como resultado de movimentações tardias das falhas transcorrentes (Remus *et al.*, 1987). Uma interpretação mais definitiva dessas estruturas requer, entretanto, um melhor conhecimento, tanto de suas características como de suas idades.

### 3.2.3 Domínio Ocidental

O Domínio Ocidental está representado pela Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira, de grau metamórfico incipiente a muito baixo (quartzo-clorita-albita-sericita-calcita) sendo que está representada apenas por estratos pelíticos e areno-pelíticos, mas que ao norte inclui para- e ortoconglomerados, grauvacas e rochas vulcânicas subordinadas. A UFRGS (1980, 1981, 1987) interpreta essa seqüência como representando depósitos de canais e turbiditos, embora ela tradicionalmente te-

nha sido correlacionada aos metamorfitos da Formação Vacacaí (e.g. Ribeiro *et al.*, 1966; Tessari & Giffoni, 1970) ou aos "Filitos de Ibaré".

A deformação principal da unidade é marcada por uma xistosidade incipiente afetada por dobras isoclinais. A direção do transporte tectônico NW-SE é registrada pelo estiramento de seixos dos conglomerados, tratando-se, possivelmente, de efeitos da deformação dúctil relacionada à Falha de Ibaré.

A estrutura mais característica da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira é uma xistosidade pouco desenvolvida, geralmente paralela ao acaamadamento. Essa foliação, que pode ser caracterizada como uma *layer-parallel cleavage*, mostra-se afetada por dobras concêntricas fechadas a isoclinais (Classe 1C), com eixos subhorizontais e superfícies axiais de direção E-W com mergulho para N (figura 3.1), e são as feições de deformação dúctil mais comuns observadas nas exposições dessas rochas. A atitude atual dessas estruturas é controlada pelas dobras tardias, principalmente com *trend* NE.

A foliação plano-axial das dobras é igualmente de grau metamórfico incipiente a baixo, e a morfologia varia entre uma xistosidade nos pelitos e siltitos deformados e uma clivagem espaçada (de alguns centímetros) nos arenitos. Ao microscópio observa-se que as cloritas e outros filossilicatos mostram espaçamento menor do que 0,1mm, mas contornam os grânulos e seixos maiores, sendo geralmente marcadas pela concentração de minerais opacos. Isso sugere a atuação de *pressure solution* como mecanismo importante na geração dessa foliação. Apesar da atuação desse processo, a predominância de texturas como a blastopasamítica e blastopelítica e até mesmo de estruturas sedimentares de maior porte como estratificações plano-paralela e cruzada acanalada, demonstram a baixa intensidade de deformação e metamorfismo sofrida pelas rochas dessa unidade.

Boudinagem das camadas arenosas dos turbiditos afetados pelas dobras mais antigas são feições comuns, principalmente nos limbos das mesmas.

As lineações de estiramento observadas nessas rochas incluem o alongamento de seixos e grãos de quartzo (prolatos), com orientações paralelas às charneiras das dobras, mostrando,

portanto, baixo caimento e direção NE ou NW, em função do controle pelas estruturas tardias. A interpretação da evolução cinemática da deformação que afetou essa unidade é dificultada pela carência generalizada de dados, que impede a reconstrução da geometria e orientação original das estruturas que registram o fluxo dúctil. No entanto, a posição estrutural da foliação pervasiva dessa unidade em relação às estruturas equivalentes das unidades contíguas (Seqüência Metamórfica Arroio Marmeleiro e gnaisses do Complexo Cambaí ocorrentes na Folha Cachoeira do Sul; C.A. Porcher, inf. verbal), sugerem que as mesmas tenham sido tectonicamente imbricadas. Um perfil N-S mostra que os gnaisses do Complexo Cambaí e os metamorfitos da Seqüência Arroio Marmeleiro estão estruturalmente por cima dos metamorfitos da Seqüência Arroio da Porteira (figura 3.1). No entanto, a orientação de estiramento e as características de metamorfismo incipiente apresentadas pelas rochas dessa última seqüência, indicam que a direção do transporte tectônico foi NW-SE. Trata-se, portanto, de uma imbricação ao longo de uma rampa lateral, possivelmente representada pelo Lineamento Ibaré, e não um cavalgamento N-S, como comumente mencionado na literatura.

Nas proximidades do Lineamento Ibaré de direção NW e da falha NE que limitam a área de afloramentos da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira na Folha Pedro Osório, as estruturas mais pervasivas e típicas da deformação dúctil dessa unidade sofrem inflexão para NW e NE, respectivamente. As dobras, foliações e lineações mais antigas da seqüência são ainda afetadas por um outro conjunto de dobras concêntricas e abertas (Classe 1B) com superfícies axiais inclinadas e eixos de direção E-W (figura 3.1). A foliação plano-axial dessas dobras tardias é uma clivagem espaçada (5cm a 10cm) de direção predominantemente E-W, observada com freqüência nas camadas de arenitos e conglomerados. Ainda associada à essa deformação, são reconhecidas *kink bands* simples ou conjugadas, desenvolvidas preferencialmente nos filitos. Os eixos das crenulações e outras estruturas associadas a essas, mostram, ainda, caimentos elevados e os plano-axiais geralmente subverticais com direções NW a N-S (figura 3.1). A atitude das estruturas, se associada às condições de baixas temperatu-

ras, típicas da sua formação, permite relacionar a sua gênese ao movimento das falhas que delimitam a área de afloramento dessa unidade.

O retrabalhamento das estruturas anteriormente descritas, através do estabelecimento e reativação de falhas de direção NW é evidenciado pela intensa cataclase sofrida pelas rochas ao longo do Lineamento Ibaré, a falha mais importante e conhecida desse sistema. A reativação dessa estrutura deve

ter controlado, tanto a deposição e a deformação da Sequência Metamórfica Arroio da Porteira, quanto a deposição da seqüência sedimentar do Grupo Itararé. 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.

# 4

---

## GEOLOGIA ECONÔMICA E METALOGENIA

### 4.1 A Carta Metalogenética/Previsional

A Folha Pedro Osório concentra na região de Candiota um dos principais pólos de atividade mineral do estado do Rio Grande do Sul. É representado pelas minas de carvão de Seival e Candiota; esta, a maior do país, que abastece a Usina Termoeleétrica Presidente Médici – UTPM e pela exploração de calcário para uso no fabrico de cimento que; atende as duas unidades industriais instaladas na região. Além de carvão e calcário são explotados também: granito ornamental, argila para cerâmica vermelha e insumos diversos para uso na construção civil. Essa região encerra ainda as mais importantes reservas de calcário dolomítico do estado do Rio Grande do Sul. Adequado para uso como corretivo de solo, Tais reservas não vêm sendo explotadas, possivelmente em razão da sua posição geográfica, afastada dos centros de consumo.

Essas concentrações minerais, assim como as demais informações de cunho metalogenético registradas, estão representadas na Carta Metalogenética/Previsional.

O objetivo principal dessa carta é delimitar a extensão das áreas comprovadamente mineralizadas

e aquelas favoráveis a mineralizações, com base na identificação de metalotectos, de forma a propiciar oportunidades para a prospecção e/ou exploração mineral.

Para consecução desse objetivo são representados na carta, além dos indícios diretos de mineralizações (jazimentos), também os indícios indiretos (geoquímicos, geofísicos, petrológicos), obtidos pela análise e integração de dados multidisciplinares. Os indícios diretos (jazimentos) estão representados por símbolos específicos que refletem, além das características próprias da mineralização (morfologia, quimismo, classe), também o seu *status* econômico.

Os indícios diretos e os indiretos, apostos à base geológica, mostrando os elementos essenciais da tectônica, estrutura, estratigrafia e litologia, permitem reconhecer os condicionamentos (metalotectos) que controlam a distribuição espaço-temporal das concentrações minerais.

No total foram catalogados 127 jazimentos, correspondentes a: 09 de carvão, 47 de calcário metamórfico, 11 de minerais de cobre, 04 de minerais de chumbo, 01 com minerais de chumbo e cobre, 05 de mineral de flúor, 01 de cristal-de-rocha, 01 de

caulim, 10 de argila, 03 de areia, 28 de granito (explotados para produção de pedra-de-talhe, brita e como ornamental), 03 de quartzito (02 para produção de chapas e 01 para brita) e 04 de saibro. Esses jazimentos correspondem a 34 ocorrências, 15 indícios, 42 lavras rudimentares, 03 depósitos, 06 jazidas e 27 minas. Com relação ao carvão, cabe referir que a Folha Pedro Osório engloba toda a jazida de Candiota, representada pelos seus dois centros de exploração (minas de Candiota e Seival). Os demais jazimentos de carvão cadastrados na área são ocorrências registradas fora dos limites daquela jazida.

Para descrição desses jazimentos adotou-se uma classificação que abrange (1) Minerais Energéticos; (2) Minerais Metálicos; e (3) Minerais Não-Metálicos (minerais industriais, corretivos e de uso imediato na construção civil).

## 4.2 Jazimentos Mineraiis

### 4.2.1 Mineraiis Energéticos

#### 4.2.1.1 Carvão Mineral

No Rio Grande do Sul estão situados os maiores depósitos de carvão fóssil do país, perfazendo 88% dos recursos identificados. Sete grandes jazidas (Santa Terezinha, Morungava-Chico Lomã, Charqueadas, Leão, Iruí, Capané e Candiota), além de outras de médio e pequeno porte, distribuem-se na borda da bacia do Paraná, desde o litoral nordeste do estado até a região sudoeste, fronteira do Uruguai (figura 4.1). Nessa última porção situa-se a Jazida Candiota, cujos limites atuais conhecidos inserem-se totalmente na área da Folha Pedro Osório, e que representa a maior jazida de carvão conhecida no país, concentrando 40% do total de recursos nacionais e cerca de 44% dos recursos em carvão do Estado do Rio Grande do Sul.

As camadas de carvão estão intercaladas nos sedimentos terrígenos e transicionais do topo da Formação Rio Bonito; são de caráter estratiforme, com grande distribuição horizontal em relação à espessura. Seus limites são determinados pelo acunhamento das camadas ou linhas de erosão aflorantes das mesmas.

O conceito de jazida de carvão aqui adotado é o mesmo utilizado pela CPRM e explicitado em

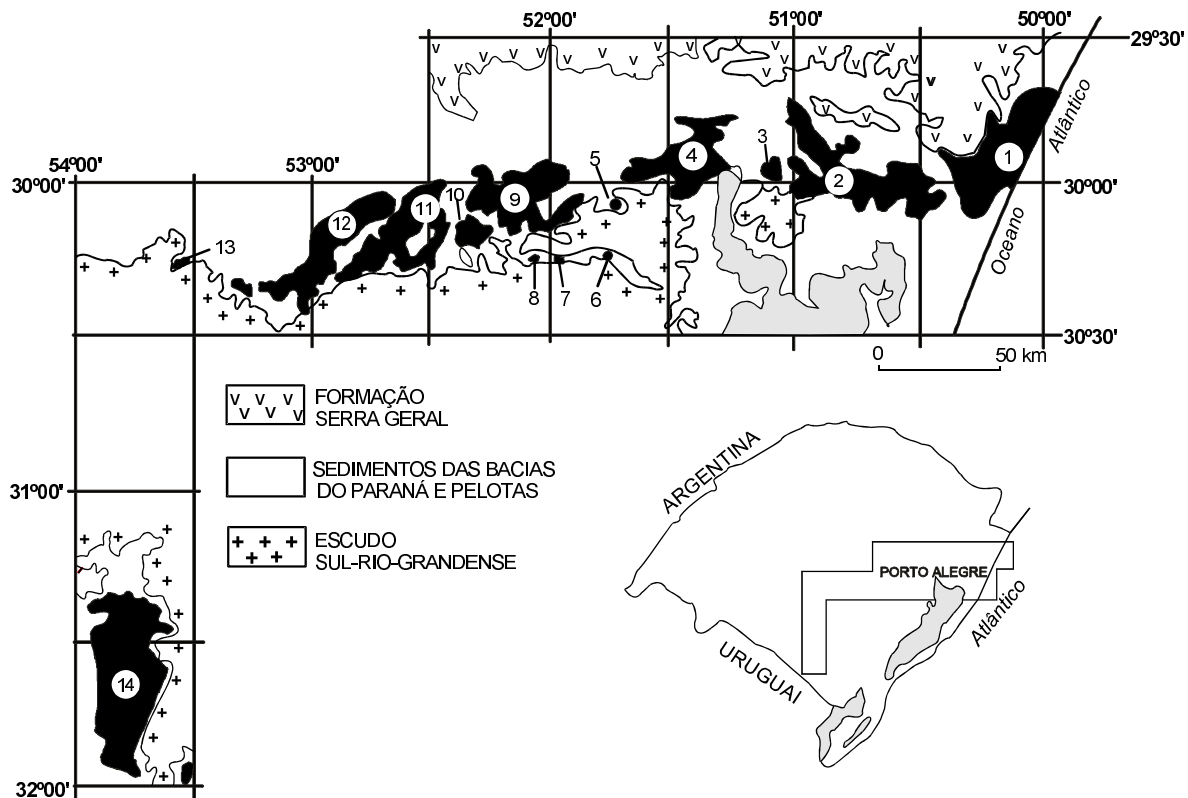
Aboarrage & Lopes (1986). Corresponde à área onde foi desenvolvida pesquisa para carvão mineral em nível compatível com as exigências do Código de Mineração, ficando estabelecida a viabilidade econômica de extração em pelo menos parte da mesma. O critério adotado para o estabelecimento dos limites da jazida foi o da isópaca 0,50m de carvão contido (CC) na camada total de carvão (CT) ou, o limite mais externo do conjunto de isópacas, sempre que a jazida apresentar mais de uma camada de carvão ou a linha de erosão dessa ou dessas camadas.

A área conhecida da Jazida de Candiota alcança 2.000km<sup>2</sup>, e seus limites estão bem estabelecidos a norte e leste, com alguma imprecisão ao sul e, principalmente a oeste. É limitada a leste pela Falha da Sotéia que, colocando em contato as rochas sedimentares gonduânicas e o embasamento granítico, é uma indicação de que no passado as camadas possuíam continuidade nesse sentido. Internamente a jazida foi dividida por intervalos de cobertura sobre a camada de maior interesse econômico, em três intervalos: 2m (céu aberto); 50-300m (baixa profundidade); e 300-800m (média profundidade) (figura 4.2).

São conhecidas até 23 camadas de carvão na jazida de Candiota, embora apenas muito localmente tenha sido atravessado todo esse conjunto. A camada mais importante da área (exceto ao sul) é a Candiota. Estratigraficamente acima dessa ocorrem as camadas Candiota Superior 1 até Candiota Superior 9. Sotopostas ocorrem as camadas Candiota Inferior 1 até a Inferior 9. Quatro outras camadas de ocorrência muito localizada não receberam denominação específica (SD) (figuras 4.3 e 4.4).

O mergulho regional das camadas de carvão é para sul-sudoeste. Entretanto, a posição relativa das camadas e das coberturas é fortemente influenciada pelos falhamentos, propiciando a ocorrência de extensas áreas com coberturas inferiores a 50m e entre 50m e 300m, principalmente ao longo dos flancos leste e oeste da jazida. As reduzidas coberturas em áreas aplainadas ou com ondulações suaves do terreno foram também condicionadas pela existência de arenitos de cobertura na Camada Candiota, freqüentemente silicificados e mais resistentes à erosão que as demais litologias da Formação Rio Bonito. Esses arenitos, depositados em ambiente de barreiras costeiras, por sua





1 – Santa Terezinha; 2 – Morungava-Chico Lomã; 3 – Gravataí Oeste; 4 – Charqueadas; 5 – Arroio dos Ratos; 6 – Faxinal; 7 – Água Boa; 8 – Sul do Leão; 10 – Pantano Grande; 11 – Iruí; 12 – Capané; São Sepé; 14 – Candiota.

Figura 4.1 – Jazidas de carvão do Rio Grande do Sul.

vez protegeram as lagoas e turfeiras desenvolvidas atrás das mesmas, e que resultaram nas atuais camadas de carvão.

A espessura da Camada Candiota, em média 4,5m, mas alcançando até 6,0m nas áreas em lavra, é um fator de extrema importância na economia da mineração do depósito. Apenas um argilito intermediário é descartado seletivamente no processo de lavra. Os bancos Inferior e Superior, situados abaixo e acima do argilito, são totalmente aproveitados (figura 4.5).

A Camada Candiota é lavrada a céu aberto pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) que fornece carvão às usinas termelétricas da CEEE, localizadas próximas da frente de lavra. A Companhia Nacional de Mineração Candiota (CNMC) lava a mesma camada na localidade de Seival, estando essas atividades em ritmo muito lento.

Em 1995, a produção ROM (*run-of-mine*) da mina Candiota (CRM) foi de 1.715.000t, o que é quase igual a produção vendável, uma vez que apenas uma pequena parcela é beneficiada (DNPM, 1996).

A CRM tem planos de beneficiamento do carvão extraído em Candiota através de uma planta de meio denso adquirida da Aços Finos Piratini. Isso permitiria ampliar o mercado, com fornecimento de carvões com menor teor em cinzas. Uma pequena parcela da produção total tem sido beneficiada experimentalmente com uma planta baseada em *jig Baun*, transferida da mina paralizada de Iruí.

Como pode ser verificado na tabela 4.1, que apresenta os recursos de carvão da jazida de Candiota, a camada lavrada responde por 63% dos recursos totais da jazida. As camadas Inferior 2 e 3 representam 28% quando somadas, o que significa que os recursos dessas três camadas ultrapassa 90% da jazida. Outro aspecto digno de nota, é que

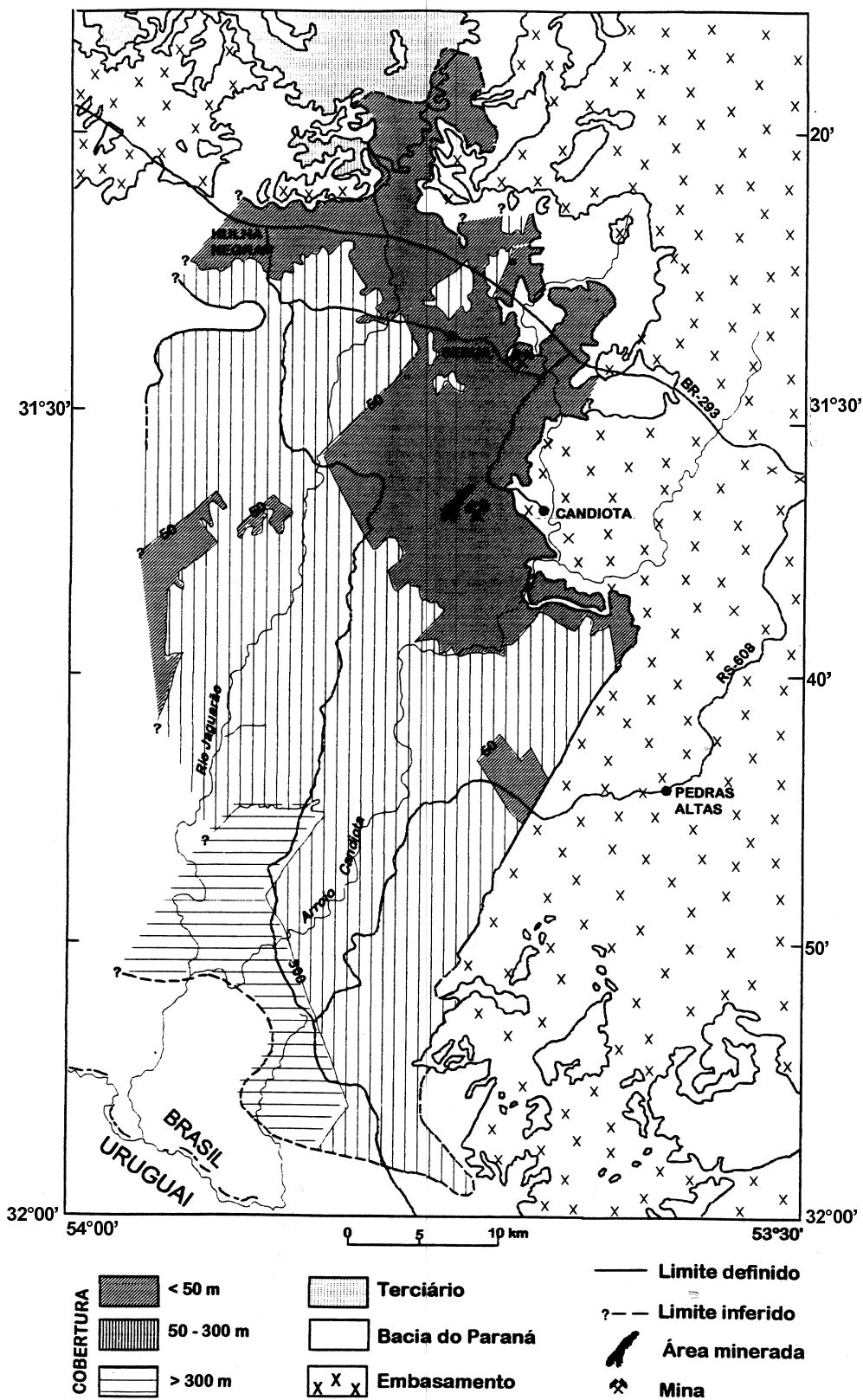


Figura 4.2 - Limites da Jazida de carvão Candiota.

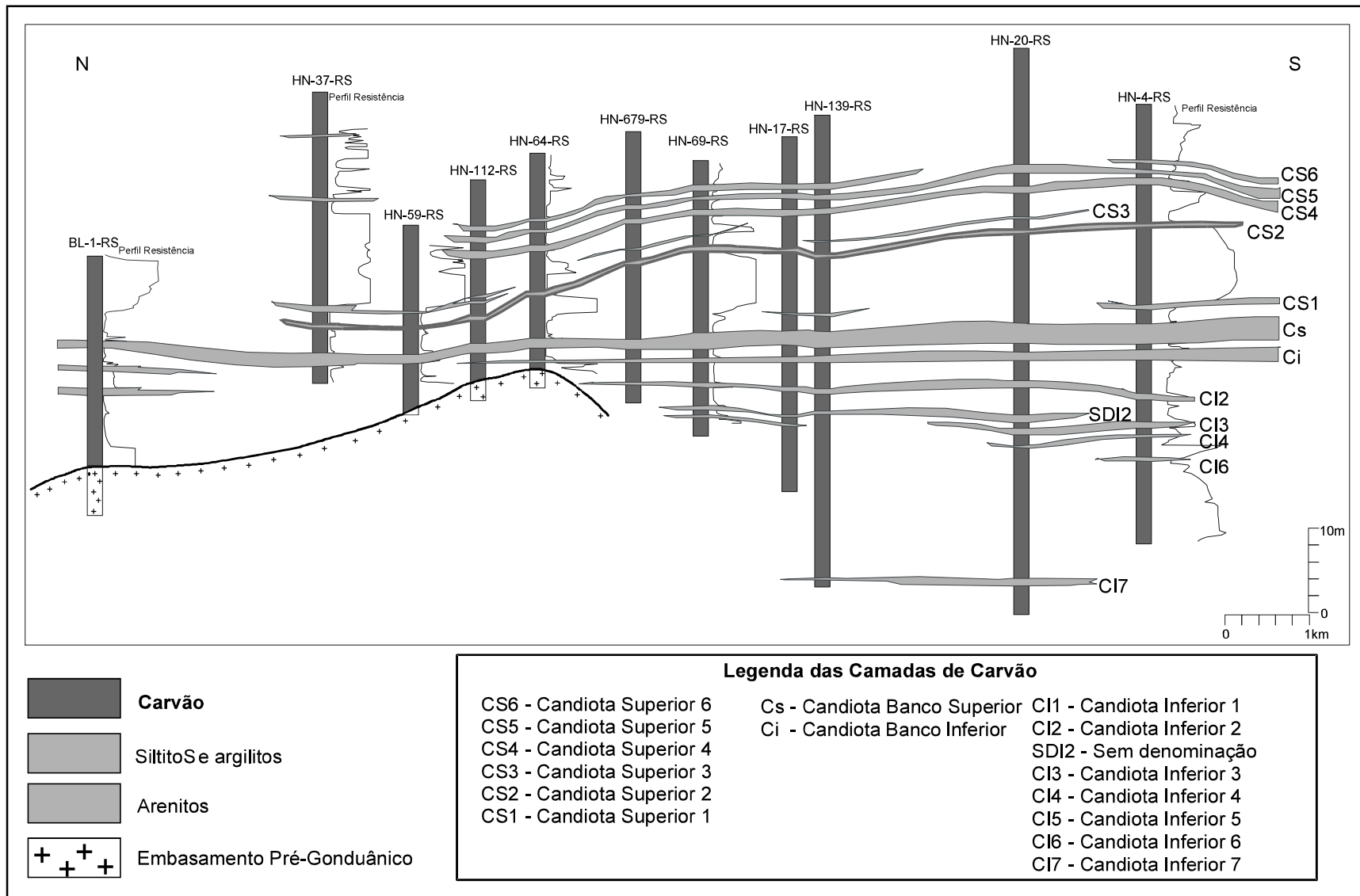


Figura 4.3 – Seção estratigráfica N-S parcial do pacote carbonoso da Jazida de Candiota (modificado de Aboarrage & Lopes, 1986).

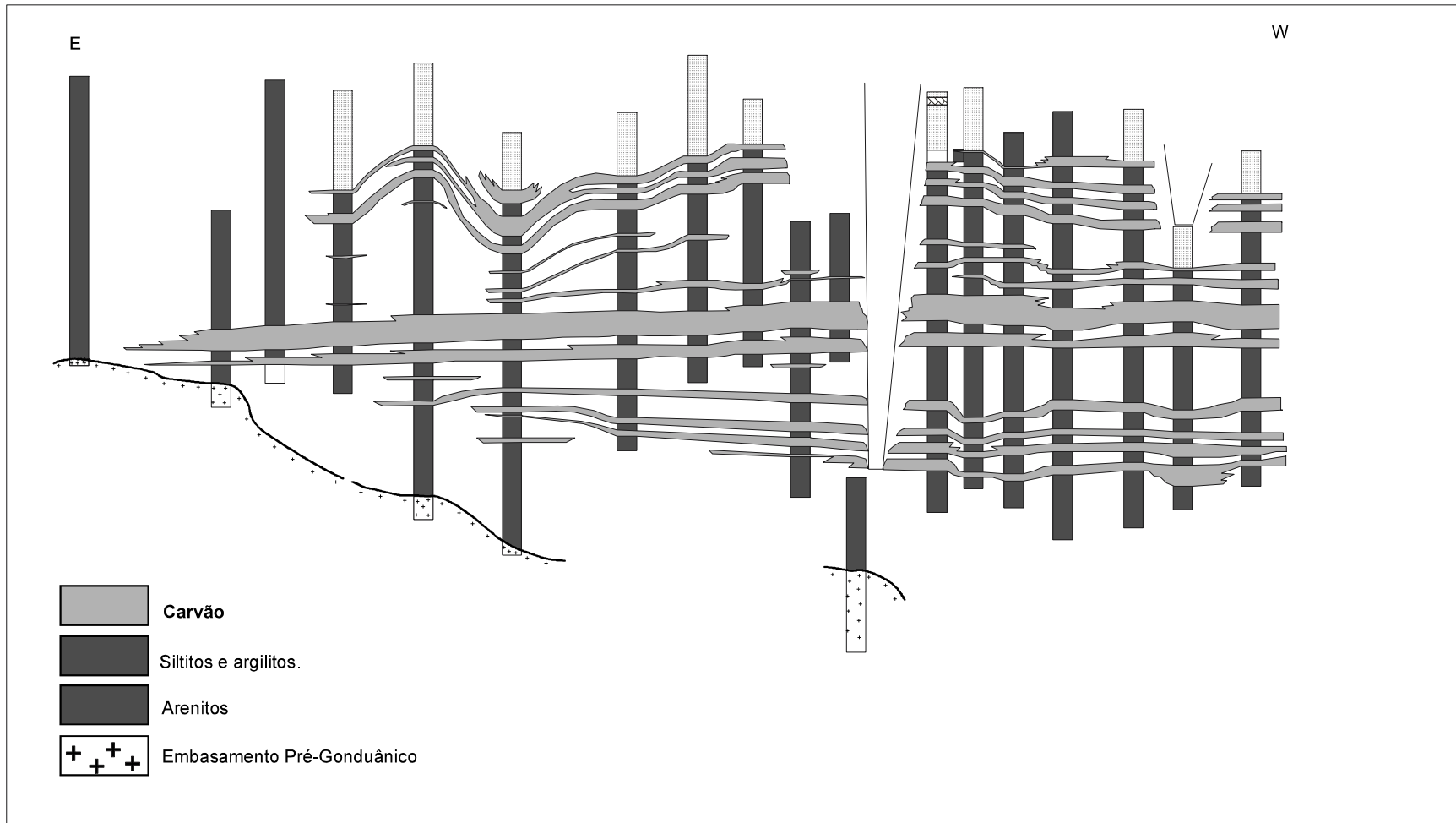


Figura 4.4 – Seção estratigráfica parcial do pacote carbonoso da Jazida de Candiotá (modificado de Aboarrage & Lopes, 1986).

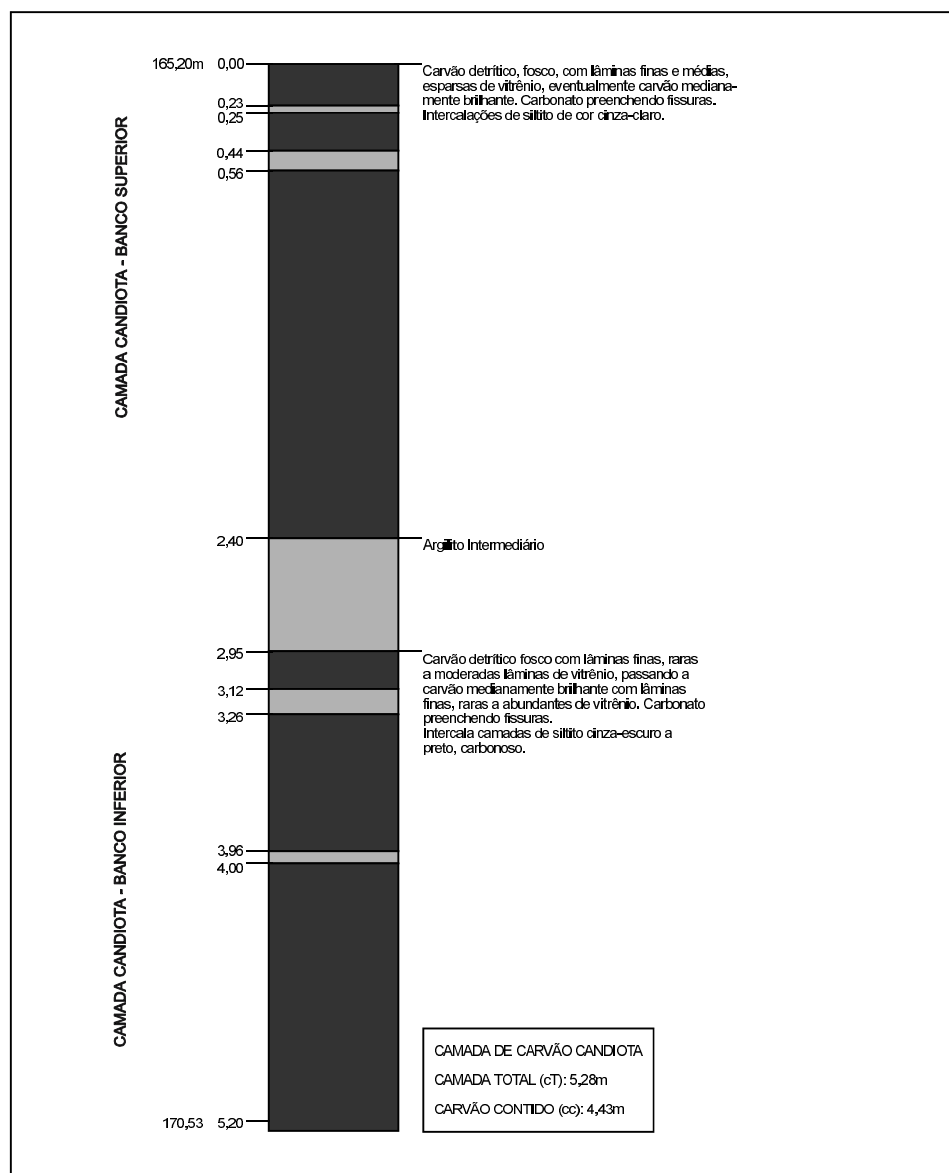


Figura 4.5 – Detalhe da Camada de carvão Candiota na sondagem SC-80-RS executada pela CPRM.

Tabela 4.1 – Recursos em carvão da Jazida de Candiota (extraído de Aboarrage & Lopes, 1986).

CAMADAS \ COBERTURA	COBERTURA			TOTAL x 10 <sup>6</sup> t	% do TOTAL
	<50M	50 A 300m	300 a 800m		
CS <sub>7</sub>	84,4	40,4	-	124,8	1,01
CS <sub>6</sub>	95,8	47,3	-	143,8	1,17
CS <sub>5</sub>	63,5	12,6	-	76,1	0,62
CS <sub>4</sub>	256,4	253,0	-	509,4	4,15
CANDIOTA	2.272,7	5.326,0	185,0	7.783,7	63,31
Cl <sub>2</sub>	503,4	1.046,3	153,1	1.702,8	13,85
Cl <sub>3</sub>	550,0	1.075,6	159,1	1.784,7	14,51
Cl <sub>4</sub>	104,9	65,4	0,1	170,4	1,38
TOTAL	3.931,1	7.866,6	497,3	12.295,0	100,0

grande parcela desses recursos (32%), encontram-se sob coberturas de até 50m, dos quais, boa parte (18% dos recursos totais) na Camada Candiota. Esses números indicam claramente que por muitos anos o alvo econômico essencial nessa jazida, será a lavra a céu aberto da Camada Candiota, possivelmente em conjunto com outra(s) camada(s) que vêm em segundo plano (Cl<sub>1</sub>, Cl<sub>2</sub> e CS<sub>4</sub>).

O principal limitante a uma maior utilização dos carvões das jazidas brasileiras diz respeito ao seu *grade*. Este conceito pode ser definido como as relações entre matéria orgânica/inorgânica presentes em uma camada de carvão, do ponto de vista quantitativo e qualitativo. Os carvões brasileiros possuem baixo *grade*, embora sob essa designação genérica sejam encontradas notáveis variações de jazida para jazida, de camada para camada, e ainda em uma mesma camada, lateralmente.

A jazida de Candiota combina características de lavra de baixo custo (lavra a céu aberto; camada espessa) com *grade* desfavorável, o que faz com que seu beneficiamento e uso industrial apresentem maiores dificuldades técnicas que a maioria das outras camadas explotadas no país.

A análise imediata de uma camada (cinza, matéria volátil, carbono fixo, umidade), tomada globalmente, é o primeiro indicador do seu *grade*; particularmente, o teor de cinzas, que expressa uma aproximação com a quantidade de matéria inorgânica presente. Na Camada Candiota o teor de cinzas varia entre 51% e 55% no ROM; esse valor para o teor de cinzas mostra que a camada é formada por intercalações de carvão e folhelhos/siltitos carbonosos, tal como é expresso em um perfil mesoscópico da camada (figura 4.5). Para uma compreensão mais abrangente do *grade* é necessário verificar os ensaios de "afunda-flutua" e sua expressão em gráficos, como o de Mayer, estabelecendo a sua lavabilidade, ou seja, a possibilidade de obter-se rendimentos de produtos com menores teores de cinza pelos processos de beneficiamento; na maior parte dos casos também rebaixando o teor de enxofre e a umidade.

A lavabilidade da Camada Candiota é mais difícil do que a da maioria das outras camadas de carvão existentes nas bacias brasileiras. Esse é o principal problema, e não o teor global de cinzas. A situação é assemelhada para todas as demais camadas da jazida, ao nível das informações disponíveis.

Para obter-se, como resultado de um processo de beneficiamento, carvão com 35% de cinzas, o rendimento teórico esperado é de 30% a 52%, como pode ser visto na tabela 4.2 para a Camada Candiota. Desse modo, para obtenção de carvões de melhor qualidade, também diminuiriam sensivelmente os rendimentos, onerando os custos do produto final. Esta situação explica, em parte, a não utilização sistemática, até o presente, de meios de beneficiamento para a Camada Candiota, exceto separação granulométrica. De outra parte, tem implicado em grandes dificuldades operacionais para sua combustão nas plantas termoelétricas da CEEE, e na muito pequena diversificação de seu uso para outras atividades consumidoras. Entre estas, algumas existentes na região, e que usam outras fontes térmicas, tais como cimento, cerâmica e secagem de grãos.

Tabela 4.2 – Indicadores de qualidade (*grade*) das principais camadas de carvão da Jazida de Candiota.

VALORES CAMADAS	RENDIMENTO %	ENXOFRE %	PODER CALORÍFICO (base seca) cal/g
CANDIOTA	30 - 52	0,7 - 1,2	4.420 - 4.540
Cl <sub>2</sub>	20 - 24	0,8	4.470 - 4.620
Cl <sub>3</sub>	27 - 55	1,0 - 1,2	4.260 - 4.600
CS <sub>4</sub>	38 - 55	0,9 - 1,3	4.430 - 4.700

Outro aspecto importante na potencialidade econômica da jazida de Candiota seria a utilização de subprodutos da lavra, beneficiamento e combustão do carvão. Os argilitos intermediários da Camada Candiota constituem matéria-prima para a indústria cerâmica, que poderia empregar carvão como gerador de calor nos fornos, ou seja, utilizando essencialmente matéria-prima local, de baixo custo. Se a Camada Candiota fosse submetida a um processo de beneficiamento, haveria geração de rejeitos piritosos que, eventualmente, poderiam ser aproveitados para a produção de enxofre. As cinzas residuais, especialmente as chamadas cinzas volantes (*fly ash*) são matéria-prima para concreto asfáltico e fabricação de tijolos, com tecnologia já desenvolvida pelo CIENTEC. Estes são alguns exemplos mais evidentes, entre outras possibilidades de aproveitamento mais global e integra-

do da jazida de Candiota, que a investigação científica e tecnológica de uso de subprodutos poderia apontar, desde que realizada.

O *rank* de um carvão é a sua classificação nas séries naturais segundo o seu grau de evolução, e que vão dos linhetos aos antracitos. No Rio Grande do Sul pode-se verificar um gradual avanço na posição do *rank* das jazidas, no sentido de oeste para leste.

Desse modo, a jazida de Candiota apresenta a posição mais baixa na classificação pelo *rank*, embora com variação tão pequena em relação às jazidas do Baixo Jacuí, que a sua denominação na classificação ASTM é a mesma, ou seja, Betumino-so de Alto Volátil C, não coqueificável. Os parâmetros que determinam essa posição são o poder calorífico, base úmida, livre de matéria mineral, calculados segundo as fórmulas de Parr (Ferreira, 1976). Esse valor é compatível com a refletância das vitrinitas entre 0,45% e 0,51%, determinada em diversos trabalhos, e a umidade de equilíbrio entre 16% e 18% (CIENTEC, 1980). Esses resultados foram obtidos para a Camada Candiota, mas não é de se esperar variações significativas para as demais camadas da jazida.

As intrusões de diabásio nas proximidades das camadas de carvão que, localmente, elevam o seu *rank*, produzindo antracito ou coque natural em outras jazidas, são desconhecidas na jazida de Candiota.

## 4.2.2 Minerais Metálicos

### 4.2.2.1 Cobre

O cobre constitui o principal bem mineral metálico em exploração no Rio Grande do Sul. Desde a descoberta dos primeiros indícios, no século passado, as concentrações minerais de cobre registradas no Escudo Sul-Rio-Grandense (cerca de 300), têm sido alvo de pesquisa em maior ou menor intensidade, tanto por organismos governamentais, como por empresas privadas. Não obstante a ampla distribuição dessas mineralizações e a intensa investigação desenvolvida, somente três depósitos de porte econômico foram identificados na região (minas do Camaquã, Cerro dos Martins e Mina Seival). Os trabalhos de pesquisa desenvolvidos nesses jazimentos até a década de 70, e que incluem aqueles registrados na Folha Pedro Osório, foram

reavaliados por Ribeiro (1978) no seu Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense.

Posteriormente, a Companhia Brasileira do Cobre – CBC, detentora dos direitos minerários das áreas e a Rio Doce Geologia e Mineração – DOCE-GEO, procederam a uma profunda reavaliação dos principais jazimentos, a qual, aparentemente, não incluiu aqueles situados na área em foco. Os resultados dessa última campanha de pesquisa para cobre, desenvolvida na região, foram publicados em numerosos documentos, e as interpretações relativas à gênese dessas mineralizações constituíram o enfoque da tese de doutoramento de Ribeiro (1991).

Entretanto, decorridos mais de cem anos do descobrimento dos primeiros indícios de cobre na região, o problema da gênese das mineralizações cupríferas "...apresenta-se apenas parcialmente conhecido, o que equivale a dizer que apresenta boas probabilidades de abertura de novas possibilidades econômicas" (Ribeiro, 1978, p. 11).

Foram catalogados onze jazimentos de cobre que, com exceção da ocorrência de Pedras Altas (ref.101) e do indício da Estância S. Francisco (ref.01), situam-se todos na região do Alto do Cerro da Vigia.

A ocorrência de Pedras Altas (ref.101) é destacada por ser a mais meridional até agora conhecida no Escudo Sul-Rio-Grandense. Esse jazimento foi descrito por Ribeiro (1968) *apud* Ribeiro (1978), como um conjunto de quatro afloramentos com mineralização à base de malaquita, azurita, cuprita e rara calcosina, disseminados numa rocha granítica milonitizada e brechada, na região da Falha da Sóteia. Os afloramentos distribuem-se ao longo de uma faixa de direção N 40°E, ocorrendo em área relativamente próxima de calcários marmorizados do Complexo Metamórfico Porongos.

As ocorrências e indícios registrados no Alto do Cerro da Vigia, basicamente são de dois tipos: disseminações de oxidados de cobre em diáclases de zonas brechadas ou filões com disseminações de calcopirita, bornita, calcosina principalmente, em ganga de quartzo ± barita. Quanto às encaixantes dessas mineralizações, em duas ocorrências (ref. 07, 08), predominam as rochas andesíticas referidas à Formação Hilário, enquanto nas demais, essas disseminações ou filões estão encaixados em rochas sedimentares da seção inferior da cobertura

molássica ou em gnaisses do Complexo Metamórfico Porongos, que constituem o embasamento dessa cobertura.

A ocorrência de Tocás (ref. 07) compreende seis afloramentos com calcosina, crisocola e malaquita disseminados em diaclases que cortam as rochas andesíticas da Formação Hilário. Essas diaclases concentram-se numa zona cataclasada, orientada N55°-80°W com possança de média entre 0,2m e 0,8m. Os antigos trabalhos de pesquisa realizados na região incluíram a abertura de duas galerias de encosta, uma das quais orientada N 55°W acompanha essa zona mineralizada por uma extensão de 9m.

Os jazimentos de fazenda Vista Alegre (ref.02), arroio Barroco (ref.03), fazenda Ney Quintana (ref.04), viúva Mariana Lopes (ref.05) e Severo Colares (ref.06), caracterizam uma série de concentrações cupríferas situadas ao longo de uma zona de falha N30°E, que faz o contato do embasamento do Complexo Metamórfico Porongos com a seção inferior da cobertura molássica. Esses jazimentos foram cobertos por campanha de prospecção geoquímica de solos pelo DNPM (Fabrício, 1970), sendo as anomalias principais testadas através de furos de sondagem.

A ocorrência de Severo Colares (ref.06) consta de filões de quartzo com calcopirita, calcosina, bornita, pirita, galena e malaquita com possanças de 0,1m a 0,5m e extensão contínua de poucas dezenas de metros. Encaixam-se preferencialmente em gnaisses do Complexo Metamórfico Porongos, com atitudes N60°-70°W; 60°-70°NE, associados aos falhamentos menores NW-SE que interceptam a falha principal N30°E, que faz o contato embasamento-cobertura. As sondagens executadas nessa área detectaram os filões até 40m de profundidade, com teor máximo de 0,43% Cu na lama de sondagem.

A ocorrência de Ney Quintana (ref.04) é representada por um conjunto de afloramentos mineralizados, situados numa área de forma triangular, limitada por falhas, que colocam em contato rochas sedimentares e gnáissicas. Essas mineralizações são representadas por ocasionais pintas de malaquita em rochas conglomeráticas ou em diaclases que cortam as rochas metamórficas. Localmente essas diaclases orientam-se preferencialmente para N 50°-70°W com mergulhos acentuados para NE. O programa de prospecção geoquímica desenvolvi-

do nesse setor, destacou cinco áreas anômalas, abrangendo tanto rochas sedimentares como metamórficas, com valores de até 400ppm de Cu. A área da anomalia mais importante sobre as rochas conglomeráticas, foi testada por dois furos de sondagem, sem resultados positivos, uma vez que a cobertura sedimentar era bastante delgada sobre o embasamento (30m).

Ribeiro (1978) na avaliação das pesquisas conduzidas sobre esses jazimentos, destacou dois aspectos:

a) os perfis geoquímicos de solos apresentam sempre anomalias de Pb associadas às de Cu; e

b) os filonetes mineralizados estão encaixados tanto em rochas sedimentares da cobertura molássica, como em gnaisses atribuídos ao Complexo Metamórfico Porongos.

Merece referência ainda o jazimento de Cerro da Vigia (ref.09) associado às rochas sedimentares preservadas numa estrutura N60°-70°W (*graben* do arroio Sepultura; Eckert, 1971), que corta diagonalmente o Alto do Cerro da Vigia. Em superfície a mineralização é caracterizada por forte disseminação de malaquita e calcosina, com alguma calcopirita, em brechas tectônicas que constituem uma zona cataclasada orientada N10°W;70°-80°NE. Esta zona afeta horizontes de arenito fino acinzentado, duro, que lateralmente grada para arcóseo conglomerático e conglomerados. Essa mineralização foi testada por furo de sondagem que caracterizou filonetes de quartzo com calcopirita, bornita, malaquita e crisocola, encaixados em arenitos arcoseanos e siltitos, sem teores econômicos (Ribeiro, 1978).

#### 4.2.2.2 Chumbo

Além dos jazimentos de cobre em que o chumbo na forma de galena ocorre eventualmente associado, foram cadastrados cinco jazimentos em que a galena se apresenta como o mineral-minério principal (ref. 11, 12, 13, 64, 102). Essas concentrações minerais estão associadas predominantemente às litologias do Complexo Metamórfico Porongos e são representadas por finas disseminações de galena (+ calcopirita + pirita) ou por estreitos filões de quartzo com galena, caracterizando mineralizações singenéticas ou epigenéticas resultantes de remobilização hidrotermal.



Os jazimentos de ref. 11, 12 e 13 estão associados aos litótipos do Complexo Metamórfico Porongos aflorantes no Alto do Cerro da Vigia, onde se concentram também os principais jazimentos de cobre registrados na área, conforme visto anteriormente.

A ocorrência do arroio Divisa (ref.11) foi originalmente descrita por Eckert (1971) e caracteriza-se pela presença de cristais de galena com 1mm a 10mm de aresta, disseminados ao longo de pequena zona brechada, encaixada em rochas gnáissicas. Essa zona compreende pequenos veios de quartzo com atitude N50°-60°W;70°SW, com posança total de 4m entre veios e encaixante. De acordo com Eckert (*op.cit.*), o veio mais importante tem posança de 0,4m e pode ser acompanhado em superfície por uma extensão de 40m. A galena concentra-se principalmente nos bordos dos veios, constituídos predominantemente por quartzo e, secundariamente, por calcita. A abundância de *boxworks* cúbicos nesses veios, sugere que a maior parte da galena já foi lixiviada. Três amostras selecionadas, submetidas à análise química dosaram 2,5%, 6,4% e 16,2% Pb, conforme Eckert (1971, p. 60).

Indício semelhante (ref. 13) foi registrado no presente mapeamento, cerca de 1.500m a nordeste da ocorrência do arroio Divisa. Trata-se igualmente de estreitos veios de quartzo com galena, ocorrendo ainda barita na ganga.

Um terceiro indício de Pb, também com características de remobilização hidrotermal foi referido por Eckert & Silva (1975a), quando da pesquisa para calcário dolomítico na região de Cerro da Tuna (ref.12). Compreende disseminações de galena com 1mm a 2mm de aresta, em brecha desenvolvida sobre calcário marmorizado. A área mineralizada distribui-se num raio de 20m do terreno, em zona de brecha desenvolvida na intersecção de um falhamento de escala regional de direção N 60°W e aparente deslocamento horizontal, com falha de direção N10°W. Cabe registrar que nas sondagens efetuadas nessa área são descritas seções métricas de testemunhos de calcário marmorizado com *boxworks* cúbicos, sugerindo uma mineralização singenética de chumbo associado às rochas calcárias, que foi lixiviado e remobilizado hidrotermalmente.

O indício de Passo da Cuia (ref.64), na porção centro-norte da folha, foi descrito por Orlandi F° *et*

*al.* (1990) como finas disseminações de galena, calcopirita e pirita em rochas metavulcânicas (metandesitos e metadacitos) do Complexo Metamórfico Porongos. Essas rochas vulcanogênicas distribuem-se segundo uma faixa NE-SW, balizada por falhas, que se estendem para a folha contígua ao norte (Folha Cachoeira do Sul), onde mineralizações semelhantes foram descritas por Jost (1981). Embora essa área tenha sido coberta por prospecção geoquímica, durante o levantamento da Folha Piratini (SH.22-Y-C-II) (Orlandi F° *et al.*, *op. cit.*), nenhum valor anômalo foi detectado, a não ser uma discreta anomalia para Cu, Pb, Zn, na continuidade sul da faixa de metavulcânicas, numa bacia que drena xistos, quartzitos e metapelitos do Complexo Metamórfico Porongos.

#### 4.2.3. Minerais Não-Metálicos

##### 4.2.3.1 Calcário Metamórfico

Constitui um dos bens minerais mais importantes da área focalizada, não só pelo número de jazimentos cadastrados, num total de 47, como pelo volume de reservas já dimensionadas. Sua exploração, entretanto, está limitada aos corpos de calcário com baixo teor de MgO, que atende a indústria cimenteira instalada na região.

Esses jazimentos vinculam-se essencialmente ao Complexo Metamórfico Porongos, constituindo lentes de mármore que se intercalam com os xistos, quartzitos, gnaiesses e anfibolitos dessa unidade.

Os jazimentos de calcário concentram-se em três setores: ( I ) na região de Jaíba-Torrinhas; ( II ) na faixa que se estende de Bolena até Apertado-Pedra Grande; e ( III ) na região de Candiota.

Como assinalaram Szubert & Presotto (1974 a) no cadastro pioneiro das rochas calcárias do Rio Grande do Sul, esses jazimentos apresentam duas características principais: a forma lenticular quase sempre presente e a pequena envergadura da maioria dos corpos. Isto é bem evidente na faixa Jaíba-Torrinhas, mais afetada pelas deformações tectônicas, em que esses corpos calcários apresentam-se como lentes com dimensões entre 100m e 1.000m, espessuras entre 10m e 30m, orientadas N10°-30°E, com caimentos variáveis tanto para SE, como para NW. Não obstante os efeitos deformaci-

onais, essas lentes individuais parecem marcar um ou mais horizontes estratigráficos que, embora descontínuos, podem ser acompanhados por vários quilômetros. Já na região de Apertados, os corpos calcários assumem grande envergadura, constituindo uma faixa aflorante contínua, com 500m de largura e extensão de 13km, que só é interrompida por uma faixa de cobertura sedimentar eo paleozóica de 1km.

Mesoscopicamente essas rochas calcárias compreendem mármore cristalinos 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 sutil bandamento, melhor observado nos mármore mais escuros, onde níveis brancos subparalelos de granulação mais grossa intercalam-se com níveis cinza escuros de granulação mais fina. Em razão da íntima associação dessas lentes de mármore com zonas de cisalhamento são comuns as injeções de quartzo e quartzo-feldspáticas, apresentando-se os mármore mais silicosos nesses setores.

Microscopicamente, os mármore 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. Ocorrem ainda talco, clorita, serpentina, tremolita, opacos, muscovita, olivina e esfero. Petrograficamente podem ser classificados como mármore, mármore silicoso, mármore micáceo e tremolita-mármore, esses, em geral, apresentando os menores teores em MgO.

Para a classificação desses calcários quanto a composição química foi empregada uma classificação tecnológica baseada, principalmente, nos teores de magnésio e de residuo insolúvel (RI), a qual é apresentada no quadro a seguir.

### Região Jaíba-Torrinhas

Os jazimentos ocorrentes nessa região distribuem-se em cinco setores referenciados como: serra do Godinho, cerro Partido, cerro Papileti, Torrinhos e Jaíba; compreendendo os jazimentos de nºs 27 a 29, 37 a 61 e 63 da Carta Metalogenética /Previsional. Como já mencionado, correspondem a lentes de pequeno porte, intercaladas em xistos, quartzitos e gnaisses que compõem o Complexo Meta-mórfico Porongos.

tos e gnaisses que compõem o Complexo Meta-mórfico Porongos.

	CaO%	MgO%	RI%	MgO + RI
Calcários calcíticos e puros	> 51	< 2,2	-	< 4,7
Calcários calcíticos e impuros	> 45	< 4,4	-	< 10,0
Calcários dolomíticos	> 28 < 45	> 4,4 < 11,0	< 10,0	-
Dolomitos calcíficos	> 11 < 28	> 11,0 < 17,6	< 10,0	-
Dolomitos	> 5 < 11	> 17,6 < 19,8	< 10,0	-
Dolomitos de alta pureza	> 0 < 5	> 19,8 < 22,0	> 5,0	-

Nessa região a CPRM executou serviços de pesquisa para a INDUBRAS, com o intuito de quantificar esses jazimentos. Os principais depósitos estudados correspondem às lentes Leci Fagundes (ref. 28) e Raimundo Cunha (ref. 59). A primeira, com uma extensão observada em superfície de 615m e largura aflorante máxima de 74m, tem atitude geral N 20°-70°E/20°-70°SE e espessura real média entre 30 e 50m (figura 4.6). Foram medidas reservas de 1.611 mil toneladas, para uma reserva total de 11.237 mil toneladas nesse jazimento. A lente Raimundo Cunha, a principal da região, apresenta uma extensão aflorante de 802m e largura máxima de 108m na sua extremidade sul, sendo que na maior parte oscila entre 20m e 40m. Sua atitude é N15°-60°/15°-45°SE, com espessura real média entre 25m e 30m (Figura 4.7). Está intercalada em micaxistos, os quais apresentam intercalações de *sheets* de granitos a duas micas (ortognaisses leucograníticos). Esse jazimento apresenta uma reserva medida de 2.290 mil toneladas e uma reserva total de 13.341 mil toneladas. Essas lentes mais expressivas foram, no passado, objeto de exploração intermitente, usando-se de métodos rudimentares, visando a produção de cal.

Os jazimentos da região de Jaíba-Torrinhas quimicamente correspondem a dolomitos calcíficos, como revelam os valores médios de 12 análises realizadas em amostras da região (Eckert, 1973): CaO - 25,34%; MgO-18,82%; R.I.-13,13%; e P.F.- 38,37%.

As reservas em calcário dolomítico dessa área são mostradas na tabela 4.3.

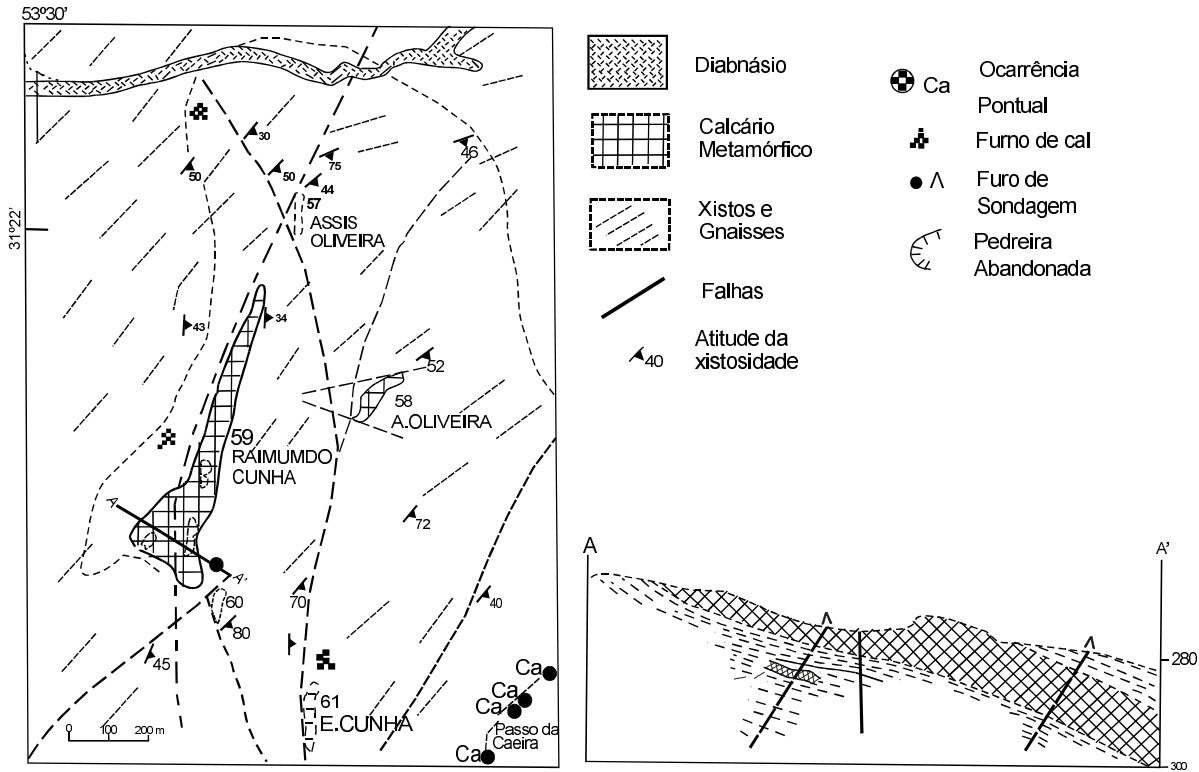


Figura 4.6 – Esboço geológico da área de ocorrência da lente Raimundo Cunha na região Jaíba-Torrinhas (modificado de Eckert, 1973).

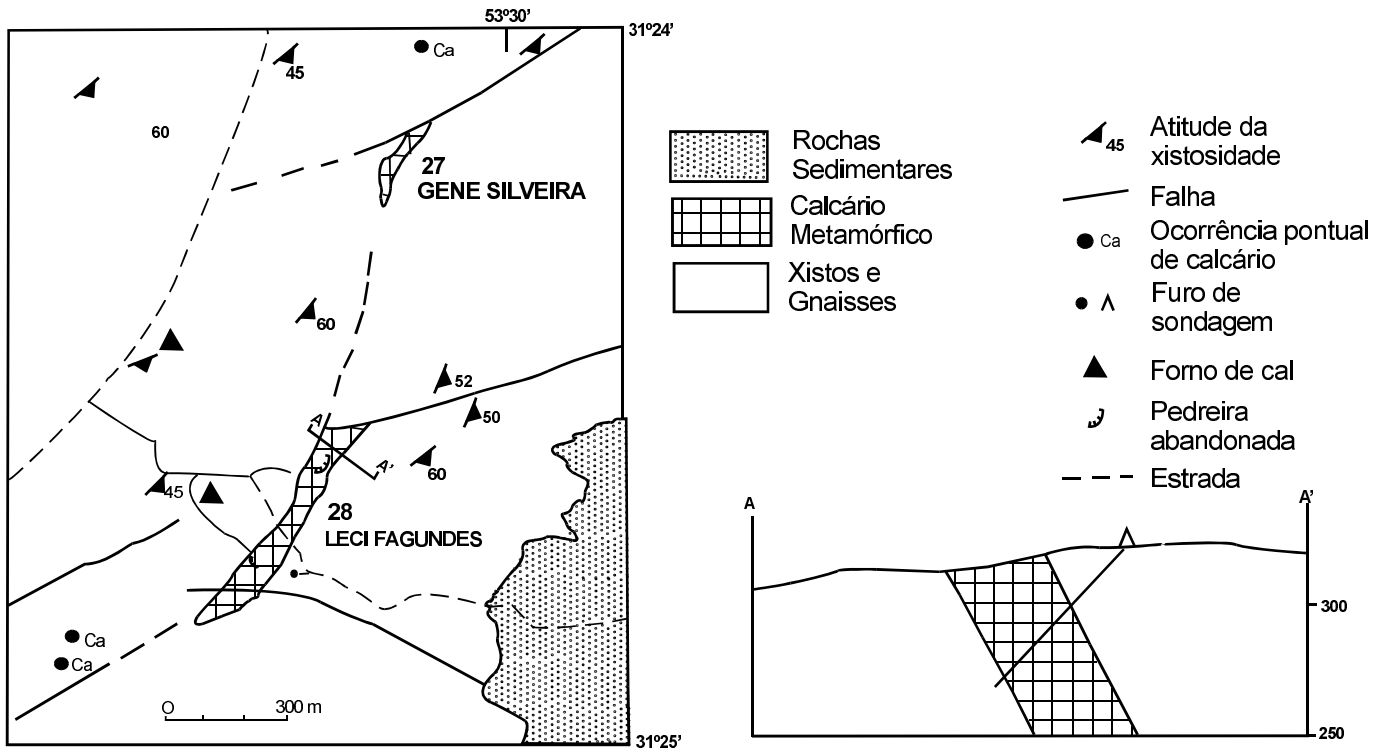


Figura 4.7 – Esboço geológico da área de ocorrência da lente Leci Fagundes, na região Jaíba-Torrinhas (modificado de Eckert, 1973).

Tabela 4.3 – Reservas de rocha calcária da região de Jaíba-Torrinhas (modificado de Eckert & Silva, 1973 e Szubert & Presotto, 1974).

SETOR	Nº DE JAZIMENTOS CADASTRADOS	RESERVA TOTAL * x 10 <sup>3</sup> t
Serra do Godinho	03	375
Cerro Partido	03	673
Cerro Papileti (Inhame)	06	4.117
Torrinhas	10	6.737
Jaíba	07	26.323
TOTAL	29	38.230

### Faixa Bolena-Apertado-Pedra Grande

Compreende os jazimentos de nºs 16 a 25 da Carta Metalogenética/Previsional, os quais se distribuem ao longo de uma faixa de direção geral N 30°E, que se estende desde as imediações da localidade de Bolena, ao sul, até as proximidades do rio Camaquã, ao norte. Constituem igualmente lentes de mármore de dimensões variadas que se intercalam em biotita gnaisses, quartzitos e xistos atribuídos ao Complexo Metamórfico Porongos. Injeções venulares quartzosas e quartzo-feldspáticas afetam tanto as rochas calcárias como as suas encaixantes. Os quartzitos, junto com os calcários, constituem as expressões topográficas mais proeminentes da região.

No setor compreendido entre o cerro da Árvore e Pedra Grande, a distribuição das rochas calcárias é praticamente contínua no terreno, caracterizando um horizonte com cerca de 500m de largura e 13km de extensão, que só é interrompido entre os cerros das Contas e do Ouro, por uma faixa de rochas sedimentares eo-paleozóicas com cerca de 1km de largura aflorante. Os jazimentos de cerro dos Silveiras (ref. 20), cerro da Tuna (ref. 21), cerro do Ouro (ref. 22) e cerro da Árvore (ref. 23) que compõem este setor, foram reunidos no Distrito Calcário-Dolomítico de Apertados (Eckert & Silva, 1976).

Essa faixa foi objeto de pesquisa pela INDUBRAS, sendo os serviços conduzidos pela CPRM (Eckert & Silva, 1974a, 1974b, 1975a, 1975b). Para fins de pesquisa, essa espessa faixa de rochas calcárias foi interpretada como uma estrutura sinclinal, estreita e apertada, orientada segundo uma dire-

ção geral N10°-40° E, lateralmente limitada por falhamentos (figuras 4.8 e 4.9). Estruturalmente, entretanto, essa faixa de rochas calcárias é bastante mais complexa, envolvendo dobramento isoclinal e falhamentos de empurrão. Eckert & Silva (1976) descreveram potentes massas de quartzo leitoso e de brechas (quartzo milonitos ?), principalmente nas porções mais centrais dessa faixa, amarrando a topografia e justificando a gradativa inversão de relevo, com as rochas calcárias, junto com os quartzitos, sustentando os principais acidentes topográficos da região.

Eckert & Silva (*op. cit.*) com base em análises químicas de 226 amostras de superfície e de 211 amostras de testemunhos de sondagem, apresentaram a seguinte composição média para as rochas calcárias do Distrito de Apertados: CaO-31,5%; MgO-16,1%; RI-8,5%; e PF-42,3%.

Segundo os autores, esses teores se mantêm relativamente constantes em todo o distrito, e por extensão em toda a Faixa Bolena-Apertados-Pedra Grande. Excetuam-se alguns níveis basais nos jazimentos de cerro da Tuna e cerro do Ouro, que apresentam baixos teores de MgO (6,0%), com possibilidades de uso na indústria do cimento.

As reservas dimensionadas na Faixa Bolena-Apertados-Pedra Grande são apresentadas na tabela 4.4. Esses dados evidenciam que a faixa considerada concentra mais de 50% das reservas em calcário dolomítico do, no entanto, não são exploradas, possivelmente pela sua localização, Rio Grande do Sul, as quais afastada dos centros de consumo.

### Região de Candiota

A região de Candiota concentra as atividades de exploração de calcário para fabrico de cimento, as quais são conduzidas pela Companhia de Cimento Portland Gaúcho (Grupo Votorantin) e pela Cimento e Mineração Bagé – CIMBAGÉ (Grupo Bunge & Born), que possuem unidades industriais instaladas na área.

Os corpos de calcário em exploração parecem constituir uma extensão das lentes aflorantes na região Jaíba-Torrinhas, caracterizando-se, entretanto, por sua maior extensão aflorante e pelo teor mais baixo em MgO. Na área, essas lentes apresentam orientação geral entre N30°-40°E e N50°-70°E, com caimentos tanto para NW como SE, estando inter-

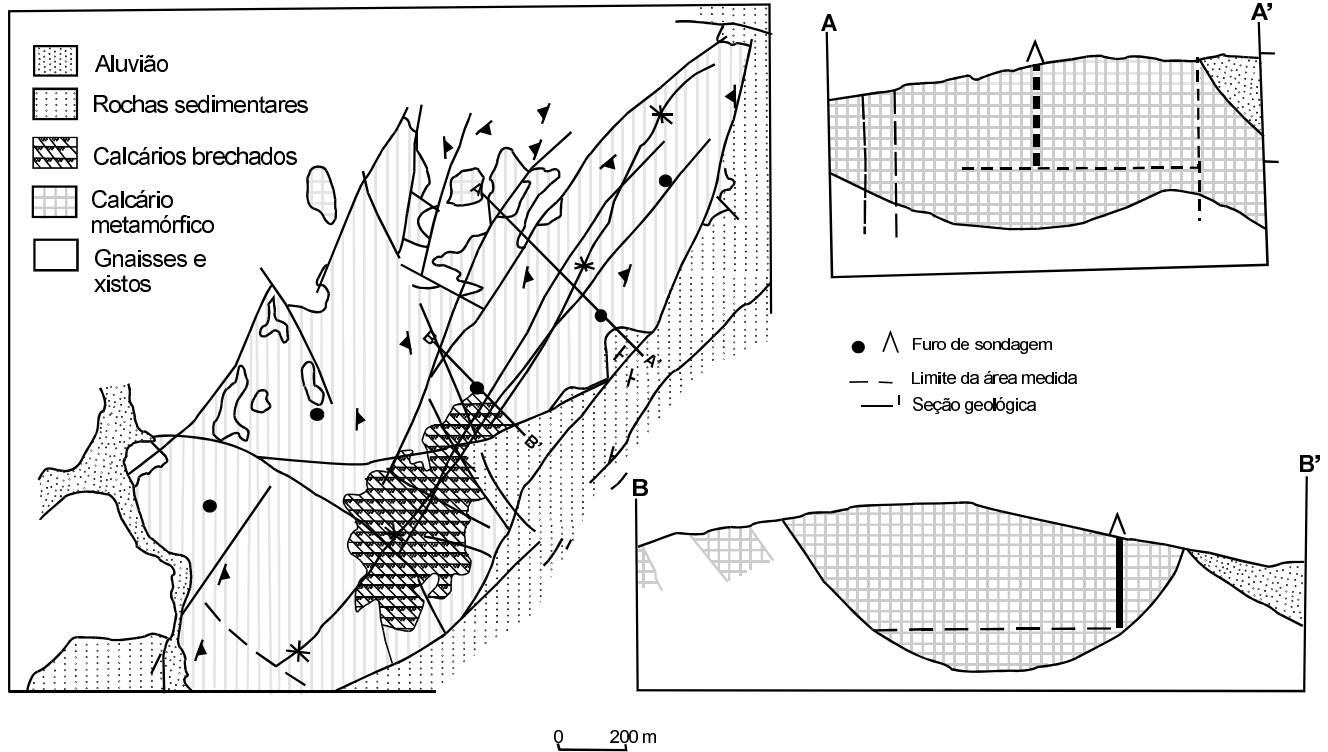


Figura 4.8 – Esboço geológico da jazida de Cerro da Árvore (modificado de Eckert & Silva, 1975b).

caladas em xistos, quartzitos e metavulcânicas. Esses calcários não apresentam composição química perfeitamente adequada para a fabricação de cimento, uma vez que a maioria dos valores de MgO situa-se entre 4,0% e 10,8%, de forma que é necessária a sua mistura com calcários mais puros, vindos de outras áreas, para que apresente um máximo de 4,0% de MgO (Szubert & Presotto, 1974b).

Presentemente, o Grupo Votorantin está lavrando uma lente de direção N50°-70°E/25°-40° SE, com um desmorte mensal da ordem de 40.000 toneladas de calcário + estéril. As reservas medidas na área de concessão da empresa totalizam  $14,5 \times 10^6$  t de calcário com teor de CO<sub>3</sub> total de 76,5%. O minério, após britagem primária, é encaminhado à fábrica de cimento situada junto da BR-293.

A CIMBAGÉ explora o mesmo corpo de calcário, em sua extremidade sul. A empresa detém direitos minerários sobre área com reserva medida de  $25 \times 10^6$  t e reserva inferida de  $15 \times 10^6$  t, com teor de CO<sub>3</sub> total de 85,0%. A sua produção anual é de 650.000 toneladas de calcário, sendo a lavra desenvolvida com desmorte em bancadas descendentes. O calcário, após britagem primária, é encaminhado para

a fábrica de *clinker* que a empresa instalou nas proximidades da jazida. O *clinker* produzido pela CIMBAGÉ é transportado para a fábrica de cimento da empresa, situada em Morretes, município de Nova Santa Rita, nas proximidades de Porto Alegre.

#### 4.2.3.2 Flúor

Na Folha Pedro Osório foram registrados cinco indícios de mineral de flúor (ref. 65, 66, 86, 87, 103), representados por disseminações e/ou diminutos filonetes de fluorita preenchendo fraturas em rochas graníticas, próximas das zonas de falha que afetam esses litótipos. Associados aparecem calcedônia (ref. 65, 66) e/ou calcita, quartzo, epidoto (ref. 103). Nas ocorrências do arroio Moirão (ref. 86, 87), a fluorita roxa, junto com quartzo, cimenta uma brecha desenvolvida sobre granitos a duas micas (Granito Cordilheira) próximo ao contato intrusivo com o Granito Cerro Frio (Dias, 1974).

Embora essas concentrações sejam destituídas de significado econômico, elas ressaltam a potencialidade dos granitos tardi a pós-transcorrência como fontes de flúor, como já assinalado por Sallet

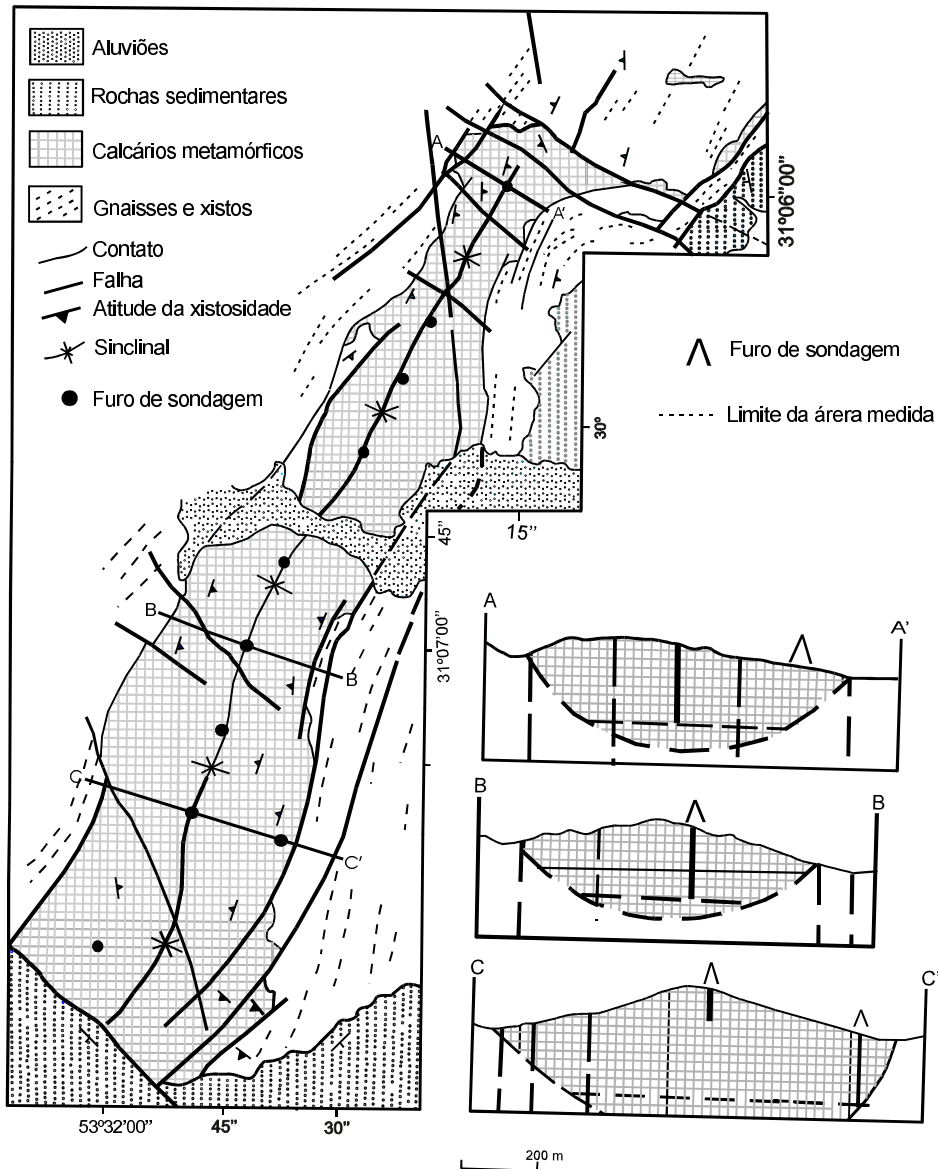


Figura 4.9 – Geologia e seções esquemáticas das jazidas de Cerro do Ouro e Cerro da Tuna (modificado de Eckert & Silva, 1974a, b).

et al. (1990). O flúor presente nesses granitóides, assim como a sílica e o bário, são passíveis de lixiviação em profundidade, por soluções hidrotermais convectivas, e de serem redepositados no final da ascensão em direção à superfície, ao longo de fraturas abertas ou reativadas durante o evento distensivo relacionado com a abertura do Atlântico Sul, à semelhança do modelo genético admitido para os depósitos do Distrito de Fluorita de Santa Catarina (Dardenne & Savi, 1984). De acordo com esse modelo, a presença de rochas sedimentares gonduânicas capeando os granitos é considerada

indispensável para a precipitação do flúor, em decorrência da diminuição da temperatura e pressão, ocorrendo preferencialmente abaixo da descontinuidade cobertura/granito, isto é, na zona de interação com as águas conatas superficiais mais frias.

Essa interação de cobertura gonduânica e rochas graníticas é registrada logo ao norte dos indícios de fluorita do arroio Moirão, onde as rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul estão em contato por falha (ZCDC) com os leucogranitos Cordilheira. As evidências de brechamento nessa cobertura demonstram que sucessivas reativações movi-



Tabela 4.4 – Quando de reservas de calcário dolomítico da Faixa Bolena - Apertado - Pedra Grande (modificado de Eckert & Silva, 1975b).

JAZIMENTOS	RESERVA MEDIDA	RESERVA INDICADA	RESERVA INFERIDA	RESERVA GEOLÓGICA *	RESERVA TOTAL ** x 10 <sup>3</sup> t
P. Grande (16)	-	-	-	525	525
P. Grande (17)	-	-	-	225	225
C. Silveiras (18)	-	-	-	1.500	1.500
P. Grande (19)	-	-	-	4.500	4.500
C. Silveiras (20)	6.280	8.232	-	-	14.512
C, Tuna (21)	94.280	33.280	13.00	-	140.914
C. Ouro (22)	201.312	36.238	-	-	237.550
C. Árvore (23)	151.367	78.787	68.646	-	298.800
Est. Arvorezinha	-	-	-	-	-
Est. Três Passos	-	-	-	-	-
Bolena (26)	38.915	15.579	54.435	-	108.869
TOTAL	492.508	172.056	136.081	6.750	807.395

\* Extraído de Szubert & Presotto (1974)

\*\* Reserva Total = (reserva medida + indicada + inferida) + (reserva geológica)

mentaram essa zona de cisalhamento, em tempos mesozóicos, reproduzindo assim, os condicionamentos – estrutural e litológico – similares aos que regem a mineralização filoniana de fluorita em Santa Catarina.

Além disso, no caso do Distrito de Santa Catarina, embora os estudos geoquímicos disponíveis aparentemente descartem uma ligação genética entre mineralizações e magmatismo alcalino, a idade Cretáceo Superior-Paleoceno admitida para o *mise-en-place* dos filões de fluorita não se afasta da idade admitida para as intrusões alcalinas daquela região. Dardene & Savi (1984) aventaram a hipótese de que a circulação dos fluidos hidrotermais não somente tenha sido provocada pelo rifteamento, como também através de movimentos convectivos induzidos na escala regional pelo gradiente térmico gerado pelas intrusões alcalinas. Na área em foco, a ocorrência de *plugs* alcalinos (Suíte Alcalina Passo da Capela) cortando as rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul constitui, assim, um elemento adicional a apontar para a potencialidade em fluorita no setor indicado.

Uma segunda área potencial para a pesquisa de fluorita na região, tendo em conta o condicionamento acima referido, situa-se no extremo-sudoes-

te da folha, ao longo da Falha da Sôteia, cuja reativação no Paleozóico-Mesozóico, elevou o bloco granítico oriental, mantendo remanescentes da cobertura, antes contínua, da Formação Rio Bonito. Nesse setor, os trabalhos de graduação pela UNISINOS (1980a, 1980b) registraram ocorrências de fluorita sem, entretanto, precisar sua localização.

#### 4.2.3.3 Cristal-de-Rocha

Na área estudada existe o registro de apenas um jazimento dessa substância (ref. 109), no contexto de um biotita granito médio a grosso, isótropo, ligado à fase final do magmatismo brasileiro na região. Trata-se de fragmentos decimétricos de quartzo, formando agregados cristalinos, que se distribuem numa massa também de quartzo (veio). Essa massa dispersa sustenta uma elevação orientada N30°E, ao longo da qual esses fragmentos distribuem-se por cerca de 100m de extensão e por uma largura média de 20m. A este provável veio de quartzo associa-se um microgranito róseo, rico em muscovita, bem como veios pegmatóides com cristais de feldspato com 1m a 3cm de comprimento. O jazimento aparentemente não apresenta pedras de qualidade para um possível aproveitamento econômico.

#### 4.2.3.4 Argilas

Além de um jazimento de caulim, identificado na região de Cerro Chato (ref. 110), foram cadastrados nove depósitos de argilas, utilizadas como matéria-prima em olarias, no fabrico de telhas e tijolos. Neste texto, destacamos os principais depósitos da área.

A maioria desses depósitos, quanto a origem, podem ser classificados como de argilas transportadas e relacionam-se às planícies aluviais dos principais cursos d'água. A cidade de Pedro Osório, situada na confluência do rio Piratini com o arroio Basílio, concentra o maior número de olarias da região, as quais utilizam argilas extraídas de numerosos "barreiros" estabelecidos ao longo da planície aluvial do rio Piratini (ref. 124, 125, 126). Apesar dessa extração se processar de forma rudimentar, na maioria das vezes por métodos manuais, e sem habilitação legal, o volume de argila extraída permite caracterizar os depósitos da planície do rio Piratini como de grande extensão e volume.

Correspondem a horizontes argilosos de geometria lenticular a tabular, com espessuras médias entre 0,5m e 2,0m. A argila apresenta cores cinza, cinza-escuro, cinza-esverdeado, boa plasticidade e torna-se gradativamente mais arenosa em profundidade. A extração é limitada ao aparecimento de um horizonte de areia fina subjacente. Ocasionalmente, um nível de argila plástica escura, rica em matéria orgânica, se sobrepõe ao horizonte em exploração.

A extração de argila nesses "barreiros" é feita em regime de associação, sendo o material encaminhado para as diversas olarias. De acordo com estudo realizado pelo PROSUL (Massaú *et al.*, 1992) haviam, em 1992, 53 unidades instaladas na cidade de Pedro Osório, com uma capacidade de produção mensal estimada em 3.916 milheiros de tijolos maciços. Ainda de acordo com esse estudo, o estágio produtivo dessas unidades, evidenciava: predominância de sistemas semi-artesaniais de produção; transporte de matéria-prima por tração animal ou veículos; baixa capacidade de queima dos fornos, que na maioria dos casos não passava de 4.500 tijolos; secagem ao tempo na grande maioria das unidades; e uso de lenha para cozimento dos tijolos na grande maioria das unidades.

As olarias em atividade nos arredores da cidade de Piratini utilizam como matéria-prima argilas residuais resultantes da alteração de rochas granitoides ou metamórficas (ref. 83, 85). Os depósitos compreendem bolsões de argila de geometria irregular, em geral de volumes pouco expressivos.

Entretanto, são encontrados grandes volumes de argilas residuais relacionadas à alteração das rochas sedimentos gonduânicas, em especial de suas unidades inferiores (Grupo Itararé e Formação Rio Bonito). Particularmente devem ser destacados os horizontes argilosos associados às camadas de carvão na Formação Rio Bonito que, pela extensão e persistência, características tecnológicas e baixo custo de extração, uma vez que são descartadas na lavra daquele bem mineral, podem viabilizar empreendimentos de grande porte.

A Companhia Riograndense de Mineração – CRM que mina a Camada Candiota na mina homônima, vem desenvolvendo estudos tecnológicos visando qualificar esses horizontes argilosos, com vistas a incrementar o seu uso em escala industrial. De acordo com esses estudos (CRM, 1993), na atual frente de lavra de carvão são desacados dois horizontes de argila, referidos como Superior e Inter-Bancos, que totalizam um volume de 160.000.000m<sup>3</sup>. O primeiro, situado acima do banco superior da Camada Candiota, tem espessura em torno de 1,80m; e o segundo, situado entre os bancos superior e inferior que compõem aquela camada, apresenta espessura média de 0,80m. O nível Superior apresenta parâmetros tecnológicos mais favoráveis que o Inter-Bancos, sendo as argilas daquele horizonte caracterizadas como cauliniticas de origem sedimentar, podendo ser classificadas como *fire clays*, isto é, refratárias.

#### 4.2.3.5 Rocha Ornamental

Foram cadastradas três pedreiras onde são cortados blocos de granito que se destinam à exportação (ref. 81, 90, 127), e duas outras de extração de placas de quartzito para a confecção de chapas de revestimento.

As pedreiras em rochas quartzíticas situam-se na região de Jaíba (ref. 78,79), sendo a extração desenvolvida numa crista de quartzito micáceo que se associa aos xistos do Complexo Metamórfico



Porongos. A lavra é feita ao longo da crista, sendo removidas manualmente, com auxílio de picaretas e alavancas, placas irregulares de rocha de até 1,50m de comprimento. Essas placas são reduzidas a chapas com dimensões de 15cm x 30cm, as quais sofrem um tratamento com ácido, para torná-las mais brilhantes e livres de impurezas (películas ferruginosas), sendo comercializadas com a denominação de "pedra salsa". A extração é intermitente, sendo condicionada pelas solicitações do mercado, podendo alcançar 300m<sup>2</sup>/mês.

Entre as pedreiras de exploração de rocha granítica, a única com lavra regular situa-se na localidade de Cerro dos Cachorros (ref. 127), município de Pinheiro Machado, e cuja concessão pertence a GRANISUL.

A rocha lavrada é um sienogranito róseo, equigranular médio a grosso, isotrópico e muito homogêneo, do tipo tardi a pós-transcorrência, e que recebe o nome comercial de Granito *Royal Red*.

A extração é feita a partir do maciço rochoso com frente de 35m de altura, sendo o desmonte inicial por explosivos. A remoção dos blocos é feita com retroescavadeira e o transporte por carregadeiras. Os blocos são cortados com dimensões médias de 2,20m x 1,30m x 1,00m, sendo o emparelhamento final realizado manualmente.

Os blocos são transportados por caminhões até a estação Passo dos Pires da RFFSA, distante cerca de 20km da frente de lavra, donde são transportados, via férrea, até o porto de Rio Grande para embarque.

A produção declarada dessa pedreira é de 200-300m<sup>3</sup>/mês. A reserva total não foi determinada, mas estima-se em 6.000-7.000m<sup>3</sup> de rocha passível de exploração, significando cerca de três anos de lavra. Nos últimos dez anos, foram lavrados cerca de 4.000 blocos nessa concessão.

#### 4.2.3.6 Materiais de Uso Imediato na Construção Civil

##### Pedra-de-Talhe

Além das pedreiras com produção de rocha ornamental e brita, foram cadastradas na área vinte pedreiras em que são produzidas pedras brutas para uso na construção civil. Os produtos fornecidos incluem pedras de alicerce, pedras para calça-

mento, meios-fios e moirões de cerca, referidos aqui genericamente como pedras de talhe.

As pedreiras cadastradas distribuem-se principalmente pela porção central da folha, abrangendo a cidade de Piratini e localidades próximas (vila Cancelão, Caneleiras, Cerro Sandi) (ref. 67 a 77, 80, 82, 84, 105), e no seu canto sudeste, correspondente à área de exposição do Granito Capão do Leão (ref. 117 a 121).

Considerando o caráter quase artesanal de extração, são aproveitados para corte quase que exclusivamente os matacões de rocha granítica encontrados nos sopés e encostas dos morros. Por outro lado, considerando a disponibilidade de rocha granítica na região e o caráter intermitente dessa atividade, o número de pedreiras dessa natureza deve ser maior que o registrado. Foge dessas características a pedreira do cerro do Estado (ref. 117) no canto sudeste da folha, onde são extraídos grandes blocos irregulares que se destinam unicamente à contenção e manutenção dos molhes da barra do porto de Rio Grande.

##### Brita/Saibro

Foram cadastradas seis pedreiras, implantadas exclusivamente para a produção de brita (ref. 35, 100, 111, 112, 114, 122), além de quatro "saibreiras" com atividade intermitente (ref. 36, 106, 107, 113), de onde é retirado material de empréstimo para capeamento e recuperação de estradas.

As pedreiras, quase todas paralisadas, foram implantadas à época da construção das rodovias federais ou de obras de maior porte, como a barragem do arroio Candioteinha, para atender à UTPM. A única pedreira em atividade regular, situa-se na localidade de Colonia Cristal (ref. 112), junto da BR-392, que apresenta uma produção média mensal de 6.000-7.000m<sup>3</sup> de brita de diversos tipos.

##### Areia

Três lavras rudimentares de areia, relacionadas aos depósitos aluvionares do rio Piratini (ref. 104, 115, 116) foram cadastradas na área estudada. O material destina-se a atender, principalmente, o consumo nas cidades de Piratini e Pedro Osório. A areia extraída em Passo da Costa Novo (ref. 112), por sua granulação muito grossa, não se presta

para a preparação de massa, sendo adquirida pela prefeitura de Piratini para uso na recuperação de estradas vicinais nos arredores da cidade.

### 4.3 Indícios Indiretos de Mineralizações

#### 4.3.1 Indícios Geofísicos

A interpretação dos mapas aeromagnéticos demonstraram a existência de várias anomalias dipolares e monopulares, circulares ou elípticas, cujas verificações no campo confirmaram a sua vinculação às rochas básicas (Intrusivas Básicas). Dessa forma, na Carta Metalogenética/Previsional só foram assinaladas aquelas que não encontram correspondência no terreno, representando provavelmente corpos básicos similares subaflorescentes. Adicionalmente foram ressaltados alguns lineamentos magnéticos, especialmente o sistema N 70°-90°E, proeminente no canto sudeste da folha, e que não encontra correspondência na geologia de superfície.

Na interpretação dos dados aeroradiométricos empregou-se os mesmos critérios utilizados no mapeamento da Folha Piratini (Orlandi F° *et al.*, 1990) onde constatou-se uma grande coerência entre as unidades radiométricas definidas e as unidades geológicas aflorantes.

Na Carta Metalogenética/Previsional foram destacados os indícios radiométricos mais relevantes, como as zonas de maior intensidade de radiação, com valores superiores a 150 cps para o canal de urânio e de 40 cps para o canal de tório, bem como as curvas de razão U/Th superiores a 0,6, essas por demarcarem com relativa precisão os corpos de leucogranitos da Suíte Granítica Cordilheira que ocorrem associados a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, bem como por representarem indicativos de processos de alteração hidrotermal nos outros domínios geológicos.

#### 4.3.2 Indícios Mineralométricos

Para subsidiar a avaliação metalogenética, a Folha Pedro Osório foi coberta por uma campanha de prospecção por concentrados de bateia, a qual procurou estender para toda a área estudada os resultados positivos obtidos em levantamento similar desenvolvido na Folha Piratini (Orlandi F° *et al.*, 1990).

Este levantamento aluvionar abrangeu toda a área não coberta por sedimentos fanerozóicos, totalizando a coleta de 488 amostras de concentrados de bateia, as quais somaram-se às 176 amostras coletadas na área da Folha Piratini, e que foram reanalisadas para essa integração. As amostras foram submetidas aos procedimentos usuais de concentração em laboratório, sendo analisadas semi-quantitativamente em lupa binocular, segundo os seguintes intervalos: <1%, >1%<5%, >5%<25%, >25%<50%, >50%<75%, >75%. Para o caso do ouro, procedeu-se à contagem do número de “pintas” presentes em cada amostra.

Nos concentrados foi identificada uma suíte de 40 minerais pesados, sendo 28 com ampla distribuição em área – magnetita, ilmenita, hematita, limonita, óxido de ferro, cassiterita, scheelita, rutilo, monazita, zircão, anatásio, pirita, pirita oxidada, granada, piroxênio, anfibólio, epidoto, titanita, espinélio, leucocênio, apatita, hornblenda, turmalina, estauroilita, cianita, sillimanita, clorita; e treze com distribuição pontual ou restrita a algumas bacias de drenagem: columbita-tantalita, cromita, olivina, berilo, barita, topázio, ouro, calcopirita, bornita, cobre nativo (?), galena, marcassita e molibdenita.

Grazia (1997) elaborou um estudo completo sobre a distribuição dos minerais pesados, na Folha Pedro Osório. Nesse informe, somente os dados mais relevantes estão representados, na forma de estações e zonas anômalas de ocorrência dos minerais de interesse prospectivo, as quais serviram de subsídio à elaboração da Carta Metalogenética/Previsional. A figura 4.10 destaca as principais zonas anômalas para cassiterita (zonas 1,2, 3, 4), turmalina (zona 10), ouro (zonas 6,7,8,9) e monazita (zona 5). A maioria dessas zonas coincide com áreas mineralizadas/previsionais que serão comentadas no capítulo respectivo, de maneira que aqui só será destacada a zona 7 para ouro, demarcada na porção sudeste da folha.

Essa zona compreende uma faixa com cerca de 60km de extensão e 20km de largura entre as localidades de Morro Redondo e Vista Alegre. Ao longo dessa faixa foram coletadas 34 amostras de concentrados de bateia, das quais 22 acusaram a presença de ouro, num total de 105 “pintas”. Localmente, foram registradas amostras com 18 até um máximo de 37 “pintas” por bateia. Litologicamente predominam nessa faixa os metagranitóides com

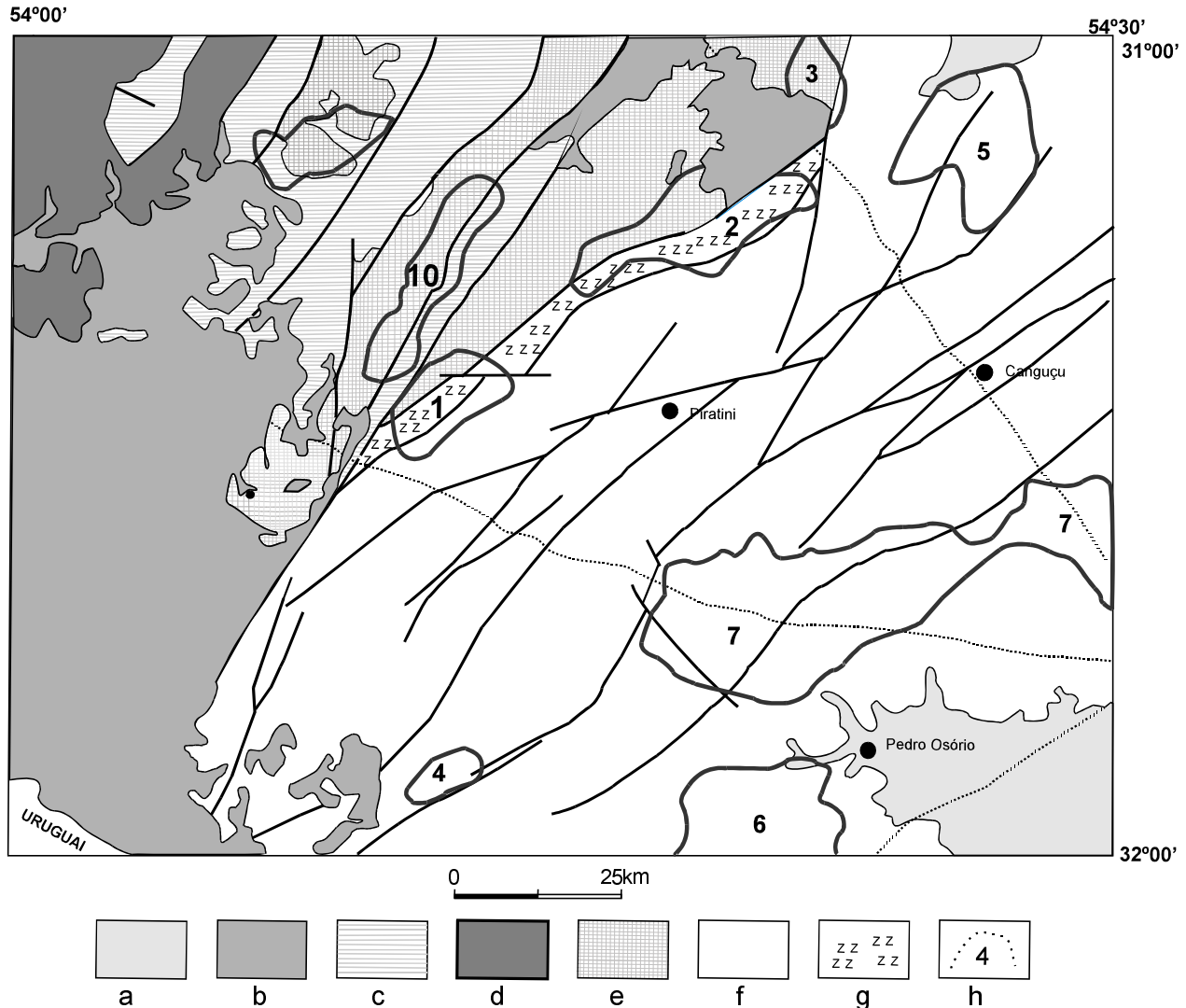


Figura 4.10 – Zonas anômalas de concentrados de basteia.

deformação tangencial (ortognaisses granodioríticos e monzograníticos do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado), cortados por amplas zonas de transcorrência N40° E e injetados ou cortados por intrusões de granitos porfiríticos ou equigranulares sin a pós-transcorrência. Corpos de Intrusivas Básicas, como os dioritos do arroio Marmeleiro ocorrem nesse setor, sendo comuns também os enclaves dioríticos e tonalíticos nos metagranitóides sin-tangenciais. A ampla distribuição dos indícios auríferos não permite especular sobre os possíveis metalotectos dessas mineralizações, mas a persistência desses indícios recomendam

um aprofundamento na prospecção ao longo dessa faixa.

#### 4.4 Áreas Mineralizadas/Previsionais

Na Carta Metalogenética/Previsional foram individualizadas oito áreas previsionais, as quais estão hierarquizadas segundo três diferentes níveis de perspectiva, conforme critérios explicitados na própria legenda da carta. Quatro dessas áreas contornam recursos minerais definidos e não serão aqui discutidas, visto que suas informações bási-

cas foram extensivamente comentadas no item 4.2 anterior. Essas áreas envolvem as seguintes sub-tâncias prioritárias: carvão (Área I) e calcário (áreas II,III,IV). O carvão mineral está essencialmente relacionado à associação terrígeno-carbonífera transicional do Permiano da Bacia do Paraná, enquanto os jazimentos de calcário correspondem a lentes de mármore (calcário dolomítico metamórfico) do Complexo Metamórfico Porongos.

Dessa forma, os comentários que se seguem referem-se às áreas VI a,b (cassiterita/ouro), áreas VII, VIII (ouro) e Área V (cobre-chumbo-zinco/ouro).

**Áreas VIa, b** – Essas áreas demarcam em grande extensão a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), caracterizada por espessa faixa de milonitos e que baliza o limite entre os domínios Central (Complexo Metamórfico Porongos) e Oriental (Complexo Granitóide). À essa grande zona de cisalhamento relacionam-se granitóides de derivação crustal, representados por termos porfíricos (Granito Porfíroide Chácara São Jerônimo) e peraluminosos a duas micas da Suíte Granítica Cordilheira, que formam corpos estratóides intrusivos nos termos porfíroides ou nos metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos. Anomalias da razão U/Th ressaltam os termos peraluminosos da Suíte Granítica Cordilheira e sugerem que, possivelmente, sua distribuição seja bem mais ampla.

As duas áreas são caracterizadas por zonas anômalas de cassiterita em concentrados de bateia, as quais demonstram também uma clara relação espacial com os granitos Cordilheira. Indícios de ouro em bateia se associam às zonas anômalas de cassiterita em ambas as áreas. A Área VI b, compreendendo 25 estações de amostragem registrou cassiterita em 17 estações (cassiterita >1% <5%), turmalina (21 estações), pirita, e ouro em 10 estações, com um total de 19 “pintas” detectadas. Na Área VI a, por sua vez, a zona anômala de cassiterita foi demarcada por 7 estações, associada a columbita-tantalita, scheelita, granada, turmalina, monazita e zircão, além de ouro, presente em 7 estações (25 “pintas”). Processos de turmalinização (Área VIa) e de greisenização (Área VIb), além de enriquecimento em elementos radioativos que atestam a atuação de processos hidrotermais, são registrados ao longo de toda a zona de cisalhamento.

Os indícios de cassiterita e ouro registrados, condicionados à zona de cisalhamento e aos granitóides peraluminosos, além da existência de faixas de alteração hidrotermal (greisenização, turmalinização) evidenciam perspectivas para mineralizações do tipo Sn ± W em *greisens* e filonianas de Au + sulfetos, resultantes da remobilização hidrotermal e controle pela zona de cisalhamento.

**Áreas VII, VIII** – Essas áreas delimitam zonas anômalas de ouro em concentrados de bateia. Na Área VII, o metal foi registrado em cinco concentrados, num total de 15 “pintas”, com um máximo de 6 “pintas”/bateia. A característica principal dessa área é a associação do ouro com sulfetos, especificamente calcopirita (registrada em cinco estações), pirita (sete estações), galena, além de barieta. Predominam nesse setor rochas do Complexo Granito-Gnáissico, que são afetadas por falhamentos NE-SW, com o desenvolvimento de amplas faixas de cataclase e injeções e apófises de rochas graníticas mais jovens. O relevo arrasado e a ampla cobertura fanerozóica limitam os afloramentos às porções mais encaixadas dos cursos d’água. A Área VIII, situada no extremo-leste da folha, abrange parte da bacia do arroio Arambaré, particularmente seus afluentes pela margem direita, onde de onze estações de concentrados de minerais pesados, seis registram a presença de ouro, com um máximo de 10 “pintas”/bateia. Nesse setor dominam os metagranitóides deformados com abundantes xenólitos de paragnais (calcissilicáticas, anfíbolitos, quartzitos), com o desenvolvimento de bandamento milonítico de orientação E-W. Evidências de processos de alteração hidrotermal atuando sobre essas rochas são sugeridas pela abundância de epidoto nos concentrados, registradas em todas as amostras do setor, algumas com teores entre 25% e 50% de epidoto no volume total do concentrado. Columbita-tantalita, granada, zircão, ocorrem como estações anômalas. Ambas as áreas apresentam potencial para mineralizações auríferas do tipo filão de quartzo ± sulfetos.

**Área V** – Abrange a área do denominado Alto do Cerro da Vigia, um bloco do Complexo Metamórfico Porongos, compreendendo orto e paragnais, mármore e quartzitos de médio grau metamórfico, que se expõe entre as rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres (membros Mangueirão e Vargas) e é recoberto por rochas sedimentares su-

horizontalizadas das formações Santa Bárbara e Guaritas. Na Área V, essas rochas sedimentares com vulcânicas andesíticas associadas (Formação Hilário), particularmente os termos psefíticos do Membro Vargas, encaixam ocorrências e indícios diretos, representados por disseminações de oxidados de cobre (ref. 02 a 05, 08, 10) ou remobilizações filoniano-hidrometarmais com calcopirita, calcosina, bornita, pirita, galena, quartzo (ref. 06, 07) que se situam, em geral, ao longo de falhas que fazem o contato com rochas sedimentares/gnaisses do embasamento. Indícios diretos de mineralização plumbífera (ref. 11 a 13) representados por filões de galena + quartzo cortam os gnaisses e mármore do Complexo Metamórfico Porongos. Adicionalmente, o reconhecimento mineralométrico por concentrados de bateia destacou nessa área uma zona anômala para ouro, abrangendo parte da bacia do arroio Divisa e marcada por quatro estações com ocorrência do metal, com um registro máximo de 15 “pintas”/bateia. Estações anômalas com galena, calcopirita, pirita, barita associam-se a essa zona anômala de ouro.

Embora as diferentes mineralizações cupríferas e plumbíferas registradas sejam conhecidas e estudadas desde longa data, torna-se oportuno analisar o condicionamento daquelas ocorrentes no Alto do Cerro da Vigia.

A estrutura do Alto do Cerro da Vigia, como ilustra a figura 4.11, constitui a extensão meridional da denominada Janela Bom Jardim, onde situam-se as minas de cobre de Camaquã e o depósito de chumbo-zinco de Santa Maria. No conjunto, essas estruturas representam um “alto” no interior de uma fossa tectônica de escala regional, limitada por falhas N 30°E e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas da seção superior da cobertura molássica (formações Santa Bárbara e Guaritas).

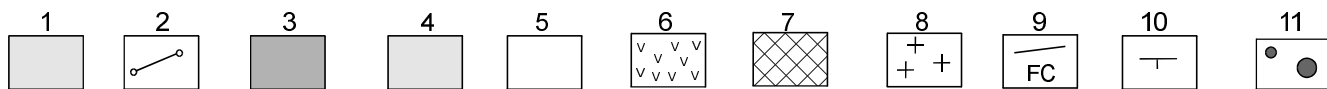
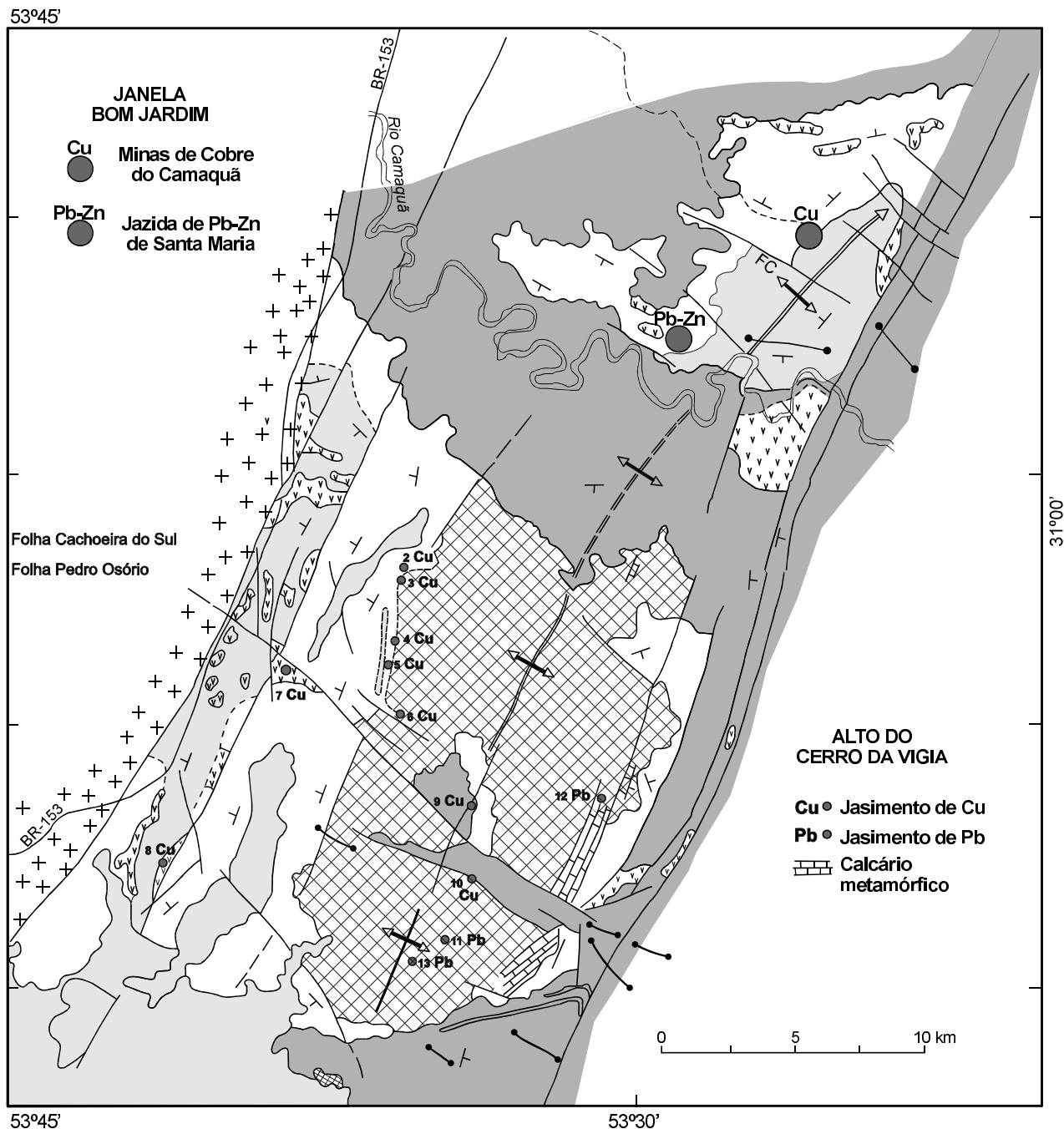
A área das minas constitui uma janela erosiva, onde encontram-se expostas rochas sedimentares da seção inferior daquela cobertura, correspondentes às unidades Mangueirão e Vargas, as quais, localmente, apresentam intercalações de rochas andesíticas. Esse pacote sedimentar compõe uma estrutura em homoclinal de direção nordeste, que a norte, inflete-se para leste, configurando um anticlinal com eixo mergulhante para NE. A unidade Mangueirão, basal, é composta por um pacote de arenitos grauváquicos com arcóseos subordina-

dos que, ritmicamente, encontram-se intercalados com siltitos, folhelhos silticos e arenitos finos. Representam sedimentos de pró-delta, depositados em um mar interior ou num corpo lacustre de grandes dimensões. Esses sedimentos são recobertos gradativamente por conglomerados com intercalações de arenitos que caracterizam a unidade Vargas, a qual encerra os depósitos de sulfetos da região. Gonzalez & Teixeira (1980) (*apud* Horbach *et al.*, 1986) interpretaram esses sedimentos como um sistema de leques deltaicos que, construídos por redes de drenagem oriundas de leste, depositaram-se em progradação sobre os sedimentos basais, evidenciando um ambiente sedimentar de características regressivas, com as áreas-fontes intermitentemente sendo rejuvenescidas pela tectônica rúptil.

Na porção sul, as rochas sedimentares referidas às unidades Vargas e Mangueirão contornam o Alto do Cerro da Vigia, sustentado por rochas do Complexo Metamórfico Porongos, e encaixam os principais jazimentos de cobre identificados.

Além dos falhamentos N30°-40°E regionais que balizam a estrutura, toda a área é recortada por falhas N60°W, às quais, localmente, associam-se diques de diabásio. Na Janela Bom Jardim, uma dessas estruturas é a Falha do Cemitério, com características de falha normal, e que limita a Sequência Vargas com mineralizações cupríferas ao norte, e mineralizações plumbo-zincíferas ao sul. Além disso, em falhas menores, grosseiramente paralelas à Falha do Cemitério, encaixam-se dois conjuntos de filões mineralizados que deram origem às minas do Camaquã e que, separados por uma distância de cerca de 800m, são denominados a sul, mina Uruguai e a norte, mina São Luiz (Horbach *et al.*, 1986).

No Alto do Cerro da Vigia, esses falhamentos N60°W limitam uma fossa tectônica que preserva no interior litologias das unidades Vargas e Santa Bárbara. Nessa estrutura (*graben* do arroio Sepultura; Eckert, 1971), as litologias da sequência Vargas hospedam igualmente dois dos jazimentos cupríferos identificados na Folha Pedro Osório. Adicionalmente, os jazimentos filonianos registrados na área apresentam orientação geral N50°-70°W ou associam-se a falhas menores com essa orientação, sugerindo que a época dessa tectônica rúptil condicionou a remobilização hidrotermal e a reconcentração filoniana das mineralizações.



1 - Fanerozóico; 2 - Diques de diabásio; 3 - Formações Santa Bárbara e Guaritas; 4 - Membro Mangueirão; 5 - Membro Mangueirão; 6 - Membro Vargas; 7 - Andersitos; 8 - Complexo Metamórfico Porongos; Domínio Ocidental (granitos e metamorfitos); 9 - Falhas; FC - Falha do Cemitério; 10 - Atitude das camadas sedimentares; 11 - Ocorrências e jazidas.

Figura 4.11 – Integração das áreas do Alto Cerro da Vigia e Janela Bom Jardim.

A descoberta do depósito de chumbo-zinco de Santa Maria, situada 5km a sudoeste da Mina do Camaquã, deu-se em 1978, cerca de cem anos depois de conhecidos os depósitos cupríferos, e resultou de intenso programa de prospecção geoquímica conduzido pela CBC. A mineralização, segundo Ribeiro *et al.* (1980), encontra-se principalmente ligada a arenitos e secundariamente a conglomerados da unidade Vargas, ocorrendo de forma disseminada ou como remobilização filoniana. Conforme Horbach *et al.* (1986) o minério usualmente constitui um "disseminado fino" em que os sulfetos (blenda, galena, pirita) ocorrem na forma de pequenos grãos, alinhados segundo a estratificação da rocha, formando uma alternância de bandas compostas por minerais claros e escuros (com sulfetos), mais ou menos contínua, lateral e verticalmente.

Nas rochas sedimentares da seção inferior da cobertura molássica que contorna o Alto do Cerro

da Vigia, nunca foi conduzido um programa de prospecção dirigido especificamente para Pb-Zn. No entanto, os trabalhos prospectivos efetuados junto das ocorrências cupríferas e anteriores à descoberta da jazida de chumbo-zinco de Santa Maria, registraram sempre anomalias de Pb associadas às de Cu (Ribeiro, 1978) e, em alguns jazimentos filonianos, a galena acompanha a mineralização cuprífera (e.g. jazimento de Severo Colares, ref. 06).

A natureza dos jazimentos cadastrados na Área V, a similaridade do condicionamento geológico e estrutural da área do Alto do Cerro da Vigia em relação a Janela Bom Jardim, e a natureza dos indícios mineralométricos registrados, tornam a Área V potencialmente favorável para mineralizações de Cu-Pb-Zn-(Au), constituindo um prospecto extremamente favorável à retomada da pesquisa para sulfetos no Rio Grande do Sul.

# 5

---

## HIDROGEOLOGIA

### 5.1 Introdução

Os dados do cadastro hidrogeológico realizado paralelamente ao levantamento geológico serviram de base para a elaboração da carta hidrogeológica da folha que, na forma reduzida, é apresentada na figura 5.1 (Anexo). Esse documento agrupa as unidades litológicas com características hidrogeológicas semelhantes, indicando a potencialidade aquífera de cada uma, o meio de exploração mais recomendado, e os riscos de contaminação a que estão submetidos.

As estiagens prolongadas que periodicamente assolam a região sul do estado, onde se situa a área da Folha Pedro Osório, e os efetivos riscos de contaminação a que as águas superficiais e subterrâneas estão freqüentemente submetidas, em razão principalmente da mineração de carvão a céu aberto, motivaram a realização do presente diagnóstico.

### 5.2 A Carta Hidrogeológica

Foram cadastrados na área 197 pontos d'água, compreendendo 148 poços tubulares profundos e rasos (96 localizados na folha, e 52 em áreas adja-

centes), 21 poços escavados rasos, sete captações de vertentes, três "olhos d'água" e 18 furos de sonda para pesquisa de carvão com surgência das águas subterrâneas. A quase totalidade dos pontos de água subterrânea cadastrados localiza-se nas sedes municipais e vilas adjacentes. Os 52 poços tubulares profundos de captação de água subterrânea cadastrados em áreas adjacentes localizam-se principalmente nas sedes dos municípios de Bagé e Herval.

Nas tabelas 5.1 até 5.6, apresentadas ao final do capítulo, são listadas as informações geográficas e hidrogeológicas básicas acerca dos 148 poços cadastrados. As tabelas 5.7 e 5.8, também ao final do capítulo, complementam estas informações, com dados analíticos de parcela dos poços cadastrados.

O abastecimento de água nas áreas rurais se faz principalmente por meio de captações de vertentes e/ou poços escavados rasos, construídos junto das sedes das propriedades. Para uso animal utilizam-se freqüentemente águas de pequenos açudes instalados em terrenos de rochas cristalinas e, eventualmente, de captações de "olhos d'água", localizados em áreas de rochas sedimentares de freático alto ou aflorante. Foram registradas também na carta hidrogeológica as seguintes informações:



1) poluentes minerais e orgânicos das águas superficiais e subterrâneas;

2) outros locais de potencial risco à contaminação das águas subterrâneas, a saber:

- drenagens naturais com evidentes sinais de poluição;

- locais que recebem lançamentos de esgoto doméstico e cloacal; e eventualmente, resíduos orgânicos de origem industrial provenientes de frigoríficos e matadouros;

- cemitérios localizados em terrenos sedimentares de grande permeabilidade ou sobre os aquíferos livres e rasos de rochas do embasamento cristalino.

Elementos de interesse na gestão dos recursos hídricos também foram plotados na carta:

- reservatórios superficiais de água para abastecimento municipal;

- estações de tratamento de água (ETA) da Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN); caixas d'água elevadas e semi-enterradas; e

- estações pluviométricas do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica (DNAEE).

### 5.3 Sistemas Aquíferos

Foram identificados e caracterizados dois sistemas aquíferos principais, com comportamentos hidrogeológicos distintos, classificados de acordo com a sua importância regional. Esses sistemas estão representados pelas rochas do embasamento cristalino, principalmente granitóides, e pelas rochas sedimentares da Formação Rio Bonito.

#### 5.3.1 Embasamento Cristalino (Granitóides)

O maior número de poços tubulares profundos cadastrados está relacionado aos granitóides e, de modo geral, às demais rochas do embasamento cristalino (95 poços em granitóides, para um total de 148 poços cadastrados). Essas rochas cristalinas comportam-se como maus aquíferos, produzindo poços tubulares profundos freqüentemente secos (46 poços secos ou praticamente secos) ou com vazões comumente muito baixas, em torno de 1 a 2 m<sup>3</sup>/h; as vazões mais altas são da ordem de 2,5m<sup>3</sup>/h. Duas exceções foram registradas em rochas graníticas com poços tubulares profundos

executados pela Cia. T. Janér (ref. 73 e 74 da tabela 5.3), localizados em áreas próximas da cidade de Bagé, apresentando vazões, respectivamente, de 24m<sup>3</sup>/h e 13m<sup>3</sup>/h.

Os perfis dos poços tubulares cadastrados neste projeto, que atravessaram rochas do embasamento cristalino, não registram entradas d'água (exceção dos perfis da Cia. T. Janér e da Hidrogeo) que possam caracterizar a existência de fraturas abertas nessas rochas. As observações de campo, por sua vez, evidenciam que as pequenas acumulações de águas subterrâneas nesses aquíferos estão restritas às zonas superficiais (não superiores a 15m de profundidade) de alteração das rochas, podendo ser ampliadas pela presença de:

1. depósitos gravitacionais de encostas;

2. restos de rochas sedimentares paleozóicas intemperizadas;

3. sedimentos da cobertura cenozóica, como ocorre nos poços perfurados pela CPRM em vilas próximas à sede do município de Capão do Leão, adjacente à área da folha.

Nessas condições, o mais recomendável é a captação das águas contidas nos terrenos cristalinos através de vertentes, muito comuns nas situações antes citadas, e de poços rasos escavados, ambos muito utilizados para uso doméstico e mesmo para abastecer pequenas comunidades, como ocorre nas vilas Torrinhas e Jaíba, no município de Pinheiro Machado.

Deve ser destacada a alta vulnerabilidade à contaminação química e bacteriológica a que estão freqüentemente submetidos esses aquíferos, em face da sua condição de livres e superficiais. Esses aspectos, e o pequeno volume de água armazenado, os caracterizam como de pequena importância, com aproveitamento restrito ao uso doméstico e à dessedentação animal.

#### 5.3.2 Formação Rio Bonito

Os poços tubulares profundos cadastrados, com melhor desempenho hidrogeológico, estão relacionados às rochas sedimentares gonduânicas que cobrem cerca de 30% da área, nas suas porções oeste e sudoeste.

Os aquíferos normalmente buscados são os arenitos da Formação Rio Bonito, de granulação predominantemente fina a média, extensos e intercalados

com camadas de siltitos argilosos e folhelhos, o que lhes confere um caráter confinado e artesianos. Apresentam efetivos riscos de contaminação química, quando os poços atravessam as camadas de carvão que se intercalam na seção dessa unidade estratigráfica (figura 5.2).

Esses aquíferos são responsáveis pelo abastecimento de água das vilas Seival, São Simão, Dario Lassance e João Emílio, no município de Candiota, e da sede municipal de Hulha Negra.

A análise conjunta dos dados do cadastro hidrogeológico e dos perfis geofísicos da pesquisa de carvão na área do presente estudo revela dois conjuntos sedimentares principais da Formação Rio Bonito os quais que vêm sendo explorados para a captação de águas subterrâneas (figura 5.2):

**Cobertura da Camada de Carvão Candiota** – constituído de intercalações de arenitos friáveis e folhelhos carbonosos, com camadas de carvão descontínuas e espessura aproximada de 10m a 15m, esse conjunto é responsável pelas inúmeras fontes e poços rasos escavados que abastecem as propriedades, respectivamente, das vilas João Emílio e Dario Lassance, no município de Candiota (Giardin, 1985). Segundo os moradores locais, esses dois meios de captação de águas subterrâneas não secam, mesmo em períodos de prolongada estiagem.

**Seção Inferior a Camada de Carvão Candiota** – este conjunto sedimentar abriga os principais aquíferos da Formação Rio Bonito, representados por arenitos de granulação fina a média dominante, bem classificados e com grande extensão lateral, produzindo poços tubulares profundos, em geral surgentes, e com vazões superiores a  $10\text{m}^3/\text{h}$ . É o caso do poço tubular profundo perfurado pela Cia. T. Janér na área do Frigorífico Santo Antônio, em Hulha Negra, com surgência de água e vazão de teste de bombeamento de  $22\text{m}^3/\text{h}$  (ref. 59).

As águas subterrâneas contidas neste conjunto são normalmente de má qualidade química, em face da grande disponibilidade de contaminantes à base de óxidos de ferro, enxofre e gás sulfídrico, produzidos pela alteração da pirita existente nas camadas de carvão.

### 5.3.3 Cobertura Sedimentar Cenozóica

Outro sistema aquífero bem representado, mas pouco explorado, está associado à cobertura sedi-

mentar cenozóica, na qual estão incluídas as associações litológicas a seguir referidas.

**Aluviões** – apresentam exposições expressivas nos vales do rio Piratini (baixo curso) e dos afluentes dos rios Camaquã (da margem direita) e do Jaguarão (da margem esquerda); e menores afloramentos na faixa oeste da área, nas margens do arroio Candiota e nas cabeceiras do rio Negro.

Não foi cadastrado nenhum poço tubular profundo de captação de águas subterrâneas nesses aluviões.

**Depósitos Subatuais** – ocorrem exclusivamente no quadrante sudeste da folha, sob forma de leques aluviais que bordejam a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, e de uma seqüência lagunar mista que ocupa a borda externa dessa planície, formando terraços lagunares.

Foram cadastrados três poços tubulares profundos nessa unidade, perfurados pela CPRM para o Projeto Emergencial SUDESUL (Capeletti, 1989), em vilas pertencentes ao município de Capão do Leão, com vazões baixas ( $1,9\text{m}^3/\text{h}$ ,  $2,5\text{m}^3/\text{h}$  e  $3,6\text{m}^3/\text{h}$ ). Outros dois poços tubulares foram perfurados nessa unidade pela TecniPoços (ref. 84 e 85) na Vila Jardim América, com vazões relativamente altas ( $10,15\text{m}^3/\text{h}$  e  $11,31\text{m}^3/\text{h}$ ), produzindo águas subterrâneas de má qualidade química, com elevados teores de cloretos e de sulfatos (tabela 5.8).

Além das vazões comumente baixas, obtidas em captações de águas subterrâneas nos terraços lagunares, destacam-se ainda dois outros fatores desfavoráveis ao aproveitamento desses aquíferos. O primeiro refere-se à grande distância que separa as áreas de ocorrência desses depósitos cenozóicos das áreas com concentrações humanas; uma razão para explicar o pequeno número de poços registrado nessa unidade. O outro fator que desaconselha a utilização das águas subterrâneas dos sedimentos cenozóicos dos terraços lagunares está relacionado à má qualidade química de suas águas, geralmente com teores elevados de cloretos, ferro, manganês e matéria orgânica; essa, associada às argilas, provoca altos teores de turbidez.

Pode-se concluir que os sedimentos cenozóicos dos terraços lagunares, na porção sudeste da área estudada, armazenam quantidades relativamente pequenas de águas subterrâneas e, em geral, de má qualidade química.

## 5.4 Aquíferos Prováveis

A seguir são relacionadas as unidades litoestratigráficas com provável potencialidade hidrogeológica, mas sem registros de comprovação efetiva. Correspondem a conjuntos sedimentares com litologias capazes de permitir a circulação das águas subterrâneas, mas em cujas áreas de ocorrência não foi cadastrado nenhum ponto d'água, sob a forma de poços tubulares profundos, vertentes ou outros.

### 5.4.1 Formação Santa Bárbara

Esta unidade ocorre na porção norte da área da folha, afastada das áreas com concentrações humanas. Caracteriza-se litologicamente pelo predomínio de conglomerados e arenitos conglomeráticos. Informações de campo referem-se à existência de captações de águas subterrâneas nessa unidade através de poços rasos escavados e de vertentes, para uso rural.

### 5.4.2 Grupo Itararé

Esta unidade litoestratigráfica está representada por pequenas áreas de ocorrência de arenitos e siltitos laminados, fortemente endurecidos por cimento silicoso, restritas a baixos estruturais na porção sudoeste da folha, nas proximidades da localidade de Seival, no município de Candiota. Aparece também, exclusivamente, na seção do poço tubular profundo perfurado na localidade de Santo Antônio, no município de Hulha Negra. As águas subterrâneas desse poço apresentam elevados teores de fluoretos, acima dos padrões de potabilidade.

### 5.4.3 Grupo Rosário do Sul

Esta unidade aflora unicamente na porção centro-norte da área, sendo constituída por arenitos siltico-argilosos de permeabilidade média a baixa, e siltitos argilosos. A análise fotogeológica, em conjunto com os mapas planialtimétricos na escala 1:50.000, evidencia que a maior parte da seção atual do Grupo Rosário do Sul está localizada acima do nível das águas subterrâneas; essa situação é particularmente notável, aflorando as rochas sedimentares deste grupo acima de aluviões satura-

dos, situados em altitudes em torno de 100m. A seção superior a esse contato com os aluviões possui uma espessura de aproximadamente 150m, sem água subterrânea significativa.

## 5.5 Rochas Desfavoráveis ao Armazenamento de Águas Subterrâneas

Neste grupo estão reunidos dois conjuntos de rochas, muito bem representados na área. Como já foi referido anteriormente, os aquíferos associados aos granitóides e às demais rochas do embasamento cristalino, são responsáveis por um grande número de poços tubulares profundos secos ou com vazões muito baixas, inferiores a  $1\text{m}^3/\text{h}$ , mesmo quando locados nas melhores condições para armazenamento das águas subterrâneas.

O outro grupo, com potencialidade aquífera praticamente nula, compreende as litologias das formações Palermo, Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto, as quais cobrem cerca de 30% da porção oeste da folha. Essas unidades estão constituídas por rochas sedimentares de granulometria fina a muito fina (siltitos e folhelhos argilosos), de permeabilidade muito baixa e potencialidade hidrogeológica praticamente nula. Foram cadastrados doze poços tubulares profundos, perfurados em partes das seções dessas unidades de potencial hídrico subterrâneo muito baixo, com resultados distintos, destacando-se: três poços secos, sendo um perfurado pela CPRM, em rochas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova; outro perfurado em arenitos e siltitos muito argilosos da Formação Palermo, que apresentou vazão baixa de  $0,8\text{m}^3/\text{h}$  e rebaixamento acentuado (52m). A vazão mais elevada ( $2,80\text{m}^3/\text{h}$ ) registrada nessas rochas ocorreu no poço nº 100, na localidade de Passo do Melo, município de Herval, em litologias das formações Palermo, Irati e Estrada Nova.

## 5.6 Gestão dos Recursos Hídricos

A gestão dos recursos hídricos vem sendo realizada pela Companhia Riograndense de Saneamento (CORSAN), da Secretaria do Planejamento Territorial (SPO) do estado do Rio Grande do Sul. Em alguns municípios essa tarefa é parcialmente

dividida com os órgãos municipais. A CORSAN é responsável principalmente pelo tratamento de água da maioria das sedes municipais, e pela construção de poços tubulares profundos de captação de águas subterrâneas.

O Departamento de Águas e Esgoto de Bagé (DAEB) e as secretarias municipais de obras dos demais municípios da área, administram a distribuição de água nas sedes municipais e vilas adjacentes. No caso do município de Capão do Leão, a prefeitura capta água de um reservatório superficial (Represa Capão do Leão), implantado no arroio do Padre Doutor, para abastecer parte da sede municipal; e de três poços tubulares (perfurados pela CPRM para a SUDESUL), para abastecer as vilas Alasca, Teodósio e Jardim América, localizadas fora da área da folha. A outra parte da cidade de Capão do Leão é abastecida pela CORSAN, a partir da captação de um reservatório superficial.

A concessão da CORSAN para a distribuição de água em Capão do Leão já foi extinta. Em consequência, as suas redes de distribuição estão sendo eliminadas, em favor da expansão da rede hidráulica municipal.

A CORSAN vem há algum tempo abandonando a exploração de poços tubulares de captação de águas subterrâneas em localidades da área em foco, situadas em terrenos do embasamento cristalino, em face dos maus resultados obtidos nesses poços, em favor da captação em reservatórios superficiais. Tais são os casos das sedes municipais de Pinheiro Machado (e vila Umbu), de Piratini (e vila Cancelão), de Pedro Osório (e do bairro Cerrieto) e de Canguçu.

Para o abastecimento da cidade de Pinheiro Machado é empregado um reservatório superficial instalado na sanga da Inocência. Para abastecer a vila Umbu, no mesmo município, a captação é feita em reservatório superficial no arroio Candiota.

Na vila Cancelão, município de Piratini, após a perfuração de três poços secos em gnaisses, a CORSAN optou pelo bombeamento de água desde o reservatório superficial existente no rio Piratini, canalizando água por cerca de 8km em aclave até a vila.

Para o abastecimento de água da sede municipal de Pedro Osório, a CORSAN processa a captação de água diretamente no arroio Basílio, um

afluente do rio Piratini, sem qualquer represamento de água.

Presentemente apenas três pequenas vilas pertencentes ao município de Pinheiro Machado utilizam águas subterrâneas de rochas do embasamento cristalino, captadas através de poços tubulares profundos e rasos escavados. A primeira é Pedras Altas, situada em terrenos granitóides, onde a CORSAN perfurou quatro poços com resultados distintos de vazão (zero, 1,483m<sup>3</sup>/h, 4,93m<sup>3</sup>/h e 6,27m<sup>3</sup>/h) e acentuados rebaixamentos (de 51,66 a 74,38m). A outra localidade, Torrinhas, tem dois poços tubulares rasos; um perfurado pela CPRM (ref. 2 da tabela 5.1) com 10,40m de profundidade e vazão de 6m<sup>3</sup>/h, atravessa um calcário silicoso, coberto por eluvião, possivelmente poluído (ver item 5.8). A água captada desse poço, sem nenhum tratamento, abastece cerca de 60 propriedades dessa vila. O segundo poço, com 5m de profundidade e vazão baixa, não é utilizado (ref. 146 da tabela 5.6). A terceira localidade, Jaíba, é abastecida exclusivamente por água captada de poços rasos escavados, sem nenhuma gestão da prefeitura municipal de Pinheiro Machado.

Diferentemente ocorre nas áreas de rochas sedimentares gonduânicas, onde a exploração de água é feita principalmente através da captação de poços tubulares profundos, poços rasos escavados e de vertentes naturais, os quais buscam as águas contidas nos arenitos de boa permeabilidade da Formação Rio Bonito. Neste caso estão a sede municipal de Hulha Negra (e vila Santo Antonio), e as vilas Seival, São Simão, Dario Lassance e João Emilio, pertencentes ao município de Caniota.

O abastecimento de água em Hulha Negra é realizado pela prefeitura municipal, através da captação de cinco poços tubulares profundos, com efetivos riscos de contaminação (vide itens 5.7 e 5.8).

A água utilizada para abastecer a sede municipal de Candiota provém de um reservatório superficial de acumulação de água, localizado em um contribuinte do arroio Candiota, não sendo mais usado poço tubular profundo para esse fim. A prefeitura do município administra a distribuição da água na maior parte da vila Seival, a partir da captação de um único poço tubular profundo existente na vila. A água deste poço é bombeada para um reservatório elevado e, desse, canalizada diretamente para cerca de 60% das residências, sem receber

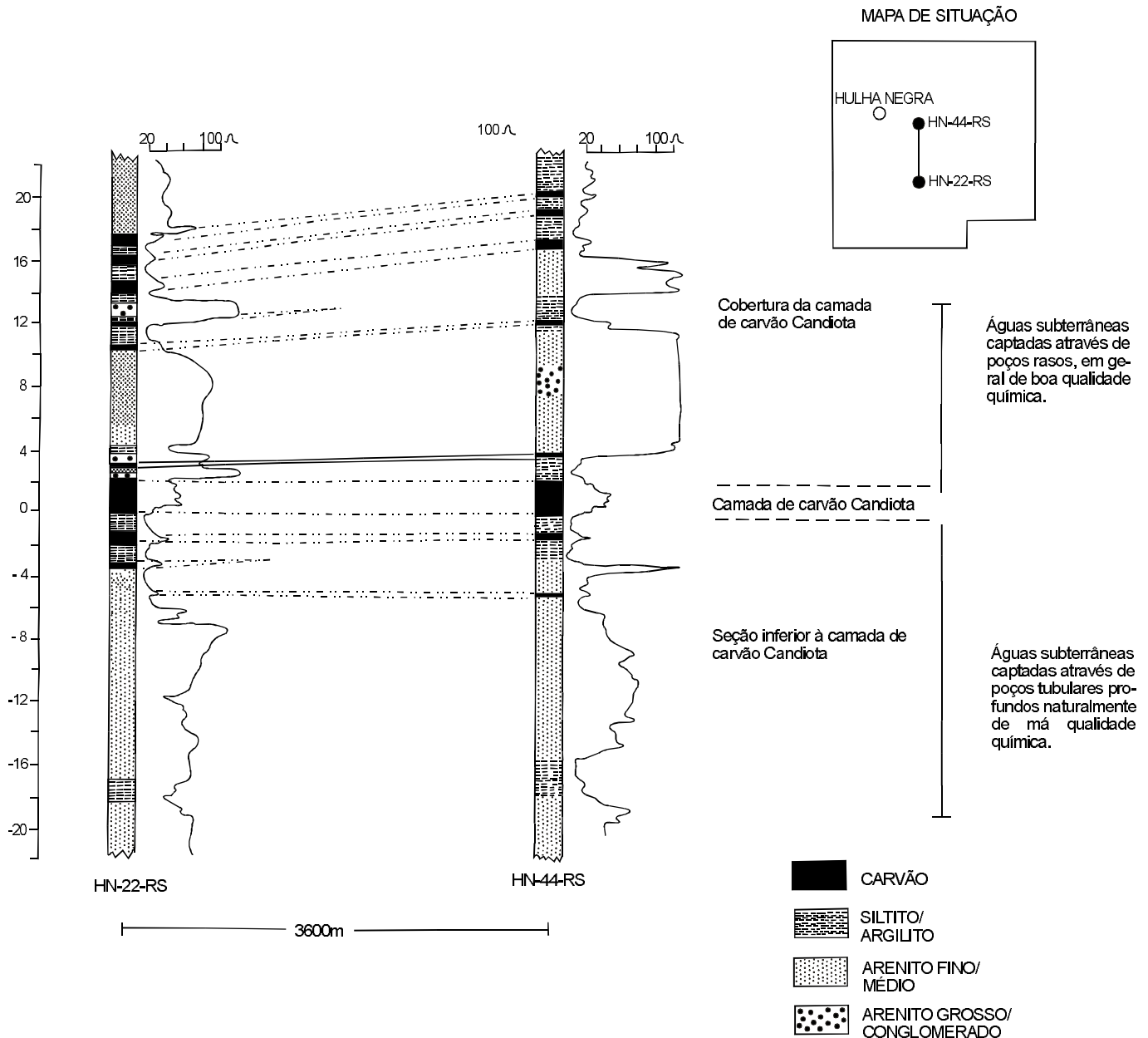


Figura 5.2 – Seções da Formação Rio Bonito explotadas para água subterrânea.

nenhum tratamento. Esse fato é agravado em razão da localização inadequada do poço, ao lado da sanga do Bueiro (ref.148 da tabela 5.6), possivelmente com águas poluídas. Um grande número de residências da vila Seival tem ainda em sua propriedade um poço raso escavado para uso doméstico; cerca de 40% da área dessa vila utiliza somente águas captadas de poços rasos escavados.

Para abastecer de água a vila São Simão, no município de Candiotá, há um único poço tubular pro-

fundo, perfurado pela CPRM (ref. 3 da tabela 5.1) em maio de 1989. Com bomba elétrica submersa instalada em julho de 1989 pela CPRM, e caixa d'água elevada construída pela prefeitura municipal, até o presente não foi implantada a rede de distribuição hidráulica para as residências. Os moradores são obrigados a buscar água no próprio poço, onde a prefeitura instalou uma torneira. Esses moradores reclamam do sabor ruim e da elevada dureza das águas desse poço.

## 5.7 Qualidade das Águas Subterrâneas

A análise da qualidade das águas subterrâneas foi baseada nos resultados de análises físico-químicas de quinze amostras de poços tubulares profundos, além dos resultados de análises bacteriológicas de águas de dois poços (ref. 59 e 60 da tabela 5.3), perfurados na localidade de Santo Antonio, no município de Hulha Negra (tabela 5.8).

Dessas quinze amostras de águas subterrâneas analisadas, oito pertencem aos aquíferos associados aos granitóides, cinco relacionam-se à cobertura sedimentar gonduânica e duas aos sedimentos da cobertura cenozóica (terraços lagunares). Os dados dessas análises físico-químicas, em conjunto com as observações de campo, e com algumas informações verbais dos técnicos ligados à gestão dos recursos hídricos na área em estudo, permitiram identificar alguns aspectos importantes relativos à qualidade das águas subterrâneas na região.

As águas dos poços tubulares perfurados na localidade de Caminho da Luz, ao norte de Bagé, apresentam elevados teores de dureza, alcalinidade, bicarbonatos e cálcio, embora a seção seja composta exclusivamente de granitóides, devidos provavelmente à proximidade com uma pedreira de calcários metamórficos, situada em plano topográfico mais elevado. A propósito, não se têm informações a respeito da influência dos calcários metamórficos do Complexo Metamórfico Porongos na qualidade das águas subterrâneas na região em estudo. Nesse caso estão as localidades de Torrinhas, onde a CPRM perfurou um poço tubular raso (10,40m) em calcários silicificados (Capeletti, 1989) e de Jaíba, pertencentes ao município de Pinheiro Machado. Da mesma forma, não se tem conhecimento da provável ação química das mineralizações de cobre e chumbo da porção noroeste da folha na qualidade das águas superficiais freáticas, captadas através de poços escavados rasos em propriedade rurais.

A presença de fluoretos, juntamente com cloretos, ambos com teores acima dos padrões de potabilidade, foi detectada em águas de um poço tubular profundo (ref. 61 da tabela 5.3), perfurado na localidade de Santo Antonio, em Hulha Negra, em uma seção abrangendo rochas graníticas (68m), conglomerados do Grupo Itararé (15m) e arenitos e

folhelhos da Formação Rio Bonito (55m). Um outro poço, perfurado nessa mesma localidade (ref.60 da tabela 5.3), produziu água surgente muito dura (330mg/l de  $\text{CaCO}_3$ ) e com teor muito elevado de cloretos (596,75mg/l  $\text{Cl}^-$ ), numa seção compreendendo rochas graníticas (55m) e sedimentares da Formação Rio Bonito.

Segundo o Geólogo Ney B. Motta, da CORSAN (inf. verbal), é comum a presença de flúor, em teores elevados, nas águas captadas de poços tubulares que atravessam rochas de composição granítica, especialmente quando localizados em fraturas e falhas dessas rochas. Os arenitos e conglomerados do Grupo Itararé que, atuam como coberturas das mineralizações de fluorita existentes nos granitóides subjacentes, podem também armazenar águas subterrâneas ricas em flúor.

Um único poço perfurado em rochas síltico-argilosas da Formação Irati com análises físico-químicas disponíveis (ref. 65 da tabela 5.3) revelou uma água alcalina, bicarbonatada e com elevados teores de ferro e turbidez (vide tabela 5.8).

Mais preocupantes, certamente, são as contaminações químicas provocadas pelas camadas de carvão da Formação Rio Bonito, que se intercalam nos arenitos aquíferos dessa unidade ou que afloram nas áreas de mineração de carvão a céu aberto. Na sede da Prefeitura Municipal de Candiota, as águas subterrâneas da área da jazida de carvão de Candiota, captadas através de poços tubulares profundos ou escavados rasos, estão frequentemente contaminadas por óxidos de ferro e gás sulfídrico, em razão das camadas de carvão que se intercalam nos arenitos aquíferos. Os moradores da vila São Simão, no mesmo município, queixam-se do sabor ruim, do mau cheiro e da dureza (não faz espuma) das águas captadas por um poço tubular profundo perfurado pela CPRM nessa vila, e que atravessou uma seção de rochas da Formação Rio Bonito (poço nº 3).

Não se têm registros a respeito da qualidade das águas subterrâneas de moderada vulnerabilidade, dos terraços lagunares associados à cobertura sedimentar cenozóica, que aparecem destacadamente na porção sudeste da área em estudo, a não ser de dois poços tubulares profundos, na localidade de Jardim América, no município de Capão do Leão. As águas desses poços (ref. 84 e 85) apresentam elevados teores de dureza, cloretos e sulfa-

tos. As águas do poço nº 85 apresentam também altos teores de cálcio, magnésio, condutividade e resíduo total, sendo que o seu teor de cloretos está acima dos padrões de potabilidade (372,8mg/l Cl<sup>-</sup>).

Esses dados são confirmados pelo geólogo Ney B. Motta (inf. verbal), destacando o sabor comumente salobre das águas subterrâneas dessa unidade hidrogeológica, e informando também que essas águas freqüentemente apresentam ainda elevados teores de ferro, manganês e matéria orgânica, esta associada às argilas, provocando turbidez e acidez nas águas.

### **5.8 Riscos de Contaminação das Águas Subterrâneas**

A suscetibilidade à contaminação das águas subterrâneas é mais significativa nos aquíferos sedimentares e confinados da Formação Rio Bonito; e nos aquíferos superficiais e livres associados às rochas do embasamento cristalino, os mais explorados na área. Não se têm informações a respeito dos aquíferos de moderada vulnerabilidade, relacionados aos terraços lagunares da cobertura sedimentar cenozóica.

Os aquíferos relacionados às rochas do embasamento podem ser considerados de alta vulnerabilidade à poluição de origem externa, em face da condição de livres, superficiais (profundidades em torno de 10m a 15m), além da permeabilidade relativamente elevada. Os riscos de contaminação superficial são maiores quando esses aquíferos estão localizados em áreas topograficamente baixas em relação às circunvizinhas de recarga e/ou situados em áreas com concentrações humanas.

Indicações de contaminações antrópicas, em aquíferos superficiais associados às rochas do embasamento, foram observadas na fase de campo, em diversas localidades.

A água utilizada para o abastecimento da vila Torrinhas, no município de Pinheiro Machado, proveniente de um poço tubular raso (ref.2 da tabela 5.1) apresenta efetivo risco de contaminação orgânica e mineral, embora seus usuários não reclamem de sua qualidade. As águas desse poço estão possivelmente contaminadas pelo lançamento do esgoto doméstico e cloacal das residências, e pela

ação dos calcários metamórficos da maior parte da seção do poço.

Outro local com provável contaminação superficial, em aquíferos de composição granítica, situa-se na vila Lacerda, município de Canguçu, em um poço tubular relativamente raso (21m de profundidade final), ao lado de um contribuinte bastante poluído do arroio Pantanoso. A água desse poço (ref. 97 da tabela 5.4), utilizada pelo Frigorífico Rotati Ltda, apresenta turbidez acentuada e forte sabor desagradável.

Na perfuração de poços tubulares profundos em terrenos de composição granítica, se observou também que, algumas vezes, o perfurador não isolou adequadamente a capa superficial de solos e de alteração de rochas, não estando o revestimento de proteção sanitária do poço até a rocha impermeável, permitindo assim, a penetração de águas de origem pluvial e doméstica, comumente contaminadas pela ação antrópica. Há casos também, sabidamente conhecidos, em que o perfurador coloca tubos ranhurados na parte inferior do revestimento da superfície, propositalmente, para facilitar essa contribuição aquífera superficial, e garantir um mínimo de água ao cliente.

Os aquíferos confinados da Formação Rio Bonito estão naturalmente submetidos à contaminação química, em razão das intercalações de camadas de carvão, principalmente as da seção inferior à camada de carvão Candiota. A alteração da pirita dos carvões se processa muito facilmente na presença de oxigênio, produzindo contaminantes como óxidos de ferro, enxofre e gás sulfídrico (SO<sub>2</sub>). Este último produz forte mau cheiro na atmosfera, indício mais notável da contaminação das águas subterrâneas de poços que atravessam as camadas de carvão. Esse fato é notoriamente percebido na boca do poço tubular profundo perfurado pela CPRM que abastece a vila São Simão, no município de Candiota.

No caso dos arenitos com cimento carbonático da Formação Rio Bonito, as águas subterrâneas contidas em seus aquíferos podem apresentar elevados teores de dureza, alcalinidade, cálcio e bicarbonatos, conforme constata-se no poço nº 61, perfurado na localidade de Santo Antonio, município de Hulha Negra. As águas desse poço apresentam ainda, altos teores de sulfatos (218,80mg/l SO<sub>4</sub><sup>++</sup>), possivelmente derivados também da alteração da pirita.

As áreas de mineração de carvão a céu aberto em Candiota também podem provocar contaminações nas águas subterrâneas e superficiais, a partir da decomposição da pirita, gerando óxidos de ferro e águas sulfurosas ácidas (Machado *et al.*, 1992). A dissolução da matéria orgânica também provoca aumento na acidez das águas subterrâneas.

Foram observadas três perfurações em litologias da Formação Rio Bonito, com provável contaminação química dos aquíferos.

As águas subterrâneas do poço tubular profundo perfurado na vila São Simão, município de Candiota, referido no início deste item (ref.3 da tabela 5.1), apresentam evidentes sinais de contaminação química, manifestada pela dureza elevada e sabor desagradável; e superficial, em virtude de sua localização sobre um eluvião contaminado pelo lançamento do esgoto doméstico e cloacal das residências.

Na sede municipal de Hulha Negra, o poço nº 125 (tabela 5.5), construído em seção de rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, produz águas subterrâneas possivelmente contaminadas, tanto pela ação química das camadas de carvão, como pela sua proximidade (cerca de 60m) do cemitério municipal de Hulha Negra, com prováveis contaminações orgânicas.

O único poço tubular profundo (ref. 148 da tabela 5.6) existente na vila Seival, município de Candiota, localiza-se sobre eluvião possivelmente contaminado pela proximidade de um arroio (sanga do Bueiro) com águas visivelmente poluídas pelo lançamento do esgoto doméstico e cloacal das moradias vizinhas.

Um caso de contaminação dupla é registrado no poço tubular profundo perfurado na estação ferroviária de Hulha Negra (ref. 82 da tabela 5.3). As águas deste poço apresentam altos teores de bicarbonatos, cálcio e ferro, relacionados às rochas da Formação Rio Bonito, e elevados teores de nitratos ( $17,7\text{mg/l NO}_3$ ), atribuídos à contaminação superficial, de origem não identificada.

Os aquíferos relacionados aos sedimentos da cobertura cenozóica apresentam vulnerabilidade moderada à contaminação, em face da à profundidade relativamente grande de suas águas subterrâneas (12,60m, 17,70m e 46,00m nos poços perfurados pela CPRM em Capão do Leão; e 16,20m e 18,14m em outros dois poços do município). Contri-

bui para minimizar os riscos de poluição externa das águas subterrâneas nesses sedimentos cenozóicos, a presença no topo desses depósitos subatuais, de sedimentos areno-argilosos de baixa permeabilidade, que diminuem a vulnerabilidade desses aquíferos à contaminação de superfície. Os contaminantes mais deletérios e comumente encontrados nas águas subterrâneas dos terraços lagunares, representados por cloretos, ferro e manganês, estão vinculados aos processos de sedimentação dessa unidade, com evidente contribuição marinha (poços nº 84 e 85 da tabela 5.3).

Diferentemente ocorre nas áreas ocupadas por depósitos aluviais, muito expressivos na área em estudo, explorados para o abastecimento domiciliar através de poços escavados rasos ou para dessedentação animal, em captações de "olhos d'água". Nessas áreas os aquíferos são geralmente livres e sem nenhuma proteção de conteúdo argiloso no topo que impeça ou dificulte a infiltração de poluentes disponíveis na superfície do terreno ou no subsolo. Os riscos de contaminação das águas subterrâneas contidas nos sedimentos aluvionares aumentam consideravelmente em áreas com concentrações humanas, onde as drenagens naturais estão freqüentemente poluídas pelo lançamento de lixo doméstico e esgoto cloacal (caso do arroio Bagé que drena a cidade de Bagé) ou em virtude da proximidade com áreas de mineração de carvão a céu aberto (caso do arroio Candiota) e com pedreiras de calcário metamórfico (caso do arroio Passo da Caieira).

Finalmente, destaque-se o provável impacto ambiental na área do presente estudo, causado pelas chuvas ácidas, que podem produzir danos aos solos e contaminações químicas nas águas subterrâneas mais próximas da superfície, relacionados aos aquíferos livres e rasos dos granitóides e às águas subterrâneas associadas às rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, quando não confinadas. A combustão de carvão (alto teor de cinzas e médio de enxofre (1,5%) na Usina Termoeletrica Presidente Médici, e a queima de óleo combustível, possivelmente com alto teor de enxofre, nas duas fábricas de cimento, existentes no município de Pinheiro Machado, estariam lançando enxofre na atmosfera e, em consequência, produzindo chuvas ácidas na região, cuja extensão ainda não foi devidamente avaliada (Zanella, 1988).



Tabela 5.1 – Poços Tubulares Profundos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

A – Perfuradas na área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	SIGLA DO POÇOS	COORDENADAS UTM		COTA BOCA (m)	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PERF. (pol)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO		REBAIX. (m)	VAZÃO mh	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
		N (m)	E (m)					PROF. (m)	COTA (m)			PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
1	7PM-01-RS	6.504.400	274.300	425	Clube comercial (Pinheiro Machado)	6	100,0	-	-	-	Zero	16	6	Granitos (diabásio = 81 a 90m)	Poço seco
2	7PM-02-RS	6.532.600	262.150	410	Vila Torrinhas (Pinheiro Machado)	6	10,40	3,05	406,95	7,35	< 6,0	8,70	6	Brecha calcária, silicificada	Água dura
3	7PM-03-RS	6.515.500	247.100	220	Vila São Simão (Candiota)	9 7/8	20,00	5,47	114,53	4,53	2,3	5	6	10,40m arenito de Fm. Rio Bonito e 9,60m granitóides	Filtros 6" de 5 a 11m. Água com contaminação química
4	7PM-04-RS	6.504.850	273.200	405	Sede Municipal (Pinheiro Machado)	6	80,00	-	-	-	Zero	2,40	8 5/8	Granitóides	Poço seco
5	7PO-01-RS	6.496.800	330.050	200	Vila Freire (Pedro Osório)	6	83,00	8,70	191,30	64,30	1,20	7	8 1/2	Granitóides	Capac. Específica = 0,0186 mh/m
6	7PO-02-RS	6.487.950	327.350	120	Vila Alto Alegre (Pedro Osório)	6	96,00	10,00	110,00	57,30	1,14	2,30	7	Granitóides muito alterados topo	Capac. Específica = 0,0198 mh/m
7	7PI-01-RS	6.508.000	299.350	400	Vila Cancelão (Piratiní)	8 5/8	151,10	-	-	-	Zero	2,30	9	Gnaisses e cataclastos	Poço seco
8	7MR-01-RS	6.503.700	326.150	230	Sede Baixa (Morro Redondo)	6	61,00	2,50	227,50	38,30	2,50	12,90	7	Alterações de rochas granitóides	Sed. Cob. Cenozóica topo. Capac. Específica baixa
9	7MR-02-RS	6.506.000	342.850	250	Sede Alta (Morro Redondo)	6	80,00	-	-	-	Zero	2	7	Alterações de rochas granitóides	Poço seco
10	7MR-03-RS	6.506.200	343.150	270	Sede Alta (Morro Redondo)	7 e 6	60,00	3,50	-	-	1,20	12,10	7	Alterações de rochas granitóides	Nível dinâmico não medido
11	7ER-01-RS	6.471.300	308.150	70	Vila Basílio (Erval)	6 e 7	75,00	4,88	65,12	-	2,05	6	7	Gnaisses	-
12	7ER-02-RS	6.471.900	235.850	170	Arroio Mau (Erval)	6 3/4	100,00	-	-	-	Zero	-	-	Rochas sedimentares das Fm. Estrada Nova e Irati	Poços seco

Tabela 5.1 – Poços Tubulares Profundos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (cont.).

B – Poços Tubulares Profundos perfurados pela CPRM em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	SIGLA DO POÇOS	COORDENADAS UTM		COTA BOCA (m)	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PERF. (pol)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO		REBAIX. (m)	VAZÃO m/h	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
		N (m)	E (m)					PROF. (m)	COTA (m)			PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
13	7BG-01-RS	6.528.700	773.650	195	Vila Prô-Morar (Bagé)	6	62,00	1,40	193,60	19,15	9,20	4,40	6	Granitóides	Vasão boa
14	7BG-02-RS	6.528.800	776.100	190	Vila Belém (Bagé)	6	76,00	-	-	-	Zero	5	8	Granitóides	Poço seco
15	7BG-03-RS	6.532.250	771.650	238	Vila Belém (Bagé)	6	50,00	6,50	131,50	22,10	1,92	1,50	7	Granitóides	-
16	7BG-04-RS	6.532.200	771.650	236	Vila Belém (Bagé)	6	50,00	-	-	-	Zero	1,60	7	Granitóides	Poço seco
17	7BG-05-RS	6.533.450	778.400	250	Vila Malafaia (Bagé)	6	33,00	3,20	244,80	9,70	13,30	12	7	Granitóides	Capac. Específica = 1,37m/h/m
18	7VL-01-RS	6.485.050	360.650	15	Vila Teodósio (Capão do Leão)	12 1/4	54,00	12,60	2,40	-	1,90	28,20	6	Areia e argila da cobertura cenozóica	25,20m de filtros 6 pol.
19	7VL-02-RS	6.458.100	362.900	22	Vila Jardim América (Capão do Leão)	12 1/4	54,00	17,70	5,00	21,25	3,60	35,30	6	Areia fina e grossa c/argila	18,90m de filtros 6 pol.
20	7VL-03-RS	6.485.000	361.400	23	Vila Alasca (Capão do Leão)	12 1/4	55,00	46,00	(-) 123,00	29,30	2,56	35,50	6	Areia e argila	18,90m de filtros 6 pol.

Tabela 5.2 – Poços Tubulares Profundos da Companhia Rio-Grandense de Saneamento (CORSAN), da Comissão Especial de Obras de Irrigação (CEOI), da Secretaria das Obras Públicas (SOP) e da Secretaria do Planejamento Territorial e Obras (SPO).

I – Perfurados na Área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	SIGLA DO POÇOS	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQÚIFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
21	G1556PM1	Sede Municipal (Pinheiro Machado)	84,00	-	-	3,50	-	-	Granitóides (12m rochas alteradas topo)	Desativado
22	G1572PM2	Sede Municipal (Pinheiro Machado)	54,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco e atulhado
23	G1091VU1	Vila Umbu (Pinheiro Machado)	102,00	-	-	Nula	-	-	Rochas metamórficas	Poço seco e atulhado
24	G1092VU2	Vila Umbu (Pinheiro Machado)	102,00	-	-	Nula	-	-	Rochas metamórficas	Poço seco e atulhado
25	G642PDA1	Pedras Altas (Pinheiro Machado)	89,00	1,06	51,66	1,48	17,17	203	24,60m regolitos, passando matações até 37,60m; restante granitóides	Revestimento ranhurado de 17,17 a 41,98m, com diâmetro de 203mm
26	G699PDA2	Pedras Altas (Pinheiro Machado)	92,00	0,90	74,38	6,27	15,46	203	Granitóides (10,50m regolitos)	Revestimento ranhurado de 15,60 a 21,04m com diâmetro de 203mm
27	G8776PDA3	Pedras Altas (Pinheiro Machado)	100,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides (13,00m regolitos)	Poço seco
28	G887PDA4	Pedras Altas (Pinheiro Machado)	70,00	3,73	56,89	4,93	51,93	152	Granitóides	Filtros Nold (142mm) e 3 intervalos
29	G1062CCL1	Cancelão (Piratini)	65,30	-	-	Nula	-	-	Gnaisses	Poço seco
30	G815CAG1	Sede Municipal (Cangussu)	99,00	2,62	92,38	5,29	12,37	203	Migmatitos (3m areia topo)	Filtros Nold (203mm) e 12,37 a 30,40m
31	G1974-MRR1	Sede Municipal (Morro Redondo)	84,00	10,00	-	2,00	12,00	203	Granitóides, com entrada d'água 22m	Rebaixamento não medido
32	G1975-MRR-2	Sede Municipal (Morro Redondo)	80,00	12,00	-	1,00	11,00	203	Granitóides, com entrada d'água 17m	Poço praticamente seco
33	G1976-MRR-3	Sede Municipal (Morro Redondo)	96,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
34	G2249-MRR4	Sede Municipal (Morro Redondo)	120,00	1,68	80,30	0,80	6,00	203	Granitóides	CORSAN considera seco
35	-	Cerrito (Pedro Osório)	90,00	-	-	Nula	-	-	Argilas e siltes topo Granitóides	Poço seco, na Av. Flores da Cunha
36	-	Cerrito (Pedro Osório)	10,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco lado caixa d'água da CORSAN

Tabela 5.2 – Poços Tubulares Profundos da Companhia Rio-Grandense de Saneamento (CORSAN), da Comissão Especial de Obras de Irrigação (CEOI), da Secretaria das Obras Públicas (SOP) e da Secretaria do Planejamento Territorial e Obras (SPO) (cont.).

II – Poços Tubulares Profundos da CORSAN perfurados em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	SIGLA DO POÇOS	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m³/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
37	G1567BG-1	Hospital-Sede Municipal (Bagé)	84,00	-	-	20,37	-	-	Granitóides	Vazão medida vertedouro
38	G1545BG-2	Sede Municipal (Bagé)	90,00	-	-	3,50	-	-	Granitóides	
39	G1571BG-3	Sede Municipal (Bagé)	54,00	-	-	1,29	-	-	Granitóides	
40	-	Santa Tereza (Bagé)	85,00	10,00	40,00	1,80	10,00	152	Granitóides	A SE cidade de Bagé
41	G1663BG-8	Vila Passo das Pedras (Bagé)	108,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
42	G1007AC-1	Aceguá (Bagé)	68,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
43	G1023AC-1	Aceguá (Bagé)	31,50	0,00	5,45	6,08	14,12	203	Granitóides	Capacidade específica alta (1,11m³/h/m)
44	G635HS-1	Sede Municipal (Erval)	49,00	0,83	32,25	11,39	24,83	203	Granitóides com 13m de alteração de rochas topo	Água com análises físico-químicas
45	G1445HS-2	Sede Municipal (Erval)	69,00	-	-	Nula	-	-	Granitóides alterados	Poço seco

B – Poços Tubulares Profundos da Comissão Especial de Obras de Irrigação (GEOI) da Secretaria das Obras Públicas (SOP)  
Relação de poços antigos da área da Folha Pedro Osório, fornecida pela CORSAN.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m³/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL Unidade Litoestratigráfica	OBSERVAÇÕES
						PROF. (m)	DIÂM. (mm)		
46	Seival (Candiota)	84,00	17	18		3	102	Arenitos da Formação Rio Bonito	1 camada carvão de 1m na base
47	Seival (Candiota)	31,00	0,0 (surgente)	0,50		12	102	Arenitos da Formação Rio Bonito	Poço surgente com vazão alta
48	Seival (Candiota)	32,00	0,0 (surgente)	-		10,50	152	Arenitos da Formação Rio Bonito	Poço surgente. Filtros de 10,5 a 31,5m de 6" (152mm)

Poços nº 46, 47 e o da Barra do Velhado perfurados por Artur Fensk.  
Poço nº 48 sem referência do perfurador.

Tabela 5.2 – Poços Tubulares Profundos da Companhia Rio-Grandense de Saneamento (CORSAN), da Comissão Especial de Obras de Irrigação (CEOI), da Secretaria das Obras Públicas (SOP) e da Secretaria do Planejamento Territorial e Obras (SPO) (cont.).

C – Poços Tubulares Profundos da Secretaria do Planejamento Territorial de Obras (SPO).

Nº DE ORDEM	SIGLA DO POÇOS	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m³/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
								PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
49	1319UJ-1	Bujuru (Pedro Osório)	152	57,50	2,77	45,23	1,50	8,00	152	Granitóides	Água com análises físico-químicas. Não utilizado
50	1391MRM-1	Marmeleiro (Pedro Osório)	152	81,00	-	-	Nula	8,00	152	Granitóides	Poço seco
51	1425IGQ-1	Igreja Queimada (Pedro Osório)	152	-	-	-	-	-	-	Granitóides	Abandonado devido desmoronamento aos 2m
52	1622IGQ-1A	Igreja Queimada (Pedro Osório)	152	108,50	0,62	7,98	2,00	4,00	152	Granitóides	Água com análises físico-químicas. Poço para substituir anterior. Não utilizado
53	P1783CDI-1	Vila Lacerda, Distrito Industrial (Canguçu)	165	144,00	-	-	Nula	8,00	203	Granitóides	Poço seco
54	P1783CDI-2	Vila Lacerda, Distrito Industrial (Canguçu)	165	144,00	-	-	Nula	10,00	203	Granitóides	Poço seco (com 2m³/h aos 9m profundidade)
55	1246DGH-1	Desvio Erval (Erval)	152	47,00	-3,05	7,95	0,50	8,00	152	Granitóides	Água com teores de ferro e turbidez acima padrão potabilidade
56	1420CBC-1	Casa Branca (Erval)	152	37,00	1,39	13,61	1,00	10,00	152	Granitóides	Água com análises físico-químicas
57	1389ARN-1	Carvalho de Freitas (Erval)	152	30,00	-	-	Nula	9,00	152	Granitóides	Poço seco
58	1006BAG-1	Caminho da Luz (Bagé)	152	100,00	5,47	18,53	1,00	26,00	152	Granitóides	Poço com análises físico-químicas de água

Poços 53, 54 e 58 foram perfurados pela CORSAN para SPO e os poços 56 e 58 situam-se em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Tabela 5.3 – Poços Tubulares Profundos perfurados pelas empresas T. Janér, HIDROGEO e Tecnipoços, com Registro dos Poços.

A – Poços Tubulares Profundos da Cia. T. Janér, de Porto Alegre. I – Perfurados na área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
*59	Santo Antônio (Hulha Negra)	10	72	Zero (surgente)	16,00	22,00	13,80	6	Folh. E aren. Argilosos (41m) e granit. (31m) com estradas d'água aos 46 e 64m	Poços surgentes. Água com contaminação superficial
*60	Santo Antônio (Hulha Negra)	10	100	7,00	60,00	2,00	56,70	6	Folheitos cinza-escuros (45m) e microgranitos (55m). Água aos 20 e 75m	Água muito dura e muito cloretada
*61	Santo Antônio (Hulha Negra)	10	138	1,00	47,00	11,00	63,60	6	Até 55m = aren. E folh. Fm Rio Bonito; de 55m a 70m = conglom. Grupo Itararé; e granitóides na base (68m)	Água dura com teores de ferro, cloretos e fluoretos acima dos padrões de potabilidade
62	Vila Cancelão (Piratini)	6	148	11,00	65,00	0,15	16,00	6	Gnaisses	Poços praticamente seco
63	Variante Ferrovia Pedras Altas - P. Machado Km 80	6	75	9,00	23,00	14,40	21,00	6	Granitóides	Vazão muito alta para este tipo de aquífero na área
64	Variante Ferrovia P. Altas - P. Machado	6	60,00	Zero	23,00	14,40	15,50	6	Granitóides	Vazão muito alta e água srgente

\*Poços com análises físico-químicas de água; poços nº 59 e 60 também com análises bacteriológicas.

Tabela 5.3 – Poços Tubulares Profundos perfurados pelas empresas T. Janér, HIDROGEO e TecniPoços, com Registro dos Poços (cont.).

A – Poços Tubulares Profundos da Cia. T. Janér, de Porto Alegre. II – Poços Tubulares Profundos da Cia. Janér localizados na área municipal de Bagé, fora da área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
*65	Fazendas Mondesir S.A. - km 17 da BR-153. Poço nº 1	10 até 50m e 8 até 129m	129	6	34	0,40	53,95 + 7,10 filtros	6	Siltitos e folhelhos da Fm. Irati	Teores de ferro e turbidez acima dos padrões de potabilidade
66	Fazendas Mondesir S.A. - km 17 da BR-153. Poço nº 2	8 até 62m e 10 até 133m	133	5	49,00	5,80 (?)	55,35 + 7,10 filtros	6	Siltitos e folhelhos da Fm. Irati	Vazão muito alta para este aquífero
67	Fazendas Mondesir S.A. - km 17 da BR-153. Poço nº 3	8 até 66m e 6 até 82m	130	-	-	Nula	-	-	Siltitos e folhelhos da Fm. Irati	Poço seco
68	Fazendas Mondesir S.A. - km 17 da BR-153. Poço nº 4	8 até 62m e até 82	82	13	52,00	0,80	2,00	8	Arenitos argilosos possivelmente da Fm. Palermo	Vazão baixa e acentuado rebaixamento
69	Aeroporto Federal 5ª Zona Aérea	8 até 33m e 6 até 100m	100	6	48,00	2,03	33,50	6	Granitóides e argilas carbonosas topo (20m)	Entradas d'água aos 56m e 77m
*70	Sede Municipal, Floriano B. Filhos e Cia. Ltda. Caminho da Luz	10 até 21m e 6 até 100m	100	8	46,00	4,60	21,30	6	Granitóides	Água pouco dura devido proxim. Com mina de calcário
71	Subestação São Sebastião de Rede Ferroviária Federal	6	149	-	-	2,80	-	-	Arenitos Fm Santa Tecla até 18m; restante: granitóides	Sem dados de NE, rebaixamento e revestimento
72	Departamento Nacional de Estradas de Rodagem	8 até 19m e 6 até 125m	125	8	45,00	0,70	21,20	6	Granitóides	Vazão baixa e acentuado rebaixamento
73	Fazenda Cinco Cruzes da EMBRAPA	6	65	5	34,00	24,00	8,80	6	Granitóides	Vazão muito alta
74	Figorífico Sispal S.A. Santa Tecla	8 até 15m e 6 até 65m	65	5,50	54,50	13,00	15,70	6	Rochas xistosas até 20m. Restante granitóides	Vazão alta

\*Poços com análises físico-químicas de água; poços nº 59 e 60 também com análises bacteriológicas.

Tabela 5.3 – Poços Tubulares Profundos perfurados pelas empresas T. Janér, HIDROGEO e Tecnipoços, com Registro dos Poços (cont.).

A – Poços Tubulares Profundos da Cia. T. Janér, de Porto Alegre. II – Poços Tubulares Profundos da Cia. Janér localizados na área municipal de Bagé, fora da área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m³/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
75	CIMBAGÉ, Vila dos Funcionários (Candiota)	8 até 18m e 6 de 18 a 50m	50	16	15	5	18	6	Granitóides com alteração até 17m	Vedação sanitária de 0,00 a 18m
76	CIMBAGÉ, Vila dos Funcionários (Candiota)	8 até 6m e 6 de 6 a 70m	70	19	36	0,8	6	6	Riólito vermelho com 5m alteração topo	Cimentação de 0,00 a 6m
77	Agropecuária Pacheco (Candiota)	8 até 62m e 6 de 62 a 64m	64	14	36	5,80	50 e 3 interv filtros de 12"	6	Arenitos e folheihos da Fm Rio Bonito até 59m; restante granitóides	Cimentação de 0,00 a 20m

B – Poços Tubulares Profundos da HIDROGEO LTDA, de Canoas, RS. II – Poços Tubulares Profundos da HIDROGEO Ltda. Localizados na sede Municipal de Bagé, fora da área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m³/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
78	3º B. Log., Ministério do Exército	10 até 9m e 6 de 9 a 100m	100	21	-	0,50	9	6	Granitóides	Vazão baixa. Cimentação 9m
79	CICADE = Coop. Ind. Reg. Carnes Curtume, Poços 1	8 até 20m e 6 de 20 a 76m	76	11	14	2	920	6	Granitóides	
80	CICADE = Coop. Ind. Reg. Carnes Curtume, Poço nº 2	8 até 12m e 6 de 12 a 50m	50	8	34	10	12	6	Granitóides	Vazão alta



Tabela 5.3 – Poços Tubulares Profundos perfurados pelas empresas T. Janér, HIDROGEO e Tecnipoços, com Registro dos Poços (cont.).

C – Poços Tubulares Profundos da Tecnipoços Geologia e Perfurações Ltda, de Porto Alegre. I – Perfurados na Área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
81	Posto Sindacta Ministério Aeronáutica (Canguçu)	6	80	56,45	-	Nula	6,50	6	Granitóides	Poço seco
*82	Estação Ferroviária, Federal (Hulha Negra) Rede Ferroviária Federal S.A.	10	90	2,10	47,61	6,60	55m + 5m filtros + 30m brita	6	Siltitos e arenitos intercalados e 58m lamitos na base (Fm Rio Bonito ?)	Teor de ferro acima dos padrões potabilidade e elevado teor de nitratos

C – Poços Tubulares Profundos da Tecnipoços Geologia e Perfurações Ltda, de Porto Alegre. II – Poços Tubulares Profundos da Tecnipoços em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQÜÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
83	Paiol do Exército (Bagé)	6	85	Zero	55,91	4,40	5,84	6	Granitóides com argilas no topo (9,30m)	Nível d'água aflorante
*84	Jardim América (Capão do Leão)	10	100	16,20	44,41	10,15	80,68 e 11,32. filtros	6	Areias e argilas da cobertura cenozóica até 79,70m; restante granitóides	Água com teores elevados de cloretos de sódio e de potássio; 8m de brita
*85	Estação Ferroviária Federal (Hulha Negra) Rede Ferroviária Federal S.A.	10	57	18,14	13,41	11,31	45,70 e 3 filtros	6	Areias, argilas, sites e pedregulhos da cobertura cenozóica	Água dura e com teores elevados e cloretos

\* Poços com análises físico-químicas de água.

Tabela 5.4 – Poços Tubulares Profundos do Departamento de Comandos Mecanizados (DCM) da Secretaria da Agricultura do Estado do Rio Grande do Sul.

A – Perfurados na área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
86	Coop. de Prod. Agro-Pecuária União Libertadora (COPAUL) (Candiota)	6	80	10	20	3	80	4	Litologias da Fm Rio Bonito	Paralisado na época do cadastro
87	COPTIL, Tupi Silveira (Hulha Negra)	6	97	15	75	1	52	4	Siltitos e folhelhos do Paleozóico superior	Poço praticamente seco
88	Assentamento do INCRA, Tupi Silveira (Hulha Negra)	6	52	5	39	1,80	52	4	Siltitos e folhelhos do Paleozóico superior	Alguns tubos revestimento ranhurados
89	Colônia Nova Esperança (Hulha Negra)	6	148	-	-	Nula	-	-	Siltitos e folhelhos do Paleozóico superior	Poço seco
90	Colônia Nova Esperança (Hulha Negra)	6	70	2	52	2,50	12	4	Siltitos e folhelhos do Paleozóico superior	Vazão boa para estes tipos de litologias
91	Assoc. do Banco do Brasil Sede Municipal (Pedro Osório)	4	28	8	19	0,30	-	-	Granitóides	Vazão muito baixa e acent. Rebaixamento
92	Vila Freire (Pedro Osório)	4	13	8	4,50	0,15	-	-	Granitóides alterados	Poços praticamente seco
93	Vila Freire (Pedro Osório)	6	13	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
94	Vila Freire (Pedro Osório)	6	65,50	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
95	Matadouro Irigón Ltda, Passo das Pedras (Pedro Osório)	6	45	-	-	Nula	22	4	Granitóides	Poço seco
96	Matadouro Irigón Ltda, Passo das Pedras (Pedro Osório)	6	22	-	-	Nula	21	4	Granitóides	Poço seco
97	Frigorífico Rotati Ltda, Vila Lacerda (Cangussu)	6	21	5	Zero (?)	5	-	-	Granitóides	Vazão relativamente alta
98	Basílio, Prefeitura Municipal (Erval)	4	30	16	11	2,80	16	4	Granitóides	
99	Basílio, Prefeitura Municipal (Erval)	4	75	4	36	3	75	4	Granitóides	
100	Passo do Mello (Erval)	4	123	4	60	2,80	123	4	Roch. Sedim. das formações Palermo, Irati e Estrada Nova	Vazão alta para estes aquíferos
101	São Diogo (Erval)	6	30	6	8	3	15	6	Arenitos finos e argilosos	
102	Fazenda Santa Marta (Erval)	6	25	2	1	0,80	16,10	6	Granitóides	Vazão baixa
103	Colônia Pres. Médici (Hulha Negra)	6	27	-	-	Nula	-	-	Rochas sedim. argilosas	Poço seco para Héber Grielson
104	Posto Fita Azul, BR-392 (Cangussu)	6	50	8	32	0,60	8,50	6	Granitóides	Poço praticamente seco

B – Poços Tubulares Profundos perfurados pelo DCM em rochas da Formação Rio Bonito na sede municipal de Hulha Negra, marcados no campo, com dados parciais.

Nº DA ORDEM	DESCRIÇÃO SUCINTA
105	Poço surgente, localizado junto à caixa elevada d'água, de onde a água é distribuída para a cidade pela Prefeitura Municipal de Hulha Negra.
106	Poço localizado na estação ferroviária de Hulha Negra.

C – Poços Tubulares Profundos perfurados pelo DCM em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	DIÂM. PROF. (mm)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	REBAIXAMENTO (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
							PROF. (m)	DIÂM. (pol)		
108	Nilo Ruy Nora, Cerro de Bagé (Bagé)	6	90	14	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
109	Terêncio Loma Pereira, Cerro de Bagé (Bagé)	6	23	6	-	2,80	12	6	Granitóides	
110	Tortuga Cia. Zoot. Agrária, Santa Tecla (Bagé)	6	65	10	16	3	15	6	Granitóides	
111	Ivan Sérgio Rodrigues Bulcão, Rodovia Gagé-Aceguá (Bagé)	6	50	13	-	1,50	30	6	Granitóides	
112	Centro Social Urbano, Bairro Pedras Brancas (Bagé)	6	50	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço Seco
113	Alexandre Carvalho Chaman, Arvorezinha (Bagé)	6	41	5	30	1,50	18	6	Granitóides	
114	Luiz Francisco Neder Kalil, Passo dos Carneiros (Bagé)	6	165	3	162 (?)	1,20	85	6	Rochas sedim. Argilosilíticas	Capac. espec. Muito baixa
115	Elisabeht Martin Terra, Pedro Velho (Bagé)	6	60	6	28	3	12	6	Granitóides	Localização junto à cidade de Bagé
116	Albino da Motta Gonçalves, Vista Alegre (Bagé)	6	65	5	36	2,50	18	6	Granitóides	
117	Manoel de Moraes Valle, Aceguá-Cinco Salsos (Bagé)	6	165	4	39	1,20	48	6	Granitóides	Local fica 32 km da cidade de Bagé
118	Norberto Cardoso, Aceguá (Bagé)	6	190	-	-	Nula	-	-	Granitóides	Poço seco
119	Valentin Antonio Cassali, Quebrachinho (Bagé)	6	78	5	-	0,30	-12,40	6	Granitóides	Local = saída de Bagé / Pelotas
120	Álvaro Porto, Batalha (Bagé)	6	105	14	56	2	76	6	Rochas sedim. silico-argilosas	Um assentamento, saída para Dom Pedrito
121	D.P. Florenzoni Cia. Ltda, Passo do Sapato (Cangussu)	6	95	6	39	2	22,50	6	Granitóides	Localiza-se na Folha Arroio Evaristo, do SGE (Serv. Geol. do Exército)
122	D.P. Florenzoni Cia. Ltda, Passo do Sapato (Cangussu)	6	33	2	23	2,10	4	6	Granitóides	Localiza-se na Folha Arroio Evaristo, do SGE (Serv. Geol. do Exército)
123	Prefeitura Municipal, Passo do Veado (Erval)	4	18	5	5	0,40	18	4	Granitóides	Vazão baixa
124	Prefeitura Municipal, Colégio de Casa Branca (Erval)	4	16	5	6	0,90	10	4	Granitóides	Vazão baixa

Tabela 5.5 – Relação de Poços Tubulares Profundos pela HIDROTÉCNICA, SONDÁGUA e João Hech, sem registro dos poços.

A – Poços Tubulares Profundos da Hidrotécnica Poços Artesianos Ltda. de Canoas, RS.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
					PROF. (m)	DIÂM. (m)		
125	Sede Municipal (Hulha Negra) Av. Getúlio Vargas	36	5	6	6	4	Arenitos da Fm. Rio Bonito	Poço situa-se a 60m do cemitério municipal de Hulha Negra
126	Fazenda Sant'Ana da Candiota de Fragoso Pires (Candiota) Poço 1	100	6	7	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonit	Água dura e com o sabor ruim
127	Fazenda Sant'Ana da Candiota de Fragoso Pires (Candiota) Poço 2	110	4,50	10	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonit	Em outra sede da fazenda, onde estão os silos
128	Fazenda Sant'Ana da Candiota de Fragoso Pires (Candiota) Poço 3	180	-	Nula	-	-	Silitos e folhelhos eopaleozóicos (?)	Poço seco
129	Fazenda Sant'Ana da Candiota de Fragoso Pires (Candiota) Poço 4	50	6,50	7	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonit	Situado na granja, para substituir anterior (seco)
130	ENTEL Construções e Transportes Ltda Sede Municipal (Candiota)	+ de 100	5	18	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonit	Empresa de propriedade do prefeito de Candiota

B – Poços Tubulares Profundos da SONDÁGUA - Sondagem de Águas Subterrâneas Ltda., de Porto Alegre, RS.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
					PROF. (m)	DIÂM. (m)		
131	Posto de Gasolina da Ipiranga, BR-293 (Pinheiro Machado)	144	Muito baixo	1	5	6	Granitóides	Fica defr. Fábrica de Cimento Gaúcho. Poço seco no verão
132	Frigorífico Pampeano, Santo Antônio (Hulha Negra) Poço 1	85	4	25	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonito	Poço inteiramente revestido (tubos lisos e filtros) em 6 polegadas
133	Frigorífico Pampeano, Santo Antônio (Hulha Negra) Poço 2	92	6,50	30	-	-	Arenitos da Fm. Rio Bonito	Poço inteiramente revestido (tubos lisos e filtros) em 6 polegadas

C – Poços Tubulares Profundos da João Heck e Filhos Ltda., de Novo Hamburgo, RS.

Nº DE ORDEM	LOCALIDADE (MUNICÍPIO)	PROF. FINAL (m)	NÍVEL ESTÁTICO PROF. (m)	VAZÃO (m/h)	REVESTIMENTO		AQUÍFERO PRINCIPAL (LITOLOGIAS)	OBSERVAÇÕES
					PROF. (m)	DIÂM. (m)		
134	Instituto de Menores da Igreja Episcopal do Brasil (Canguçu)	98	18	4	6	6	Granitóides	Poço localizado ao lado de uma fratura, com boa vazão

Tabela 5.6 – Relação de Poços Tubulares Profundos com dados parciais da HIDROTÉCNICA, SONDÁGUA e antigo perfurador não identificado.

A – Poços Tubulares Profundos da Hidrotécnica Poços Artesianos Ltda, de Canoas, RS.

Nº DE ORDEM	DESCRIÇÃO SUCINTA
135 e 136	2 poços para a Fábrica de Cimento Portland Gaúcho, BR-293, município de Pinheiro Machado, Perfurados em granitóides, com vazões baixas.
137 138 139 140	4 poços para o frigorífico Pampeano, município de Hulha Negra, localidade de Santo Antônio, em rochas da Formação Rio Bonito, com vazões relativamente altas. Nessa área teria mais um poço da HIDROTÉCNICA, não localizado pela equipe da Folha Pedro Osório.

B – Poços Tubulares Profundos da SONDÁGUA - Sondagem de Águas Subterrâneas Ltda., de Porto Alegre, RS, em locais adjacentes à área da Folha Pedro Osório.

Nº DE ORDEM	DESCRIÇÃO SUCINTA
141	1 poço para Floriano Bittencourt, Filhos e Cia. Ltda, na Revenda FLOBAUTO de automóveis Chevrolet, município de Bagé, localidade de Santa Tecla, em granitóides, com vazão baixa, em torno de 1 mil litros/hora.
142	1 poço na Escola Técnica da EMBRAPA, município de Cangussu, com vazão baixa, inferior a 1 mil litros/hora, em granitóides.

C – Poços Tubulares Profundos muito antigos, sem dados e sem identificação do perfurador.

Nº DE ORDEM	DESCRIÇÃO SUCINTA
143 e 144	2 poços com mais de 20 anos de existência, desativados, em granitóides, na área da INDUBRÁS, onde depositiva calcário proveniente das jazidas de Palmares e de Jaíba, no município de Pinheiro Machado.
145	1 poços no Auto Posto Pinheiro Ltda., na BR-293, município de Pinheiro Machado, em granitóides.
146	1 poço tubular raso (= 5m de profundidade), na localidade de Torrinhas, município de Pinheiro Machado, com vazão em torno de mil litros/hora. Nesta localidade tem um poço perfurado pela CPRM (tabela 5.1) com 10,40m de profundidade e vazão de 6m/hora.
147	1 poço tubular na Vila CIMBAGÉ, município de Pinheiro Machado, em rochas metamórficas, não utilizado atualmente.
148	1 poço antigo na Vila Seival, município de Candiota, em rochas da Formação Rio Bonito. Com vazão possivelmente superior e 10m/h e revestimento superficial de 6 polegadas (152mm), este poço é responsável por cerca de 60% do abastecimento de água da Vila Seival.

Tabela 5.5 – Relação de Poços Tubulares Profundos pela HIDROTÉCNICA, SONDÁGUA e João Hech, sem registro dos poços.

ÁREA DE HULHA NEGRA

Nº DE ORDEM	SIGLA DO FURO	LOCALIZAÇÃO COORDENADAS UTM		COTA DA BOCA DO FURO (m)	INTERVALO PACOTE CARBONOSO	OBSERVAÇÕES
		NORTE	ESTE			
149	HN-02-RS	6.519.000	234.730	196	entre 44 - 97m	Embasamento: calcário
150	HN-12-RS	6.152.000	225.000	176	entre 50 - 53m	Embasamento: granito
*151	HN-17-RS	6.520.000	236.000	183	entre 17 - 40m	Entrada d'água aos 46,7m / Embasamento: calcários
152	HN-20-RS	6.517.000	235.317	171	entre 64 - 115m	Localidade: Seival
*153	HN-21-RS	6.514.000	232.819	159	entre 92 - 110m	Entrada d'água: 97 a 102m / Localidade: Trigolândia
154	HN-23-RS	6.515.000	230.000	170	entre 135 - 152m	Lado de um contribuinte do rio Jaguarão
155	HN-42-RS	6.527.000	230.000	192	entre 26 - 61m	Entrada d'água: 36 a 44m
156	HN-67-RS	6.522.000	236.000	232	entre 12 - 36m	Entrada d'água aos 33,85m
157	HN-70-RS	6.521.000	238.000	215	entre 13 - 68m	Entrada d'água aos 65m
158	HN-91-RS	6.521.000	237.978	216	entre 11 - 39m	Entrada d'água aos 22m

Furos de Sonda da Pesquisa de Carvão Cadastrados na Fase de Campo: \* = da CPRM: furos HN-67-RS localizados na Fazenda Fortaleza do Seival; e o furo HN-21-RS situado na Fazenda Cruz de Malta, próxima à Trigolândia; = da CPRM: furo surgente no Passado do Neto, no município de Pinheiro Machado (nº 116 da carta hidrogeológica).

ÁREA SUL CANDIOTA

Nº DE ORDEM	SIGLA DO FURO	LOCALIZAÇÃO COORDENADAS UTM		COTA DA BOCA DO FURO (m)	INTERVALO PACOTE CARBONOSO	OBSERVAÇÕES
		NORTE	ESTE			
159	SC-09-RS	6.496.123	227.582	125	entre 76 - 93m	Lador rio Jaguarão. Folha SGE Tupi Silveira
160	SC-33-RS	6.489.628	237.784	113	entre 148 - 172m	Surgência aos 194m; na base da Formação Rio Bonito: Grupo Itararé
161	SC-43-RS	6.496.106	240.111	129	entre 24 - 45m	Surgência aos 7m
162	SC-44-RS	6.497.010	239.997	128	entre 14 - 40m	Grupo Itararé: 44,50m. Embasamento: gnaisses
163	SC-86-RS	6.495.217	240.994	135	entre 30 - 48m	Embasamento: conglomerados eo-paleozóicos

ÁREA DE SEIVAL

Nº DE ORDEM	SIGLA DO FURO	LOCALIZAÇÃO COORDENADAS UTM		COTA DA BOCA DO FURO (m)	INTERVALO PACOTE CARBONOSO	OBSERVAÇÕES
		NORTE	ESTE			
164	SV-45-RS	6.516.049	240.124	202	entre 8 - 38m	Entrada d'água entre 36,55 e 37,60m em arenitos médios

ÁREA DE HERVAL

Nº DE ORDEM	SIGLA DO FURO	LOCALIZAÇÃO COORDENADAS UTM		COTA DA BOCA DO FURO (m)	INTERVALO PACOTE CARBONOSO	OBSERVAÇÕES
		NORTE	ESTE			
165	HV-40-RS	6.458.000	240.500	157	Leitos carvão entre 172 e 209m	Surgência de água aos 60m

Fonte: Relatórios Inéditos da Pesquisa de Carvão Mineral da Jazida de Candiota da Superintendência Regional de Porto Alegre da CPRM, Realizados no Período de 1979 a 1984.

Tabela 5.8 – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços Tubulares Profundos.

A – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços da SPO (nº 49, 52, 55, 56 e 58) e da CORSAN (nº 44).

Nº DE ORDEM	44	49	52	55	56	58
LOCALIZAÇÃO	Sede Municipal de Erval	Bujuru de Pedro Osório	Igreja Queimada de Pedro Osório	Desvio Erval de Erval	Casa Branca de Erval	Caminho da Luz de Bagé
LITOLOGIAS	Granitóides	Granitóides	Granitóides	Granitóides	Granitóides	Granitóides
ANÁLISES						
pH	7,30	7,10	6,60	6,60	7,50	6,70
Turbidez (mg/l Sio)	1,50	1,60	15,00	5,80	0,20	1,60
Matéria Orgânica (mg/l O)	1,10	0,30	1,00	0,30	0,20	1,30
Dureza (mg/l CaCO)	30,00	56,00	54,00	66,00	147,00	206,00
Alcalinidade total (mg/l CaCO)	41,00	96,00	78,00	50,00	178,00	200,00
Bicarbonatos (mg/l HCO)	50,00	117,00	95,20	61,00	217,20	244,00
Cálcio (mg/l Ca)	9,10	16,00	13,20	19,40	39,90	48,90
Magnésio (mg/l Mg)	0,90	4,10	5,60	4,30	11,80	20,40
Cloretos (mg/l Cl)	11,00	8,00	11,00	12,00	20,00	55,00
Fluretos (mg/l F)	Zero	0,40	0,30	0,20	0,40	0,70
Potássio (mg/l K)	-	3,60	-	3,00	2,70	1,70
Sódio (mg/l Na)	10,00	28,00	-	15,00	42,00	47,00
Ferro (mg/l Fe)	0,10	0,30	1,00	0,70	0,20	0,20
Manganês (mg/l Mn)	0,15	0,03	0,03	0,10	0,03	0,03
Silica (mg/l SiO)	39,80	41,90	38,90	49,00	28,50	29,40
Sulfatos (mg/l SO)	3,40	1,90	8,80	6,50	4,70	2,30
Sólidos totais (mg/l St)	90,60	162,80	179,50	200,80	267,60	393,20
Resíduo fixo (mg/l)	76,10	116,50	139,10	143,60	208,30	267,10
Resíduo Volátil (mg/l)	14,50	46,30	40,40	57,20	59,30	126,10
Condutividade (micro-mho/cm)	-	215,40	188,20	207,20	438,90	622,60
OBSERVAÇÕES	Água com boas características físico-químicas	Água com boas características físico-químicas	Água com teores elevados de turbidez e ferro	Água com teores elevados de turbidez e ferro	Água alcalina e moderadamente dura	Água alcalina e dura, devido proximidade com calcários metamórficos

Tabela 5.8 – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços Tubulares Profundos (cont.).

B – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços da Cia. T. Janér.

Nº DE ORDEM	48	49	50	54	59	61
LOCALIZAÇÃO	Frigorífico Sto. Antonio (Hulha Negra)	Frigorífico Sto. Antonio (Hulha Negra)	Frigorífico Sto. Antonio (Hulha Negra)	Km 17 da Br-153 (Bagé)	Santa Tecla (Bagé)	DNER, cidade de Bagé)
LITOLOGIAS	Arenitos (41m) grantito (31m)	Folh (20m) granito (80m)	Arenito, conglomerado e granito	Siltito e folhelo Fm Irati	Granitóides	Granitóides
ANÁLISES						
pH			7,40			
Turbidez (mg/l SiO)			5,00			
Dureza (mg/l CaCO)			244,00			
Alcalinidade total (mg/l CaCO)			118,00			
Bicarbonatos (mg/l HCO)			144,00			
Cálcio (mg/l Ca)			89,00			
Magnésio (mg/l Mg)			6,30			
Manganes (mg/l Mn)			0,20			
Ferro (mg/l Fe)			0,70			
Alumínio (mg/l Al)			3,10			
Sulfatos (mg/l SO <sub>4</sub> )			218,80			
Cloretos (mg/l Cl)			568,00			
Fluoretos						
Nitritos (mg/l NO <sub>2</sub> )						
Nitratos (mg/l NO <sub>3</sub> )						
Sílica (mg/l SiO <sub>2</sub> )						
Amônia Mineral em N (mg/l N)						
Condutividade (micro-molec/cm)						
Resíduo total (mg/l)						
Resíduo fixo (mg/l)						
Resíduo volátil (mg/l)						
OBSERVAÇÕES	Água muito dura e muito cloretada	Água com contaminação superficial	Água e dura com ferro, sulfatos, cloretos e fluoretos fora dos padrões de potabilidade	Água alcalina e, com, teores elevados de ferro e turbidez	Água pouco dura e bicarbonatada	Elevados teor de ferro e turbidez



Tabela 5.8 – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços Tubulares Profundos (cont.).

B – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços da Cia. T. Janér.

Nº DE ORDEM	59	60	61	65	70	72
LOCALIZAÇÃO	Frigorífico Sto. Antônio (Hulha Negra)	Frigorífico Sto. Antônio (Hulha Negra)	Frigorífico Bordon Sto. Antônio (Hulha Negra)	Faz. Mondesir S.A. Km 17 BR-153, Bagé	FLOBAUTO Rev. Chevrolet, Caminho da Luz, Bagé	DNER, cidade de Bagé
LITOLOGIAS	41m folhelhos e 31m granitóides	45m folhelhos escuros e 55m microgranitos	10m folhelhos Fm. Palermo; 45m aren. Fm Rb; 15 cong. Itararé e 68m granito	Folhelhos e siltitos da Formação Irati	Granitóides	Granitóides
ANÁLISES						
pH			7,40	8,40	7,60	6,7
Turbidez (mg/l SiO)	-	-	5,00	17,00	Zero	16,0
Dureza (mg/l CaCO)	101,00	330,00	244,00	36,00	100,00	32,0
Alcalinidade total (mg/l CaCO)	206,40	185,66	118,00	244,00	170,00	56,0
Bicarbonatos (mg/l HCO)	-	-	144,00	226,00	207,40	68,3
Cálcio (mg/l Ca)	-	-	89,00	9,60	27,30	8,0
Magnésio (mg/l Mg)	-	-	6,30	3,40	9,20	3,5
Manganês (mg/l Mn)	-	-	0,20	0,05	0,10	Traços
Ferro (mg/l Fe)	-	-	0,70	1,70	Zero	6,0
Alumínio (mg/l Al)	-	-	3,10	4,00	2,50	6,3
Sulfatos (mg/l SO)	-	-	218,80	107,00	6,00	4,4
Cloretos (mg/l Cl)	176,00	596,75	568,00	56,40	14,30	5,7
Fluoretos (mg/l F)	-	-	4,00	1,00	1,10	0,2
* Nitritos (mg/l NO)	Zero	Traços	Zero	0,082	0,023	0,01
* Nitritos (mg/l NO)	2,30	0,04	0,27	Traços	0,133	Traços
Sílica (mg/l SiO)	-	-	33,00	40,00	20,00	113,2
Amônia Mineral em N (mg/l N)	0,05	0,03	-	-	-	-
Condutividade (micro-mho/cm)	-	-	1.800,00	900,00	250,00	95,0
Resíduo total (mg/l)	599,00	1.850,00	1.452,80	700,00	232,00	218,8
Resíduo fixo (mg/l)	-	-	370,60	480,00	162,00	161,6
Resíduo volátil (mg/l)	-	-	1.082,20	220,00	70,00	57,2
OBSERVAÇÕES	Água com contaminação superficial	Água muito dura e com teor muito elevado de cloretos, acima dos padrões de potabilidade	Água dura e com teores de ferro, sulfatos, cloretos e fluoretos fora dos padrões de potabilidade	Água alcalina, bicarbonatada e com teores elevados de turbidez e ferro	Água pouco dura, devido à proximidade com uma jazida de calcário metamórfico	Água com elevados teores de turbidez, ferro e sílica

As águas dos poços nº 59 e 60 também com análises bacteriológicas, indicando tratar-se de águas impuras sob este aspecto, com detecções de: bacillus subtilis nas águas dos dois poços; coli bacillus e flavobacterium nas águas do poço 59; e bactérias cromogenas e fungos. As análises dos poços 59 e 60 estão expressas em NO-N e NO-N.

Tabela 5.8 – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços Tubulares Profundos (cont.).

C – Resultados de Análises Físico-Químicas de Águas de Poços da Tecnipoços.

Nº DE ORDEM	82	84	85
LOCALIZAÇÃO	Estação Ferroviária Federal de Hulha Negra	Jardim América de Capão do Leão	Jardim América de Capão do Leão
LITOLOGIAS	Lamitos, siltitos e arenitos intercalados	80 areias e argilas e 20m granitóides	Areias, argilas e siltes da cobertura cenozóica
ANÁLISES			
pH	7,10	6,60	6,50
Turbidez (mg/l Sio)	10,00	5,40	Zero
Dureza (mg/l CaCO)	128,00	174,00	235,00
Alcalinidade total (mg/l CaCO)	226,00	194,00	111,00
Bicarbonatos (mg/l HCO)	275,70	236,70	135,40
Cálcio (mg/l Ca)	41,70	3,80	51,30
Magnésio (mg/l Mg)	6,90	1,60	36,00
Manganês (mg/l Mn)	Zero	0,05	0,80
Ferro (mg/l Fe)	1,30	0,04	0,50
Alumínio (mg/l)	2,60	1,00	1,80
Cloretos (mg/l Cl)	41,90	145,50	372,80
Fluoretos (mg/l F)	0,70	0,60	0,50
Sulfatos (mg/l SO)	15,40	79,60	67,00
Nitratos (mg/l NO)	17,70	Zero	Traços
Silica (mg/l SiO)	38,20	6,00	69,00
Condutividade (micro-mho/cm)	460,00	600,00	1.450,00
Resíduo total (mg/l)	567,20	630,00	919,00
Resíduo fixo (mg/l)	276,80	440,00	
Resíduo volátil	230,20	160,00	
OBSERVAÇÕES	Água com características físico-químicas de acordo com os padrões de potabilidade, exceção do teor de ferro e nitratos	Água mineral, alcalina terrosa cálcica e com teores elevados de cloretos. Moderadamente dura, corrosiva e in-crustante	Água dura e com elevados teores de cálcio, magnésio e sulfatos. Teor de cloretos acima de padrões de potabilidade

## 6

---

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados do levantamento da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), que integra o programa de Levantamentos Geológicos do Brasil – PLGB, estão materializados nas cartas Geológica e Metalogenética/Previsional, elaboradas em escala 1:250.000. As atividades desenvolvidas neste levantamento permitem destacar os seguintes aspectos conclusivos:

Os dados aeromagnetométricos ensejaram a divisão do Escudo Sul-Rio-Grandense em três domínios magnéticos (Ocidental, Central e Oriental), distintos quanto ao relevo, intensidade do campo magnético total e orientação dos eixos magnéticos, e limitados entre si por grandes lineamentos magnéticos NE-SW.

Os domínios Central e Oriental coincidem com as unidades geotectônicas brasileiras Cinturão Tijuca e Cinturão Dom Feliciano, respectivamente, enquanto o Domínio Ocidental compreende os terrenos limitrofes entre o Cinturão Vila Nova e o Bloco Taquarembó.

Foram caracterizadas as seguintes unidades tectono-geológicas: Coberturas cenozóicas; Cobertura sedimentar da Bacia do Paraná; Coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares; Domínio Ocidental; Domínio Central (Cinturão Tijuca); e Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano).

O Domínio Ocidental é composto em sua maior extensão pelas rochas graníticas da Suíte Intrusiva Santo Afonso, que são intrusivas nos litótipos da Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira e no Complexo Granito-Gnáissico e afetada por intrusões do Granito Cerro das Marcas.

O Domínio Central correspondente ao Cinturão Tijuca, abrange as rochas metamórficas de baixo e médio grau do Complexo Metamórfico Porongos, admitidas como de idade pré-cambriana média-superior.

O Domínio Ocidental correspondente ao Cinturão Dom Feliciano, compreende um complexo granitóide onde são reconhecidas: (1) rochas granito-gnáissicas e metagranitóides que contêm impressas estruturas da deformação tangencial (Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado); (2) sienogranitos, também com deformação tangencial, constituindo pequenos *stocks*; (3) granitos sin-transcorrentes associados às zonas principais de transcorrência, caracterizados por termos monzograníticos (Granito Chácara São Jerônimo) e corpos estratóides de granitos peraluminosos (Suíte Granítica Cordilheira); (4) granitóides sin-transcorrentes, compreendendo corpos de forma elipsoidal, textura porfirítica, e deformação trans-

corrente discreta (Granito Arroio Moinho); (5) intrusões básicas formando pequenos *stocks* intrusivos no complexo; (6) corpos graníticos de colocação pós-tectônica (Suíte Granítica Dom Feliciano); além de enxames de diques de composição riolítica (Riólito Asperezas) e pequenos *stocks* de granitos peralcalinos (Arfvedsonita granito).

As Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares pertencem as bacias Camaquã e Arroio Boici e variam em idade do Pré-Cambriano Superior (Vendiano) ao Cambriano; associam-se com rochas vulcânicas intermediárias (andesitos) e ácidas (riólitos). No Domínio Oriental, conglomerados e pelitos correlatos a essas coberturas, preenchem a pequena calha tectônica de Cerro Chato.

A Cobertura sedimentar da Bacia do Paraná, ocorrente na área estudada inclui unidades do Permiano ao Triássico, representadas pelos grupos Itararé (Formação Rio do Sul), Guatá (formações Rio Bonito, Palermo), Passa Dois (formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto) e Rosário do Sul.

As Coberturas Cenozóicas estão representados por depósitos aluvionares e pelos depósitos continentais, transicionais e marinhos da porção mais externa da Província Costeira e por uma delgada cobertura arenosa referida como Formação Santa Tecla, admitida como de idade terciária.

Do ponto de vista estrutural, a área inclui parte de três domínios tectônicos (Ocidental, Central e Oriental), separados por suturas translitosféricas.

As rochas desses três domínios, apresentam estruturas típicas da deformação dúctil e pervasiva.

No Domínio Oriental (Cinturão Dom Feliciano), essas rochas correspondem a uma associação das rochas graníticas calialcalinas com tramas magmáticas e deformacionais subhorizontais, mostrando um transporte tectônico NW-SE a alto ângulo, com o alongamento do orógeno e sob condições metamórficas da fácies anfíbolito.

O Domínio Central (Cinturão Tijucas) inclui um fragmento do embasamento mais antigo e uma cobertura meso- a neoproterozóica, tectonicamente intercalados durante um episódio de deformação regional com transporte tectônico segundo a direção NE-SW e sob condições metamórficas das fácies xisto a anfíbolito.

No Domínio Ocidental ocorre uma seqüência de sedimentos com metamorfismo incipiente, cuja de-

posição e deformação estão ligadas ao movimento das falhas transcorrentes do Sistema Ibaré (NW-SE).

As rochas dos três domínios foram retrabalhadas por zonas de cisalhamento transcorrentes transcrustais do Sistema Dorsal de Canguçu, a qual se associam granitos sin-tectônicos (sin-transcorrentes). A reativação dessas falhas durante o Fanerozóico foi responsável pela deposição, magmatismo e deformação registrados por diversas unidades estratigráficas ocorrentes na Folha Pedro Osório.

No aspecto econômico, o carvão é o bem mineral mais importante da área, seja pelo valor de sua produção atual, seja pelos recursos já definidos. A Jazida de carvão de Candiota é explorada por duas minas a céu aberto, das quais a mina Candiota, a maior do país, atinge uma produção anual de 1.700.000 t.

O calcário com baixo teor de Mg é o segundo bem mineral em importância, sendo lavrado na região de Candiota para atender as duas unidades de fabrico de cimento ali instaladas. Situam-se ainda, na área, as maiores reservas de calcário magnésiano do Estado que, presentemente, não vêm sendo exploradas, possivelmente por sua distância dos centros de consumo.

As substâncias não-metálicas, aqui incluindo as de uso na construção civil, também apresentam produção na área, principalmente ao redor dos núcleos urbanos. O destaque principal, entretanto, é a exploração de granito ornamental, comercialmente identificado como Granito *Red Royal*, que é exportado via porto de Rio Grande.

Entre as demais substâncias cadastradas na área, merecem referência as ocorrências de minerais de chumbo e cobre, as últimas preferentemente associadas com os conglomerados e arenitos do Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres.

A prospecção aluvionar por concentrados de bateia forneceu numerosos indícios indiretos, na forma de estações e zonas anômalas de minerais pesados de interesse prospectivo, destacando-se uma zona anômala para ouro, caracterizada pela presença do metal em 22 das 34 estações amostradas, com valores que variaram de uma "pinta" até um máximo de 37 "pintas" por bateia.

Foram delimitadas nove áreas como as mais promissoras para prospecção/pesquisa mineral, abrangendo as seguintes substâncias: carvão (1);

calcário (3); ouro (2); cassiterita (ouro) (2); e cobre-chumbo-zinco (ouro) (1).

As áreas demarcadas para cassiterita (ouro) situam-se sobre a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, e englobam os granitos a duas micas, peraluminosos, da Suíte Intrusiva Cordilheira, os quais sofreram os efeitos de alteração hidrotermal, caracterizados por processos de greisenização e turmalinização.

A área provisional para cobre-chumbo-zinco (ouro) contorna o Alto do Cerro da Vigia, onde foram registradas mais de uma dezena de ocorrências de chumbo e cobre, e muitos indícios mineralométricos de ouro. O Alto é uma continuidade para o sul da Janela Bom Jardim, onde situam-se as minas de cobre de Camaquã e o depósito de chumbo e zinco de Santa Maria. A área demarcada apresenta perspectivas para a detecção de mineralizações similares, nos conglomerados e arenitos do Membro Vargas da Formação Arroio dos Nobres.

Para o estudo hidrogeológico da área foram cadastrados 197 pontos de água subterrânea, sendo 145 no interior da folha e 52 em áreas adjacentes. Foram registradas, ainda, 126 informações, representadas por prováveis poluentes minerais e orgânicos das águas superficiais e subterrâneas.

A grande maioria dos poços revelou dois sistemas aquíferos principais, representados pelas rochas do embasamento cristalino, principalmente granitóides, e pelos sedimentitos da Formação Rio Bonito.

Os principais aquíferos da área estão relacionados aos arenitos de granulação fina e média, comumente bem classificados, da Formação Rio Bonito, especialmente os da seção inferior à Camada de carvão Candiota, que produzem poços, freqüentemente surgentes, e com vazões superiores a 10m<sup>3</sup>/h, podendo chegar a 100m<sup>3</sup>/h em poços adequadamente construídos.

As águas subterrâneas relacionadas à Formação Rio Bonito, no entanto, são naturalmente de má qualidade química, em razão da grande disponibilidade de contaminantes à base de óxidos de ferro, enxofre e gás sulfídrico, devida às intercalações de camadas de carvão na seqüência sedimentar.

O conhecimento adquirido com o levantamento da Folha Pedro Osório possibilita fazer algumas recomendações, com o objetivo de melhor direcionar futuros trabalhos e investimentos de pesquisa mineral na área:

Intensificar os trabalhos geocronológicos em andamento no setor oriental da folha, como forma de melhor substanciar as diversas propostas de evolução para o Cinturão Dom Feliciano.

Mapeamento geológico, em escala 1:100.000, da área correspondente à Folha Hulha Negra (SH.22-Y-C-I), visando caracterizar os litótipos que compõem o Complexo Metamórfico Porongos, especialmente na região do Alto do Cerro da Vigia, e situar as mineralizações cupríferas, plumbíferas e auríferas, com relação às diferentes unidades sedimentares e vulcânicas que constituem a cobertura molássica.

Detalhamento da prospecção por concentrado de bateia da zona anômala para ouro destacada na porção sudeste da folha, a qual, por sua extensão, distribuição e intensidade dos valores anômalos, constitui uma das principais áreas prospectáveis da área.

Nas áreas provisionais indicadas, recomenda-se mapeamento geológico na escala 1:50.000 ou 1:25.000, acompanhado por prospecção através de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, com vistas a confirmar os prognósticos sobre a tipologia das mineralizações esperadas.

O corte de blocos de granito para o aproveitamento como rocha ornamental é uma atividade já em desenvolvimento na porção sul da Folha Pedro Osório. Contudo, as amplas exposições de maciços graníticos com relevo favorável às operações de lavra, aliada à disponibilidade de infra-estrutura, inclusive com acesso por via férrea ao porto de Rio Grande, evidenciam que essas operações poderiam ser grandemente incrementadas.

Quanto ao abastecimento de água para os núcleos urbanos, recomenda-se que os programas desenvolvidos pelos órgãos governamentais sejam precedidos de estudos técnicos para a identificação da melhor forma de captação e distribuição dos recursos hídricos disponíveis.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABOARRAGE, A.M. & LOPES, R. da C. 1986. Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná. Integração geológica e avaliação econômica. Relatório Final. São Paulo/Porto Alegre, DNPM/CPRM, 18 v. (inédito).
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. Atas. Campina Grande, SBG, p. 363-91.
- AVES, R.G. 1994. Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na região de Candiota, Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 113 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L. C. da. 1995. Crescimento juvenil no Bloco São Gabriel e retrabalhamento crustal no Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro: Evidências Isotópicas. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos. Porto Alegre: SBG/Núcleo RS, p. 105-107.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L. C. da. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil (em prep.).
- BARBIERI, M.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.; GARBARINO, C.; MES, C.B.; LOSS, E.L.; MACCIOTTA, G.; MORBIDELLI, L. SCHEIBE, L.F.; TAMURA, R.M.; TRAVERSA, G. 1987. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1 - The phonolite suite from Piratini, RS. *Geochemica Brasiliensis*, 1:109-38.
- BECKEL, J. 1992. Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Brasileiro - Rio Grande del Sur (Brasil). PhD thesis, Universidad de Salamanca, España, 274 p. (inédito).
- BOSSI, J.; CINGOLANI, C.; LAMBIAS, E.; VARELA, R.; CAMPAL, N. 1993. Características del Magmatismo Finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Rios y Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):282-288.
- BURGER JR., C.; RIBEIRO, M.; GERHARDT, A.L.S. 1988. On the alkaline rocks of Piratini, Rio Grande do Sul, Brazil. *Paula-Coutiana*, 2: 81-112.
- CALDASSO, A.L. da S. & LOPES, R. da C. 1994. A Calha Tectônica de Cerro Chato no contexto da Evolução Eo-Paleozóica do Escudo Sul-Riograndense. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:229-230.
- CALDASSO, A.L. da S. & SANDER, A. 1994. O Diatema de Canguçu e Rochas Alcalinas Associadas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Anais. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:59-60.
- CAPELETTI, I. 1989. Projeto Emergencial SUDESUL: relatório final. Porto Alegre: CPRM/SUDESUL, 7 p. (inédito).

- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.;
- CARAVACA, G. & MENEGAT, R. 1994. Proveniência em Rochas Conglomeráticas do Membro Vargas – Formação Arroio dos Nobres – RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:
- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro. Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, 72 p. (Boletim 66).
- CHEMALE JR. F.; COSTA, A.U.F.; LESSA DIAS, N.; MAGRO, L.F. 1994. Gravimetria e Geologia Estrutural da Bacia do Camaquã, RS - Resultados Preliminares. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:572-573.
- CHEMALE JR. F.; HARTMANN, L.A.; SILVA L.C. da 1994. Tectonic Evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:626-627.
- CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L.C. da 1995 a. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian to Early Paleozoic Units in Southern Brazil and Uruguay - Excursion Guidebook. *Acta Geologica Leopoldensia* XVIII, 45:5-117.
- CHEMALE JR., F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. da. 1995 b. Stratigraphy and Tectonism of Brasiliano Cycle in Southern Brazil. *Proceedings of Proterozoic Crustal and Metallogenic Evolution Conference. Namibian Geological Survey* (em prep.).
- CIENTEC. 1980. Carvões Mineraiis do Brasil: características dos carvões brutos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Centro de Informações sobre Carvões.
- CORDANI, U.G.; HALPERN, M.; BERENHOLC, M.1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. *In*: Willig, C.D. *et al.* Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Porto Alegre (SH.22), Lagoa Mirim (SI.22). Brasília: DNPM, p. 70-7.
- COSTA, A.F.U. & CALDASSO, A. L. da S. 1994. Padrões do Campo Magnético Aplicados à Geologia Estrutural na Região de Pinheiro Machado. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 2:31-32.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; FERNANDES, L.A.D.; CAMOZZATO, E. 1995. Compartimentação tectônica das associações de rochas precambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense, baseada em dados de gravimetria e magnetometria. *In*: V SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Gramado, RS, 1995. Boletim de Resumos Expandidos, p. 236-237.
- CRM – Companhia Riograndense de Mineração. 1993. Argilas de Candiota: alguns ensaios tecnológicos. Parte I - Relatório. Parte II - Pesquisa. (inédito).
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. Anais. Brasília: SBG, p. 359-412.
- DARDENNE, M.A. & SAVI, C.N. 1984. Geologia e Geoquímica dos Filões de Fluorita Segunda Linha Torrens e Cocal (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 14 (2):120-7.
- DNPM/CPRM. 1978. Projeto Extremo Sudeste do Brasil: levantamento aerogeofísico, magnetometria e gamaespectrometria; relatório final; compilação e processamento de dados. Rio de Janeiro. Lasa, Engenharia e Prospecções S.A., 37 p. (Inédito).
- DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral. 1996. Sumário Mineral. Brasília: DNPM, v. 16, 103 p.
- DNPM/CNEN/CPRM.1973. Projeto aerogeofísico Camaquã, Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Texas Instruments, 208 p.
- DIAS, A.A. 1974. Projeto Camaquã I: verificação de anomalias; relatório final. Porto Alegre: CNEN-CPRM, 55 p. (inédito).
- DIAS, M.E.R. 1993. Palinologia do Grupo Itararé no Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 285 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFRGS.
- ECKERT, R. M. 1971. Folha Geológica de Palmas. Projeto Cobre, RS. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 87 p. (inédito).
- ECKERT, R.M. 1973. Relatório de pesquisa da área de Jaíba; município de Pinheiro Machado, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (inédito).
- ECKERT, R.M. & SILVA, M.A.S. 1974a. Relatório de Pesquisa. Áreas de Cerro da Tuna e Cerro Sujo. Distrito de Palmas, município de Bagé, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (inédito).

- ECKERT, R.M. & SILVA, M.A.S. 1974b. Relatório de Pesquisa. Área do Cerro do Ouro. Distrito de Palmas, município de Bagé, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (Inédito).
- ECKERT, R.M. & SILVA, M.A.S. 1975a. Relatório de Pesquisa. Área de Pedra Grande. Distrito de Palmas, município de Bagé, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (Inédito).
- ECKERT, R.M. & SILVA, M.A.S. 1975b. Relatório de Pesquisa. Área de Cerro da Árvore. Distrito de Palmas, município de Bagé, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (Inédito).
- FACCINI, V.F.; SCHULTZ, C.L.; FIGUEIRÓ, C.E.; SANGINETO, L.R.; SOARES, S.C. 1990. Sobre a Ocorrência de Vertebrados Fósseis Triássicos na Região de Santana da Boa Vista, RS. *Ciência e Natura*, 12:103-104.
- FERNANDES, L.A.D. & FRANTZ, J.C. 1994. Evolution and Mineral Potential of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim Resumos Expandidos. SBG: v.1:622.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; UBERTI, A.F.C.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995a. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte I - Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):351-374.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; UBERTI, A.F.C.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995b. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense: Parte II - Uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):375-384.
- FERNANDES, L.A.D.; MILANI, E.J.; MENEGAT, R.; FACCINI, U.F.; CARAVACA, G.; OLIVEIRA, J.M.M.T.; VEIGEL, R.; VIGNOL-LELARGE, M.L.M.; BACHI, F. A.; SCHERER, C.M.S. 1995. Evolução do sistema de zonas de cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o Fanerozóico. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, V, Gramado, RS. Gramado, SBG, Boletim de Resumos Expandidos, p. 281-283.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia* 13:117-138.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. 1992a. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (1):77-96.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; SCHERER, C.M.S.; MENEGAT, R. 1992b. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas*, 19(2):195-215.
- FERNANDES, L.A. D.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; PORCHER, C.C. 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências* 23(3):224-233.
- FERREIRA, J.A.F. 1976. Estudo sobre o grau de evolução dos carvões do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, Belo Horizonte, 1976. Anais. Belo Horizonte: SBG, v. 1: Figueiredo Filho, P.M. & Bortoluzzi, C.A. 1975. Léxico Estratigráfico da Região Sul. *Pesquisas*, 6:1-74.
- FIGUEIREDO, M.C.H. de; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; KROMBERG, B.I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal. Anais. Natal: SBG, v. 4:1723-38.
- FORMOSO, M.L.L. & WILLIG, C.D. 1966. A Dicotância Palermo-Santa Tecla. Porto Alegre: Escola de Geologia da URGs, Notas e Estudos, 1(2):83-91.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31 Balneário Camboriú, 1980. Anais. Florianópolis, SBG, v. 5:2679-92.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: As Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo: USP, 367 p. (Tese de Doutorado) (Inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L.; ALTAMIRANO, J.A.F. 1985. Revisão da Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro do Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO*



- SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. Atas. Florianópolis, SBG, p. 447-91.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JR., E.; FACCINI, U.F. 1986. O Batólito de Pelotas (Proterozóico Superior/Eopaleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia: SBG, v. 3:1322-42.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano, uma contribuição através do modelo de tectônica de placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG. v. 1:13-23.
- FRANTZ, J.C. & FERNANDES, L.A.F. 1994. Os granitóides tardi a pós-orogênicos do Ciclo Brasília no Cinturão Dom Feliciano. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário do Camboriú: SBG, v. 1:150-152.
- FRANTZ, J.C. & NARDI, L.V.S. 1992a. Litoquímica e evolução dos granitóides calci-alcálicos da Região Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas*, 19(1):13-25.
- FRANTZ, J.C. & NARDI, L.V.S. 1992b. O Magmatismo Granítico da Região Oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: uma revisão. *Pesquisas*, 19(2):183-89.
- FRANTZ, J.C. & REMUS, M.V.D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torrinhas - RS. I - Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG. v. 2:931-48.
- GIARDIN, A. 1985. Levantamento Hidrogeológico de Dario Lassance - Vila Airton, Município de Bagé, Porto Alegre: Secretaria do Interior, Desenvolvimento Regional e Obras Públicas, 5 f. (inédito).
- GOMES, M.E.B. 1990. Granito Arroio do Moinho: feições de deformação. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIII(30):37-54 (Publicação Especial nº 6 - Anais do IV SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1989).
- GRAZIA, C.A. 1997. Prospecção Aluvionar por Concentrados de Minerais Detríticos na Folha Pedro Osório (SH.21-Y-C). Porto Alegre: CPRM, 56 p.
- GRAZIA, C.A.; RAMGRAB, G.E. 1994. Prospecção aluvionar de reconhecimento no domínio da Folha Porto Alegre. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 2:198-200.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador: SBG, v. 1:374-79.
- HARTMANN, L.A. & NARDI, L.V.S. 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS - Geologia, Petrografia e Químicas dos Elementos Maiores, com Interpretação Geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, VI, 12:153-78.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-66.
- ISSLER, R.S. 1982. Evento Geodinâmico Brasileiro - Fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG v. 1:24-38.
- ISSLER, R.S. 1983. Evolução Crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1, Porto Alegre, 1983. Atas. Porto Alegre, SBG, p. 19-36.
- JOST, H. 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region; southern Brazil. Athens, University of Georgia, 208 p. Tese de Doutorado.
- JOST, H. & BITENCOURT, F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, VII, 6:27-60.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C.; BROD, J. 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos. Rio de Janeiro, SBG.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Meridional. *In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y.; eds. Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo. Edgard Blucher, p. 345-68.*
- JUSTUS, J. de O.; MACHADO, M.L. de A.; FRANCO, M. do S.M. 1986. Geomorfologia. *In: Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguiana e SI.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE/Projeto Radambrasil, p. 313-404 (Levantamentos de Recursos Naturais, 33).*

- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L.A.D.; NARDI, L.V.S. 1994. Magmatismo Calci-Alcalino e Peraluminoso Sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:166-167.
- KUCK, L. & VIVIAN, O. 1971. Mapeamento geológico da folha Canguçu. Porto Alegre: UFRGS, 36 p. Trabalho de formatura. (inédito).
- LAVINA, E. L. 1991. Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências, 2 v. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UFRGS.
- LEITES, S.R.; LOPES, R. C. da; WILDNER, W.; PORCHER, C.A.; SANDER, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava- RS, e sua interpretação paleoambiental. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. Anais. Natal:SBG, v.1:300-12.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, E. A. 1941. Mapa Geológico Caçapava-Lavras. Porto Alegre. Diretoria da Produção Mineral, 39 p. (Boletim 90).
- LEINZ, V. & PINAGEL, H. 1945. Estanho e tungstênio no Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 87 p. (Boletim 70).
- LIMA, E. F. de; WILDNER, W.; WAICHEL, B.L. 1996. Aspectos comparativos entre os Riolitos Asperezas e os vulcanitos ácidos da Formação Acampamento Velho, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. Anais. Salvador: SBG, v. 2:40-42.
- LIMA, J.A. & ZANINI, L.F.P. 1965. Mapeamento geológico preliminar da área da quadrícula de Pedras Altas. Porto Alegre. Escola de Geologia, UFRGS. (Trabalho de formatura. (inédito).
- MACHADO, R.;FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCIANI, U.F. 1987. O Domo de Santana, RS. Domo Gnáissico Manteado ou Figura de Interferência tipo Domo e Bacia? *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba: SBG, v. 1:167-82.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J.; BASEI, M.A.S. 1987. Nd and Pb Isotope Studies Bearing on the Crustal Evolution on Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):263-8.
- MARQUES, J. & CARAVACA, 1994. Eventos tectono-metamórficos do Complexo Cerroda Árvore, Suíte Metamórfica Porongos, Encruzilhada do Sul - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Balneário Camboriú: SBG, v.2:73-74.
- MARQUES-TOIGO, M. 1988. Palinologia, Bioestratigrafia e Paleocologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 241 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- MASSAUÍ, E. S.; NOVAES, L.E.S.M.; ARDUIN, R.; SILVEIRA, L.F.M. da. 1992. Pólo Cerâmico da Zona Sul: viabilidade técnica e mercadológica. Coordenadoria Pró-Desenvolvimento da Zona Sul – PROSUL/SEBRAE/ITEPA/UCPEL. Pelotas, 110 p. (inédito).
- MELLO, F.M. de; MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1992. O sistema de cavalgamentos Porongos em sua localidade tipo, município de Pinheiro Machado, RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. Boletim dos Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v. 2:365-366.
- MENEGAT, R. & SCHERER, C.M.S. 1993. Formação Caneleiras (RS): Devoniana ou Permo/Triássica? - Critérios para o enquadramento estratigráfico de seqüências isoladas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. I Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro: SBG, 3 p.
- MINIOLI, B. & KAWASHITA, K. 1971. Contribuição à estratigrafia do escudo riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo, 1971. Anais. São Paulo: SBG, v. 1:1933-8.
- MONTEIRO, R.L.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SALLET, R.; VIEIRA JR., N.; MACHADO, R. 1989. Diápiros máficos-ultramáficos sinplutônicos, tardi-orogênicos do Batólito de Pelotas na região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul. *S/ident.* 2 p. (inédito).
- NARDI, L.V.S. & BONIN, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geologie*, 92: 197-211.
- NARDI, L.V.S. & FRANTZ, J.C. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1):55-63.

- NARDI, L.V.S. & HARTMANN, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, VI, 3:45-75.
- NICOLAS, A. 1987. 1987. Principles of rock deformation. D. Reidel, Holland, 208 p.
- NICOLAS, A. & PORIER, J.P. 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: J.P. Wiley, 444 p.
- PHILLIP, R.P. 1990. Geologia e Geoquímica dos Granitóides da Região de Monte Bonito, Pelotas, RS. Porto Alegre: UFRGS, 1 v. (Dissertação de Mestrado) (inédito).
- PHILLIP, R.P.; ALMEIDA, D. del P. M. de; GOMES, M.E.B.; PINTAÚDE, D.A. 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no Setor Oriental do Escudo. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIV, 34:95-122.
- PHILLIP, R.P.; DEMANGE, M.; MACHADO, R. 1994. Geologia dos Terrenos Gnáissicos de Canguçu-Pelotas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:244-245.
- PHILLIP, R.P.; MESQUITA, M.J.M.; GOMES, M.E.B.; ALMEIDA, D.P.M. de. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitóides brasileiros da região de Pelotas- RS. *Pesquisas*, 20(1):3-13.
- PICADA, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo, 1971. Anais. São Paulo: SBG, v. 1:167-91.
- PINHEIRO MACHADO, M.A. 1994. O degelo final permiano e seu registro na borda sudeste da Bacia do Paraná (Paleovale de Candiota - RS). Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 166 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, UFRGS.
- PINTO, J.F.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E.L. 1975. Relatório da Província Alcalina do Rio Grande do Sul, Folhas Arroio Barracão e Arroio da Bica; 1:50.000. Porto Alegre, DNPM/UFRGS, 48 p. (inédito).
- PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the pan-african-brasiliano cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57(2/4):237-65.
- PORCHER, C.A.; LEITES, S.R.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995. Passo do Salsinho. Folha Sh.21-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul. Brasília: CPRM, 372 p.
- PORCHER, C.C. 1992. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS). Porto Alegre, 192 p. (Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (inédito).
- PORCHER, C.C. 1993. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS). CPGeo/UFRGS, dissertação de mestrado, 192 p. (inédito).
- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1990. Relações embasamento/ "cobertura" na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17 (1-2):72-89.
- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1991. O significado da deformação tangencial com transporte paralelo ao Cinturão Dom Feliciano. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, III*, 1991. Boletim dos Resumos Expandidos. SBG, Núcleo RS, p. 5-6.
- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1992. Determinação das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano (RS). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. Boletim dos Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v. 2:352-353.
- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1993. Evidências de uma zona de cisalhamento tangencial com transporte longitudinal na Associação de Bacia Marginal do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul - Brasil. *In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, 1, La Paloma-Minas, Uruguay, 1993. Resúmenes Ampliados. Montevideo: Dinamige-Fac. Agric., Tomo I, 6 p.
- PORCHER, C.C. & FERNANDES, L.A.D. 1994. Zonamento Metamórfico da Suíte Porongos, RS - Uma Discussão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:275-277.
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E. 1993. Porto Alegre - Folha SH.22-Y-B. Estado do

- Rio Grande do Sul. Escala 1.250:000. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. CPRM, 200p. (inédito).
- RAMGRAB, G.E. & WILDNER, W. 1996. Geologia da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. Anais. Salvador: SBG, v. 1:32-34.
- RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; SANDER, A. 1994. Corpos Básicos no Batólito de Pelotas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:49-50.
- REMUS, M.V.R.; HARTMANN, L. A.; RIBEIRO, M. 1991. Nota sobre a Geologia dos Metamorfitos de Pressão Intermediária e Granitóides Associados da Região de Pinheiro Machado/RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, 14 (34):175-90.
- REMUS, M.V.R.; TEDESCO, M.A.; PHILLIP, R.P.; FACCINI, U.F. 1987. Evolução estrutural dos metamorfitos da Unidade Porongos a Sul do Rio Camaquã, RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba: SBG, v. 1:223-43.
- RIBEIRO, M. 1977. Mapa geológico da quadrícula de Piratini; sub-projeto Piratini. Porto Alegre: Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, 1977, esc. 1:50.000 (Publicações Avulsas, FZB 2).
- RIBEIRO, M. 1970. Sobre um padrão orogênico evidenciado no Escudo Sulriograndense - Nota prévia. *Heringia, Série Geológica*, 3:101-108.
- RIBEIRO, M. 1977. Mapa Geológico da Quadrícula de Piratini, RS. Escala 1:50.000. Porto Alegre: Fundação Zoobotânica, 1 v. (Publicação Especial nº 2).
- RIBEIRO, M. 1980. Geossuturas do escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Balneário Camboriú, 1980. Anais. Florianópolis: SBG, v. 5:2709-18.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; TESSARI, R.I.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. de 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Brasil. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 232 P. (Boletim 127).
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M.A. 1978. Associações petrotectônicas do escudo Sul-Rio-Grandense. I - Tabulação e Distribuição das Associações Petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Heringia. Série Geológica*, 5:19-54.
- RIBEIRO, M. & TEIXEIRA, C.A.S. 1970. Datações de rochas do Rio Grande do Sul e sua influência nos conceitos estratigráficos e geotectônicos locais. *Heringia, Série Geológica*, 3:109-120.
- RIBEIRO, M.J. 1978. Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense. Nota Explicativa. Brasília: DNPM/DFPM, 103 p. (Boletim Série Geológica nº 3, Seção Geologia Econômica nº 1).
- RIBEIRO, M.J. 1991. Sulfetos em sedimentos detríticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil. Porto Alegre: Curso de Pós-Graduação em Geociências, 416 p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- RIBEIRO, M.J.; BADI, W.S.E.; GONZALES, A. P.; GONZALES, M.A.; LICHT, O.; TEIXEIRA, G. 1980. Jazida de Santa Maria, chumbo e zinco estratiformes no grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Balneário Camboriú, 1980. Anais. Florianópolis: SBG, v. 3:1725-42.
- ROBERTSON, J.F. 1966. Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava-Lavras Region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. Porto Alegre: Pesquisas, 1(2):41-53.
- SALLET, R.; FERREIRA, A.C.; FRAGOSO CESAR, R.; MONTEIRO, R.; MACHADO, R. 1989. O Arca-bouço Granítico Transalcalino Tardi-Orogênico do Batólito de Pelotas e sua Potencialidade para Mineralização de Fluorita. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIII, 30:213-28 (Publicação Especial nº 6 - Atas do IV SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1989, Porto Alegre).
- SANTOS, E.L. dos; BECKEL, J.; MACEDO, P.M. de; GONZALES FILHO, F.; CHABAN, N. 1978. Divisão Litoestratigráfica do Eo-Cambriano-Précambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. Anais. Recife: SBG, v. 2:670-84.
- SANTOS, E.L. dos; RAMGRAB, G.E.; MACIEL, L.A.C.; MOSMANN, R. 1989. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, Escala 1:1.000.000; e parte do Escudo Sul-Rio-Grandense, Escala 1:600.000. Brasília: DNPM/DFPM, 1 v.
- SAYEG, H.S.; FRAMBINI, G.L.; MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1992. Evolução Brasileira da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. *In: I Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras*, São Leopoldo, 1992. Resumos Expandidos. Boletim Especial, p. 129-132.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Pa-

- raná. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre: SBG, v. 1:41-65.
- SENGÖR, A. M.C. 1990. Plate Tectonics and Orogenic Research after 25 Years: A Thethian Perspective. *Earth-Science Reviews*, 27:1-201.
- SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F. 1995. Natureza e evolução da crosta continental pré-gondwana; registro granítico neoproterozóico (Brasiliano) no Sul do Brasil. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos. Porto Alegre: SBG/Núcleo RS, p. 79-81.
- SILVA, L.C. da; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R.; GRESSE, P.; SCHEEPERS, R. 1997. U-Pb (SHRIMP) isotopic constraints for the evolution of southern Brazilian granitic province, and some correlated South African, Pan-African plutons. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATION MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. Extended Abstract and Program, p. 276-79.
- SILVA, L.C. da; SCHEEPERS, R.; CHEMALE JR., F.; GREESE, P.; WALRAVEN, F. 1994. Tectonic Setting and Granitic Evolution in Pan African/Brazilian Belts: The Southern Afro-Brazilian Connection. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:627-629.
- SOLIANI JR., E. 1986. Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica. São Paulo, 239 p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- SOLIANI, JR., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. 1984. Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro: SBG, v. 5:2435-49.
- STRECKEISEN, A. 1973. International Union Geological Science Subcommission of the Systematics Igneous Rocks, Plutonic Rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18(10):26-30
- SZUBERT, E.C. & PRESOTTO, C.A. 1974a. Inventário do Calcário no Rio Grande do Sul. Relatório final da solicitação nº 4. Porto Alegre: CPRM/SUDESUL, 2 v. (Inédito).
- SZUBERT, E.C. & PRESOTTO, C.A. 1974b. Geologia e Reservas dos calcários metamórficos do Rio Grande do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre: SBG, v. 6:103-14.
- TEIXEIRA, M.B; COURA NETO, A.B; PASTORES, U.; RANGEL Fº, A.L.R. 1986. Vegetação, as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos; estudo fitogeográfico. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das Folhas SH.21 Uruguiana e Si.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE, p. 541-632 Levantamento dos Recursos Minerais, 33).
- TESSARI, R.I. & PICADA, R. S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul - Rio Grande do Sul - Brasil. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 147 p. (Boletim 124).
- TESSARI, R.I. & GIFFONI, L.E. 1970. Geologia da Região Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, RS. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 122 p. (Boletim 246).
- TOMMASI, A. & FERNANDES, L.A.D. 1990. Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana - Um novo modelo. *In*: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 1, Montevideo, 1990. Resúmenes Ampliados. Montevideo, .1:107-113.
- TOMMASI, A. 1991. Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro. Porto Alegre: UFRGS, 207 p. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Dissertação de Mestrado) (inédito).
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C.; VAUCHEZ, A. 1992. Evolução cinemática das porções internas do Cinturão Dom Feliciano na região de Piratini, RS. *Pesquisas*, 19(2):143-154.
- TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C. Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil. *Tectonics*. 132:421-37
- TOMAZELLI, L. & SOLIANI Jr., E. 1982. Evidências de atividade glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador: SBG, v. 4:1378-91.
- UFRGS. 1980. Mapeamento Geológico da Folha Lavras do Sul. Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).

- UFRGS. 1981. Mapeamento Geológico da Folhas Passo do Tigre-Torquato Severo. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre (inédito).
- UFRGS. 1987. Mapeamento Geológico da porção Norte da Folha Ibaré. Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).
- UFRGS. 1992. Mapeamento Geológico de parte das Folhas Encruzilhada do Sul e Delfino. Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).
- UFRGS. 1995. Mapeamento Geológico do Projeto Arroio da Bica. Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).
- UNISINOS. 1980a. Mapa geológico da região de Herval do Sul. Áreas I a IX. Relatório do trabalho de graduação (inédito).
- UNISINOS. 1980b. Mapa geológico da região do Cerro Chato. Áreas I a VI. Relatório do trabalho de graduação (inédito).
- UNISINOS. 1984 a,b. Projeto Canguçu. Partes I e II. Relatório do trabalho de graduação (inédito).
- VASQUEZ, M.L. 1995. Reavaliação da geocronologia dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos. Porto Alegre: SBG/Núcleo RS, p.67-69.
- VEIGEL, R. & DARDENNE, M.D. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4):55-67
- VIERO, A. P. & ROISENBERG A. 1994. O magmatismo básico alcalino mesozóico do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Anais. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:155-56.
- VILLWOCK, J.A. 1972. Contribuição à geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências. UFRGS. Dissertação de mestrado, 113 p. (inédito).
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: A synthesis. *Pesquisas*, 16:5-49.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. CECO/IG/UFRGS. Notas Técnicas, 8:1-45.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W. 1977. Ultramorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.
- WILDNER, W. 1985. Mapa de Recursos e Previsional para Turfa na Província Costeira do Rio Grande do Sul. Mapa 1:100.000. Porto Alegre: CPRM, 1 v. (inédito).
- WILDNER, W.; CAMOZZATO, E.; ORLANDI FILHO, V.; BASEI, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, Região de Passo da Cuia - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1966. Anais. Salvador: SBG, v. 2:146-148.
- WILDNER, W.; LOPES, R. da C.; CAMOZZATO, E. 1988. Turfa na Província Costeira do Brasil Meridional, da Chuí a Laguna. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, 1988. Anais. Belém: SBG, v. 6:2514-27.
- WILDNER, W. & RAMGRAB, G.E. 1994. Diorito Capim Branco. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v.3:61-62.

## BIBLIOGRAFIA SUPLEMENTAR

- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, K.K. 1990. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, 1980. Anais. Camboriú, SBG, v. 2:659-73.
- ANJOS, I.L.S. & MOURÃO, L.M.F. 1987. Projeto Extremo Sudeste do Brasil. Processamento de dados; relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/CPRM/LASA, 5 v. (Inédito).
- BITENCOURT, M.DE F.; GASTAL, M.C.P.; KIRCHHEIM, R.; COSTA, K.B.; TOLEDO, A.F.L. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada. *In: SIMPOSIO INTERNACIONAL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA*, 1, Palomas-Minas, Uruguay. Resumenes Ampliados. Montevideo, Dinamige-Fac. Agron., Tomo I, 6 p.

- CAMOZZATO, E.; SANDER, A.; RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. 1994. Milonitos Alcalinos-Peralcalinos da Região de Candiota - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:89-90.
- CHEMALE Jr., F.; GRESSE, P.; SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; WALRAVEN, F. 1995 a. Correlação geológica entre as unidades brasileiras e pan-africanas do Sul do Brasil e África do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos, p. 13-16.
- CHEMALE, JR. F. 1993. Bacias Molássicas Brasileiras. *Acta Geologica Leopoldensia*, XVI, 37:109-18.
- CEEE – Companhia Estadual de Energia Elétrica. 1992. Plano Diretor do Pólo Energético de Candiota: Termo de Referência. Porto Alegre: CEEE, 279 p.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1989. Contribuição da Geofísica (Gravimetria/Magnetometria) à Compartimentação do Escudo Sul-Rio-Grandense. Porto Alegre: CPRM, 12 p. (Inédito).
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; VASCONCELLOS, R. 1990. Interpretação do Campo Magnético na Porção Oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. Anais. Natal: SBG, v. :2439-44.
- ECKERT, R.M. & SILVA, M.A.S. 1975c. Relatório de Pesquisa. Área de Bolena. Distrito de Palmas, município de Bagé, RS. Porto Alegre, CPRM/INDUBRAS, 1 v. (inédito).
- FABRÍCIO, J.A.C. 1970. Prospecção geoquímica e sondagem na ocorrência cuprífera da Falha da Catarina, município de Bagé. Porto Alegre, DNPM/1º Distrito, 22p. (inédito).
- FACCINI, U.F. 1989. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. Porto Alegre: Curso de Pós-Graduação em Geociências, 1 v. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, UFRGS.
- FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1987. Análise Faciológica das Molassas Brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba, SBG, v. 1:75-91
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; SCHERER, C.M.S.; MENEGAT, R. 1992c. Stratigraphy of early-orogenic granitoids in the Dom Feliciano Belt of Southern Brazil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. Boletim dos Resumos Expandidos. São Paulo: SBG, v. 1:333-5.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRASOMMER, M.; PICCOLI, A.E.M. 1988. Mapa geológico de parte de folhas Quitéria e Várzea do Capivarita – RS. Porto Alegre: UFRGS (Série Mapas, 14).
- FLORES, J.A.A.; LIMA, F.; PINTAUDE, A. 1992. Caracterização da seqüência vulcano-sedimentar do Membro Mangueirão na área do Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. *In: I WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS*, São Leopoldo, 1992. Resumos Expandidos. Boletim Especial, p. 39-43.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1983. Evolução Paleoambiental e Tectônica da Bacia do Camaquã, RS; uma introdução. Porto Alegre, UFRGS (Dissertação de Mestrado).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1993 . As Placas Brasileiras do Sul e Sudeste da Plataforma Sul-Americana. Anais do IV SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. SBG, Núcleo MG, Boletim 12:183-188.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA, E. L. ; PAIM, P.S.G. ; FACCINI, U.F. 1984. A Antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v. 7: 3272-83.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. & SOLIANI JR., E. 1984. Compartimentação tectônica do Cráton do Rio de La Plata. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v. 5:2426-34.
- FRAGOSO CESAR A.R.S.; MACHADO, R.; MELLO, F.M. de; SAYEG, H.S.; SILVA FILHO, W.F. de; FAMBRIANI, G.L. 1994. Acresção Neoproterozóica no Sul do Brasil e Uruguai: A Placa Rio de La Plata e os Terrenos Piratini e Rio Vacacaí. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:206-207.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI JR., E. 1982a. Associações tectônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da Plataforma Sul-ameri-

- cana. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais. Salvador, SBG. v.1:1-12.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L.; SALLET, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. Uma Introdução ao Problema. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIII, 30:75-92 (Publicação Especial nº 6 - Atas do IV SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1989).
- FRANTZ, J.C. & JOST, H. 1983. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, 1983. Atas. Porto Alegre: SBG, p. 49-67.
- FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; MACHADO, R.P.; NAUMANN, M.P. 1982. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul, RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, SBG. v. 5:2407-16.
- GOÑI, J.C.; GOSSO, H.; ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do pré-cambriano e eopaleozóico uruguaio e sul-riograndense. Porto Alegre: Avulso da Escola de Geologia (3):1-105.
- GOMES, M.E.B.; ALMEIDA, D. DEL P.M. DE; Phillip, R.P.; Pintaúde, D.A. 1991. Caracterização Mineralógica e Geoquímica do Granito Cerro do Sandi, Piratini - RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIV(34):123-144.
- GONSALEZ, M. & TEIXEIRA, G. 1980. Considerações sobre Estratigrafia Ambientes de Sedimentação da Região de Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria, RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. Anais. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:1513:24.
- GRAZIA, C.A.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. 1995. Prospecção por concentrados de bauxita na área da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), RS. Resultados Preliminares. *In*: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos. Porto Alegre: SBG/Núcleo RS, p. 148-151.
- HASUI, Y. 1982. Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):160-66
- HASUI, Y.; HARALIY, N.L.; COSTA, J.B.S. 1991. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, 12(1):7-31.
- HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R.G.; MOREIRA, H.L.; FUCK, G.F.; MOREIRA, M.L.O.; MARI-MON, M.P.C.; PIRES, J. de L.; VIVIAN, O. MARINHO, D. de A.; TEIXEIRA, W. 1986. Geologia. *In*: Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro. IBGE/Projeto Radambrasil, p. 29-312 (Levantamento de Recursos Naturais, 33).
- HORBACH, R.; MARIMON, R.G.; KUCK, L. 1984. Ocorrência de Rochas Granulíticas no Maciço de Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro: SBG, v. :3143-50
- IGLESIAS, C.M. da F.; MACÊDO, P.; CHIARELLI, F. 1980. Projeto Lavras do Sul - Geologia da Faixa 5. Porto Alegre. Instituto de Geociências - Curso de Geologia, 290 p. Trabalho de Graduação (inédito).
- IBGE. 1986. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio de Janeiro. IBGE/Projeto Radambrasil, 796 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 33).
- JOST, H. 1982. Condições de metamorfismo regional de uma parte da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, VI, 12:3-32.
- JOST, H. 1984. Sedimentação e Vulcanismo Durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro: SBG, v. 7:3241-57.
- KAUL, P.F.T. & RHENHEIMER, D. 1974. Projeto ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina; relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 4 v. (Inédito).
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A.; SOLIANI Jr., E.; FERNANDES, L.A.D. 1994. Evolução geocronológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, RS – Dados Rb/Sr. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 2:383-4.
- KNIJNIK, P.R. & POZZA, E.V. 1971. Geologia da área Bagé-São Gabriel – Rio Grande do Sul. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 93 p. (Inédito)



- LOPES, R. da C.; CAMOZZATO, E.; FAVILLA, C.A.C.; RODRIGUES, T.L. das N. 1982. Resultados da Avaliação de Métodos de Perfilagem Geofísica na Pesquisa do Carvão, na Região de Candiota – RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador. Anais. Salvador: SBG, v. 4: 1.629-36.
- LOPES, R. da C.; WILDNER, W.; SANDER, A.; CALDASSO, A.L.da S. 1994. Correlação entre as seqüências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã nas folhas Passo do Salsinho (Caçapava do Sul), Passo do Tigre (Bagé) e Aberto do Cerro (Piratini) – RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Balneário Camboriú: SBG, v. 3:245-246.
- LOSS, E.L. & ROISENBERG, A. 1972. Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar Eo-paleozóica do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 1:7-12.
- MACHADO, J.L.F.; LOPES, R. da C.; DALLEGRAVE, T. 1992. Recursos Hídricos Subterrâneos. *In: PLANO DIRETOR REGIONAL DO PÓLO ENERGÉTICO DE CANDIOTA* ermo de Referência. Porto Alegre: CEEE, p.102-113.
- MARQUES, J.C.; JOST, H.; ROISENBERG, A. 1997. Arcabouço estrutural da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul, RS. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 6, 1997. Boletim dos Resumos Expandidos, p. 266-68.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1989. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(3):367-74.
- MENEZES, J.R.C. de 1994. Estratigrafia de seqüências em dados de sondagem: aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na Região de Candiota (RS). Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 124 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRGS.
- MENEZES FILHO, N.R. & DIAS, A.A. 1983. Projeto Grande Candiota. Escala 1:100.000. Porto Alegre: CPRM. 1 mapa (inédito).
- MONTEIRO, R.L.; MACHADO, R. DEMANGE, M. 1994. Os Batólitos Pelotas e Encruzilhada do Sul (RS) e Suítes Intrusivas Pedras Grandes e Taboleiro (SC): em realidade, representantes de um só complexo do Cinturão Dom Feliciano, o Complexo Sulino. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:115-117.
- MELLO, F.M. de 1993. Contribuição à Geologia Estrutural da Unidade Porongos na sua localidade-tipo: Região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul. São Paulo, 122 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- NARDI, L.V.S. 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. *Pesquisas*, 18 (1):44-57.
- NARDI, L.V.S. 1994. Evolução do Magmatismo Neoproterozóico Sintranscorrente no Sul do Brasil: Implicações Geotectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 1:137-138.
- NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (2):139-46.
- OLIVEIRA, J.M.M.T. de 1992. Formação Arroio dos Nobres: depósitos marinhos ou continentais ? . *In: Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras*, 1, São Leopoldo, 1992. Resumos Expandidos. Boletim Especial, p.106-112.
- OLIVEIRA, J.M.M.T de 1994. Tectônica e Sedimentação da Bacia Camaquã – Contribuição ao estudo de uma strike-slip basin Eo-Paleozóica no Sul do Brasil. Porto Alegre. Curso de Pós-Graduação em Geociências, 102 p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, UFRGS.
- OLIVEIRA, J.M.M.T. de & FERNANDES, L.A.D. 1991. Estágios finais de deformação do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro, SP. 1991. UNESP/SBG, Boletim, p. 58-59.
- ORLANDI FILHO, V. & PIMENTEL, G. de B. 1994. Geologia da Folha Piratini (SH.22-Y-C-II) - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 2:86-87.
- ORLANDI Fº, V.; PIMENTEL, G. de B.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E.1990. Piratini - Folha SH.22-Y-C-II - Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Convênio DNPM/CPRM. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 136 p. (inédito).

- PASSOS, N. & RIBEIRO, M. 1966. Geologia da Folha da Mina do Camaquã, Rio Grande do Sul - Brasil. Porto Alegre: DNPM/DFPM/Prospemig, 142 p. (inédito).
- PAIM, P.S.G. 1995. Alluvial paleogeography of the Guaritas depositional sequence of southern Brazil. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 22:3-16.
- PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA, E.L. 1986. Modelo sedimentar para a Formação Maricá no Vale do Piquiri, RS: leques submarinos x "debris flow". *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia: SBG, v.1:357-67.
- PAIM, P.S.G.; LOPES, R. da C.; CHEMALE JR., F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Superior do RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 6, Porto Alegre, 1995. Boletim dos Resumos Expandidos. Porto Alegre: SBG/Núcleo RS, p. 39-50.
- PHILLIP, R.P. 1991. Geologia dos Granitóides da Região de Monte Bonito, Pelotas - RS: uma contribuição ao reconhecimento do setor oriental do escudo. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIV, 33:71-128.
- PICADA, R.S. 1965. Ocorrência de Migmatitos, Granitos e Greisens Controlados por Fraturas Regionais - Encruzilhada do Sul (RGS). *Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre*, 14:7-59
- PICADA, R.S. 1967. Geologia das folhas Encruzilhada e Vigia. Porto Alegre. DNPM/CONGEO. Porto Alegre, 92 p. (inédito).
- PICADA, R. S. & PINTO, P. da S. 1966. Geologia da folha de Figueiras, município de Encruzilhada do Sul, RS. Porto Alegre. DNPM/CONGEO, 99 p. (inédito).
- PICADA, R. S. & TESSARI, R.I. 1970. Geologia da folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS. URGS. Escola de Geologia, Boletim 15:5-30.
- PIMENTEL, G. B.; ORLANDI Fº, V.; LOPES, R. da C. 1990. Faciologia e Caracterização Paleoambiental da Sequência Vulcano-Sedimentar Caneleiras - Folha Piratini, RS. *Ciência e Natura*, 12:23-28.
- PINTO, J.F. 1974. Mapa Geológico do Rio Grande do Sul. Escala 1:1.000.000. Porto Alegre, UFRGS.(Mapa 8).
- PORCHER, C.A.; FAVILLA, C.A.; RAMGRAB, G.E. 1987. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão dos Recursos Minerais - Folha SH.21-Z-D - Bagé, escala 1:250.000. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 2v. (inédito).
- POUPEAU, G.; SOLIANI JR., E.; KAWASHITA, K.; BAITELLI, R.; BERBERT, M.; CESAR, M.F. 1985. Um perfil geocronológico (K-Ar/Traços de Fissão) Leste-Oeste no Escudo Sul-Riograndense. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, 1985. Atas. Florianópolis: SBG, p.308-21.
- RAMGRAB, G.E. 1987. Prospecção para Fluorita no Escudo Sul-Rio-Grandense - uma sugestão. Porto Alegre, CPRM, 9 p. (inédito).
- RAMGRAB, G.E. & CALDASSO, A. L. da S. 1986. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SH.22-Y-D/SH.22-Z-C - Pelotas/Mostardas. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 2 v. (inédito).
- RAMGRAB, G.E. & WILDNER, W. 1994. Geologia da Folha Porto Alegre (SH.22-Y-B) - Estado do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. Boletim dos Resumos Expandidos. Balneário Camboriú: SBG, v. 2:83-84.
- RIBEIRO, M. 1983. Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé, RS - aspectos anatéticos e metassomáticos. *Heríngia, Série Geológica*, 8:51-99.
- RIBEIRO, M. 1968. Verificação da ocorrência cuprífera de Pedras Altas, município de Pinheiro Machado, RGS, Brasil. Porto Alegre, DNPM/DFPM, 3 p. (inédito).
- RIBEIRO, M. & CARRARO, C.C. 1983. Evolução das estruturas dobradas em zonas de geossuturas no embasamento granítico-gnáissico da faixa Piratini-Herval, RS. *Pesquisas*, 15:175-191.
- RIBEIRO, M. & LITCHENBERG, E. 1978. Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. Anais. Recife: SBG, v. 6:2451-63.
- SAYEG, H.S. 1993. A evolução geológica brasileira da região do Arroio Boici, RS. São Paulo, 91 p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).
- SILVA, M.A.S. & RAMGRAB, G.E. 1986. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais

- Folha SH.22-Y-B - Porto Alegre, escala 1:250.000. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 2 v. (Inédito).
- STRAHLER, A.N. 1952. Geografia Física. Barcelona: Omega, 1 v.
- TEIXEIRA, G.; GONZALES, A.P.; GONZALES, M.A.; LICHT, O. B. 1978. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no distrito minas do Camaquã. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais. Recife: SBG, v. 4:1644-54.
- UFRGS. 1991. Mapeamento Geológico de parte das Folhas Lavras do Sul e Coxilha do Taboleiro. Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).
- UFRGS. 1965. Mapa geológico preliminar da Folha de Pedras Altas, Pinheiro Machado, escala 1:50.000. Trabalho de graduação. Graduação do Curso de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (inédito).
- ZANELLA, R. 1988. Investigação dos Problemas Ambientais relacionados com a Exploração intensiva e queima do Carvão Termoelétrico em Candiota, RS. Santa Maria: UFSM, 1 v. (Dissertação de Mestrado).

# SÚMULA DOS DADOS DE PRODUÇÃO

---

## 1. Dados do Projeto

Afloramentos estudados . . . . .	669
Jazimentos cadastrados . . . . .	127
Análises petrográficas . . . . .	113
Amostras de concentrados de bateia . . . . .	458
Amostras de sedimentos de corrente . . . . .	458
Análises mineralométricas . . . . .	458

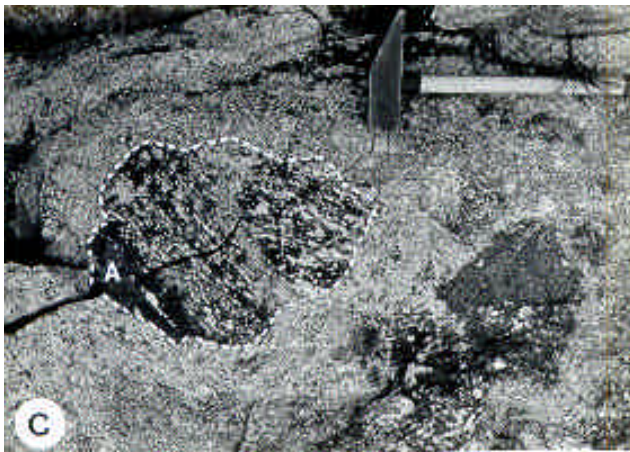
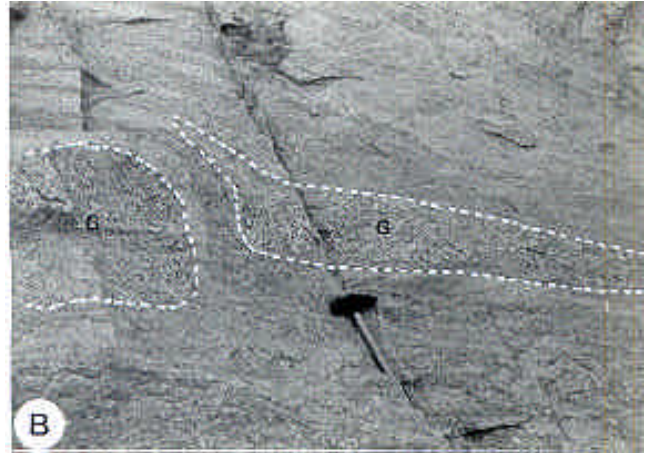
## 2. Informações Reavaliadas

Afloramentos descritos . . . . .	718
Jazimentos minerais . . . . .	35
Análises petrográficas . . . . .	244
Análises químicas de rochas . . . . .	364
Análises de sedimentos de corrente . . . . .	362
Análises mineralométricas . . . . .	176

## ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

## ANEXOS

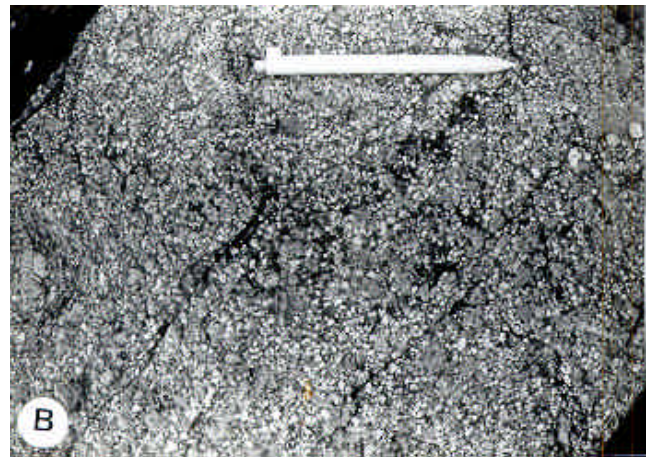
- Figura 5.1 – Hidrogeologia da Folha Pedro Osório.
- Carta Geológica
- Carta Metalogenética/Previsional



(A) xenólitos de biotita-gnaisses; (X) e enclaves assimétricos de granodioritos (G) em gnaisse granítico; (B) assimetria dos enclaves que pode ser interpretada como indicando a vorticidade do fluxo magmático no granito (topo para esquerda – NW); (C) feições de assimilação dos enclaves dioríticos (A) e de anfbolitos. Escla: massa da marreta mede 10cm.

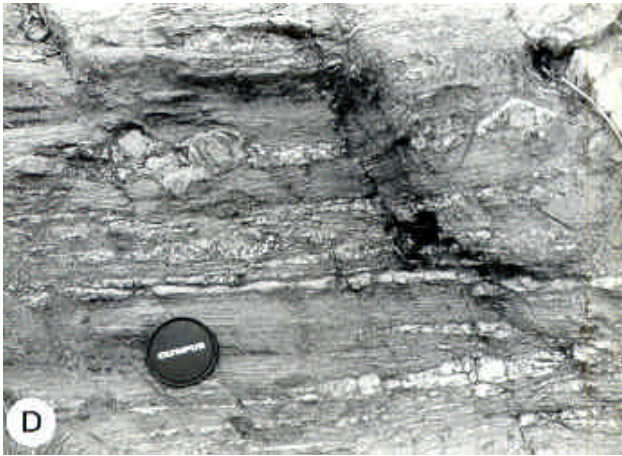
**Foto 1** – Principais estruturas estruturas magmáticas em granitóides do Domínio Oriental.





*(A) gnaiss oftálmico deformado sob sondições da fácies anfibolitos: as superfícies de cisalhamento principal ("C") são deslocadas ao longo das bandas e cisalhamento (paralelas a lapiseira) indicando uma vorticidade sinistral para o transporte; (B) textura de recristalização estática, típica de granitóide metamorfozido em zona de baixa intensidade de deformação; (C) inflexão da foliação (magmática e tectônica) de baixo ângulo para a posição subvertical ao longo de zonas de alta deformação, original pela reativação dextral de zonas de sisalhamento transcorrente;*

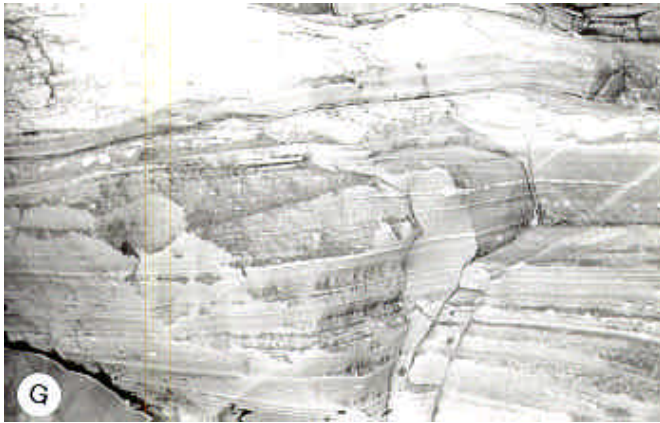
**Foto 2** – Feições mesoscópicas de deformação no estado sólido dos granitóides do Domínio Oriental.



*(D) detalhe dos filonitos gerados pela reativação dextral das zonas de cisalhamento transcorrente; (E) lineação de estiramento marcado por slickenfibers em espelho de folha da reativação tardia das falhas transcorrentes; (F) bandas de ultramilonitos geneticamente associadas às falhas N S do Sistema Passo do Marinheiro.*

**Foto 2** – Feições mesoscópicas de deformação no estado sólido dos granitóides do Domínio Oriental.





*(G) gnaisses do Complexo Metamórfico Porongos da região de Jaíba, mostrando bandamento milonítico marcado pela alternância de bandas feldspáticas com feições de redução do tamanho de grão;*

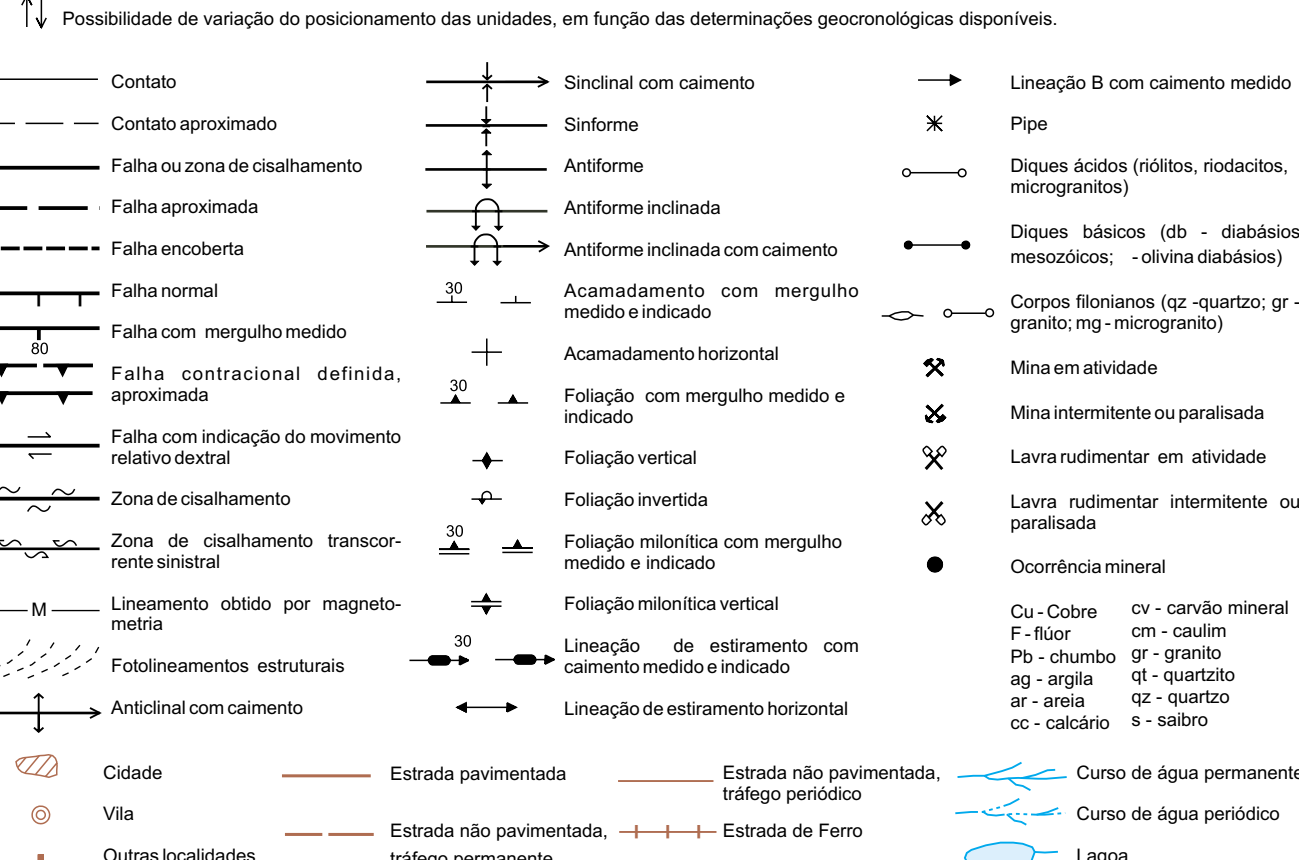
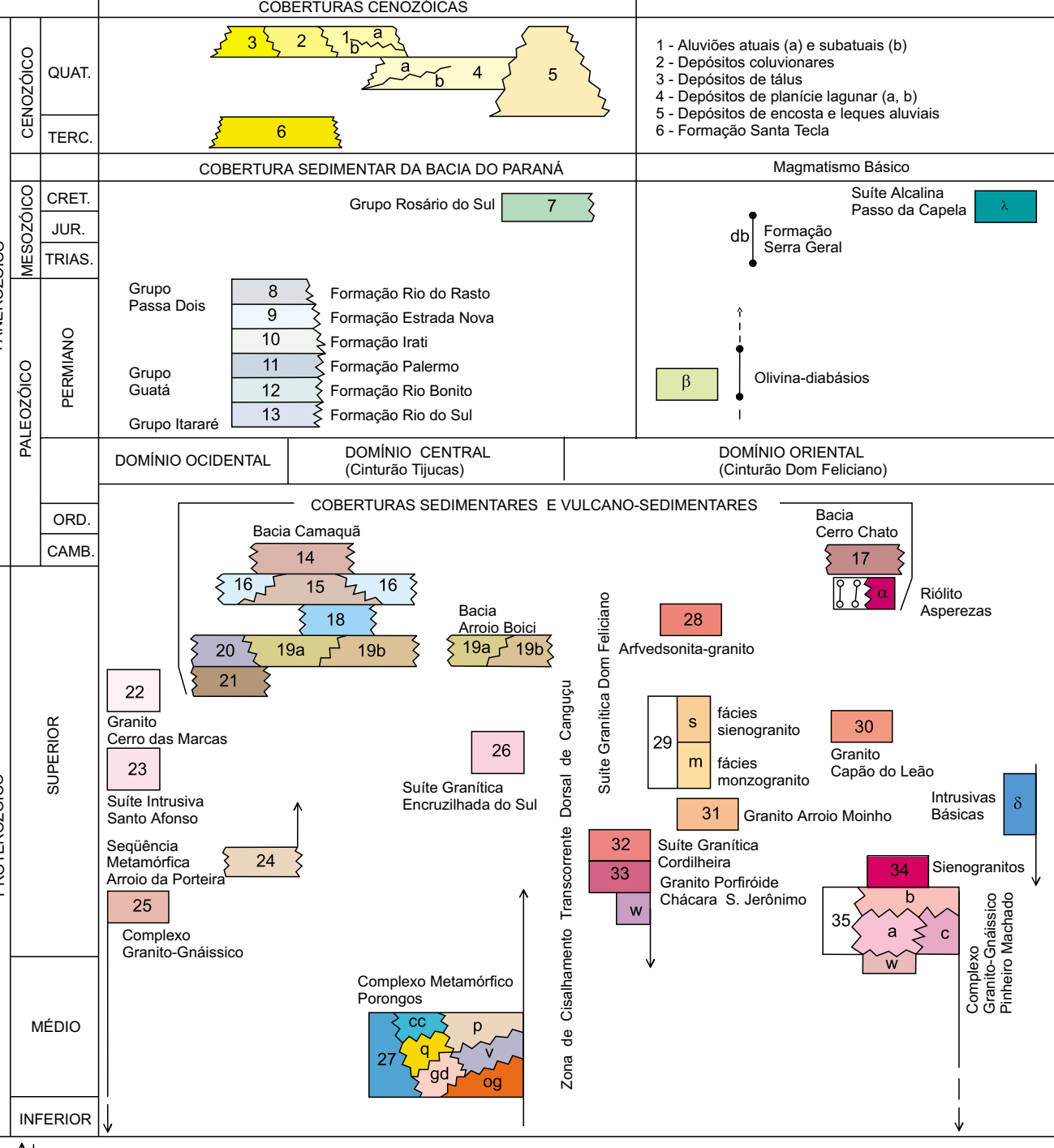
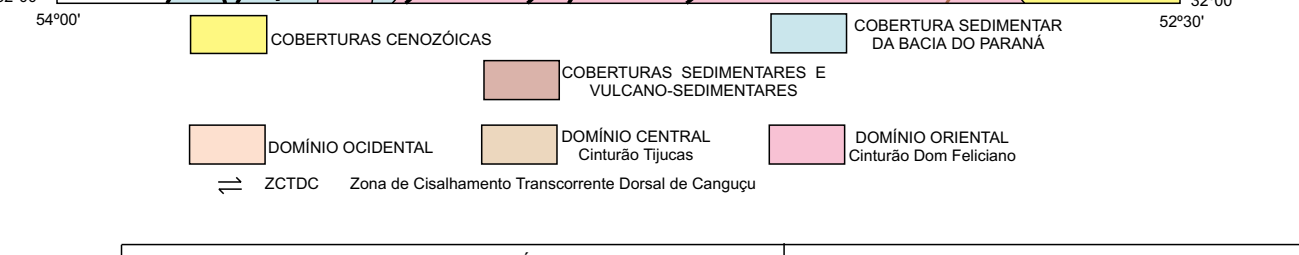
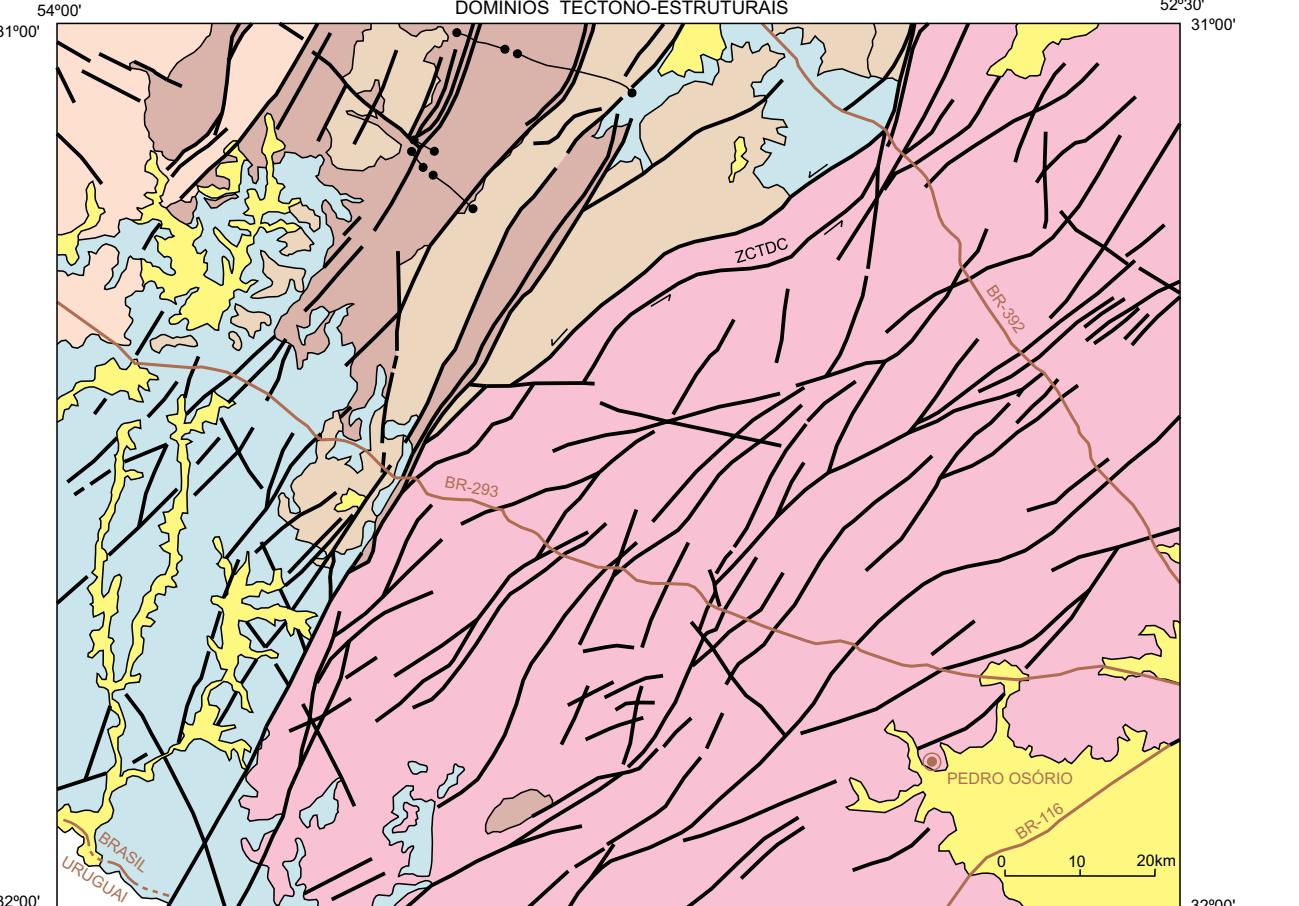
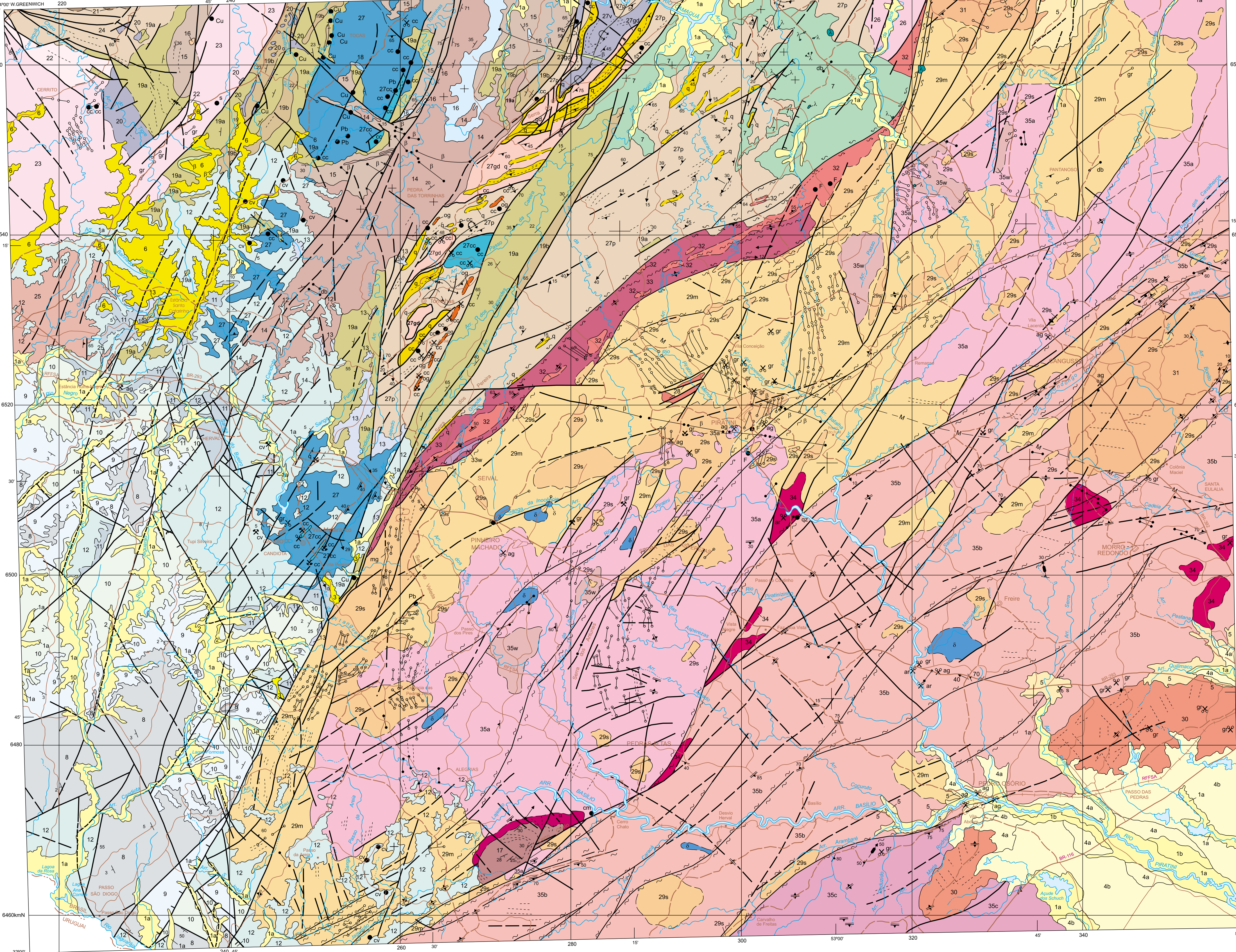
*(H) bandas félsicas desses mesmos gnaisses, marcando dobras isoclinais; note a geometria (Classe 1C) indicativa de sua origem por flambagem das camadas competentes.*

*Escalas: lapiseira – 15cm de comprimento; capa da lente – 5cm de diâmetro; borracha – 4cm de comprimento.*

**Foto 2** – Feições mesoscópicas de deformação no estado sólido dos granitóides do Domínio Oriental.



FOLHA SH.22-Y-C PEDRO OSÓRIO



**COBERTURAS CENOZOICAS**

1 Depósitos aluvionares atuais (a) e subatuais (b); áreas e cascalhos imaturos, mal classificados, ao longo das calhas dos cursos d'água; áreas finas, siltes e argilas orgânicos nas planícies aluviais.

2 Depósitos coluvionares.

3 Depósitos de talús.

4 Depósitos de planície lagunar, representados por seqüência mista com depósitos finos e médios, mal classificados, matizes; depósitos silto-argilosos e intercalações de argilas plásticas, formadas a montante da primeira (4a) e segunda (4b) linhas de costa desenvolvidas no Quaternário.

5 Depósitos continentais de enosta e leques aluviais, constituídos por arenitos arenosos, conglomerados e arenitos conglomeráticos faciesmente considerados, com cores amareladas, acinzentadas e avermelhadas nas facies laterais.

6 Formação Santa Tacia - arenitos finos arenosos, friáveis, com cimento ferruginoso e arenitos esbranquiçados com cimento silíceo aos quais se associam concreções silíceas, formando um pacote homogêneo, sem estratificação visível. Localmente, conglomerados róseos e esbranquiçados, com cimento silíceo ou carbonático, matriz arenosa ou calcárea envolvendo grânulos e seixos arredondados de granito e quartzo.

**COBERTURA SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ**

7 Grupo Rosário do Sul - Arenitos finos a médios de cores avermelhadas, maciços ou com estratificação cruzada tangencial, em camadas tabulares ou lentículas de geometria sigmoidal, intercalados com pelitos também avermelhados, maciços ou com laminação plano-paralela. Subordinadamente, arenitos muito grossos e conglomeráticos em camadas lentilares, amalgamados e com intraclastos de pelitos.

8 Grupo Passa Dois - Arenitos finos a médios de cores avermelhadas, laminação paralela, lenticular, wavy, com intercalações de arenitos finos.

9 Formação Estrada Nova - argilitos e siltes cinza-escuros, maciços, com fratura corchoidal e intercalações de lentilhas e concreções calcíferas, que gradam superiormente para arenitos cinza-claros, muito finos, com lentilhas e camadas calcíferas com nodos e estruturas cone-cone.

10 Formação Irai - folhelhos e siltes cinza-escuros a pretos, laminação paralela, com intercalações de folhelhos pirobituminosos e de lentilhas e camadas de margas dolomíticas, localmente com marcas onduladas, laminação cruzada, colites, brechas intrafornamentais e laminação aligalga.

11 Grupo Guatá - Formação Palmeiro - siltes e siltes arenosos de cores cinza-escuro, laminação plano-paralela ou ondulada, wavy e linear, drapes, frequentemente com fluidização e botorugação, com intercalações subordenadas de lentilhas de arenito fino a médio, cimento carbonoso e eventualment, com estruturas hummocky.

12 Formação Rio Bonito - arenitos médios a grossos, cinza-claros, arenosos, localmente conglomeráticos, com acamamento normal e estratos cruzados de médio a grande porte, que gradam superiormente para arenitos com concreções subordenadas de pelitos cinza-escuros, carbonosos; siltes de cores cinza a preto, carbonosos, com interlaminações de arenitos com wavy e linear e de lentilhas e camadas de argila. Arenitos quartzosos, finos a médios, cinza-claros a esbranquiçados, silificados, com gradado normal e estratificação cruzada de médio a grande porte, sobrepostos ao pacote carbonoso.

13 Grupo Alinari - Formação Rio do Sul - orto e paraconglomerados de seixos e grânulos, mal selecionados, com matriz silteosa, arenosa fina e argilosa, do tipo diamictito; arenitos finos esbranquiçados de aspecto porcelânico e subordenadamente, ritmos, vênios com laminação plano-paralela ou cruzada, por vezes com seixos pingados.

**MAGMATISMO BÁSICO**

14 Formação Serra Geral - diques de diabásio relacionados ao magmatismo teléptico da Bacia do Paraná.

15 Diques de olivina diabásio - solitaria (?) e diques de olivina diabásio, cinza-escuro a preto, granulação fina a grossa, de orientação geral NW-SE e grande extensão e pressão.

**COBERTURAS SEDIMENTARES E VULCANO-SEDIMENTARES**

16 Formação Mangueirão - arenitos róseos-esbranquiçados, finos a médios com estratificação cruzada acanalada de muito grande porte, subordinadamente, arenitos finos com laminação plano-paralela ou média a grossa com camadas lentilares de orto-conglomerados polimíticos. Sedimentação em ambiente desértico (fólico + fluviál).

17 Formação Santa Bárbara - ortoconglomerados polimíticos e arenitos arenosos, médios a grossos, em camadas lentilares exibindo acamamento gradacional normal e subordinadamente, arenitos muito grossos e conglomeráticos em camadas lentilares, arenosas médias a finas associadas a camadas de pelitos avermelhados. Sedimentação em ambiente desértico (leques aluviais + fluviál) entrelaçado, subordinadamente lacustre e eólico.

16 Membro Rodeio Velho - lavas básicas de cores cinza-escuro a amarronzado, afaniticas a microlaniticas, altamente vesiculares, composição teléptica, conteúdo texturas de estovamento no ambiente alvear.

17 Ortoconglomerados compostos por grânulos e seixos de riolitos, feldspatos, granitoides e intraclastos de pelitos, associados a arenitos grossos e muito grossos, cinza-esverdeados a cinza-claro e a pelitos borá a castanho (Bacia Cerro Chato).

18 Formação Acampamento Velho - riolitos vermelhos na forma de derrames e diques.

19a Membro Vargas - ortoconglomerados polimíticos, róseos a acinzentados, com seixos de quartzo, xistos, quartzitos e de granitoides; arenitos arenosos médios a grossos, conglomeráticos ou não, em camadas lentilares com acamamento gradacional normal e estratificação cruzada acanalada, subordinadamente camadas sigmoidais ou tabulares.

19b Membro Mangueirão - ritmos arenó-pelíticos e arenosos finos a sélios, marrons e amarelados, camadas tabulares com acamamento gradacional normal, laminação plano-paralela e cruzada cavalgante, interpretados como turbiditos.

20 Formação Hilário - Lavas e depósitos piroclásticos constituídos por fufos lapilíticos relacionados a depósitos de fluxo, composição predominantemente andesítica de afinidade aphonítica.

**DOMÍNIO OCIDENTAL**

21 Formação Maricá - arenitos médios a finos de cor castanha, camadas lentilares, maciços ou com acamamentos gradacionais normais, eventualmente laminação plano-paralela e ondulada.

**DOMÍNIO CENTRAL (Cinturão Itaipua)**

22 Granito Cerro das Marcas - stock e corpos filoniosos de sienogranitos isótopos, leucocráticos vermelhos, de granulação média a grossa com tocos em máficos muito reduzidos.

23 Sulfite Intrusiva Santo Afonso - monzogranitos isótopos, leucocráticos cinza, granulação média a grossa, texturas equigranular a porfírica, contendo freqüentes xenólitos aphoníticos.

24 Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira - seqüência de ardósias e filitos com quartzitos subordinados, que constituem uma seqüência de estratos pelíticos e arenos pelitos interestratificados; localmente, preservam estruturas sedimentares primárias.

25 Complexo Granito-Gneissico - gneisses granodioríticos a monzograníticos de textura granoblastica grossa, fortemente bandados, contendo intercalações de rochas calcossilíceas e lentilhas de mármores, e interseções injetadas por sieno e monzogranitos tardios.

26 Sulfite Granítica Encruzilhada do Sul - biotita sienogranito de coloração rósea com pontuações pretas, granulação grossa e textura porfírica.

27 Complexo Metamórfico Porongos (Indivíduo) - seqüência supracrustal de rochas carbonáticas com vulcanismo subordinado e injetões e intrusões telépticas de rochas graníticas (ortogneissas). Deformação em regime tangencial e metamorfismo da fácies xisto-verde inferior a anfíolito. Remobilizado em regime transcorrente com ampla migração de  $Ca^{2+}$  - unidade calcossilíceas constituída por lentilhas de mármores e rochas pelto-carbonáticas, associadas a xistos pelíticos e quartzitos; unidade pelítica representada por uma associação de metapelitos onde predominam filitos, biotita-muscovita-granada xistos e quartzitos, estando presentes de forma subordinada rochas calcossilíceas, q - níveis de quartzitos puros e muscovita quartzitos que conformam a estrutura regional do complexo; v - melanossilos e metasilos compactos associados a rochas vulcano-clásticas (metasilos e metasilos a ps) com rochas epidoticas subordinadas; metamorfismo da fácies xisto-verde superior; g - ortogneissas granodioritoides representadas por rochas tonalíticas e monzograníticas com forte bandamento gneissico e intensa deformação plástica; m - ortogneissas leucocráticas representadas por termos graníticos de cor cinza, textura porfírica composta de trama quartzo-feldspática contendo biotita, muscovita, turmalina e granada como varietas.

28 Arfvedsonita - Leucogranito de cor marron, composição sienogranítica, granulação média e aspecto brechoso, caracterizando-se por uma mineralogia predominantemente peralítica (picrovênio e anfólio subídico).

29a Fácies sienogranito-stock alongados NE-SW de sienogranitos róseos-avermelhados, equigranulares médios e grossos, localmente porfíricos, compostos predominantemente por feldspato alcalino (ortoclásio e microclino microperítico), quartz, plagioclásio e biotita subordinada.

29m Fácies monzogranito-monzogranitos cinza-claros a levemente avermelhados, inequigranulares, normalmente porfíricos com a presença de fenocristais de feldspato alcalino e monzogranitos (29a), com bandamento gneissico proeminentemente com composição quartzo-feldspática, contendo enclaves de dioritos, tonalites e de gneisses anfólios e calcossilíceos polidormados, de formas e tamanhos variados (29m); domínio de gneisses de composição granodiorítica e tonalítica (29c), migralizados, exibindo xenólitos de extensão métrica de rochas de composição calcossilíceas, anfólios e de biotita gneisses.

30 Granito Capão do Leão - sieno a monzogranito róseos, de granulação média a grossa, ocasionando porfíricos, praticamente isentos de máficos e conteúdo granada do tipo almandina com varietas.

31 Granito Arroio Moinho - sieno a monzogranito porfírico, róseo a cinza, com megacrístas de feldspato alcalino com tamanho médio de 30m (até 80m) inseridos em matriz de granulação grossa. Foliação pronunciada, marcada pela orientação dos fenocristais e estratamento dos minerais da biotita, principalmente desenvolvida nas porções externas do corpo.

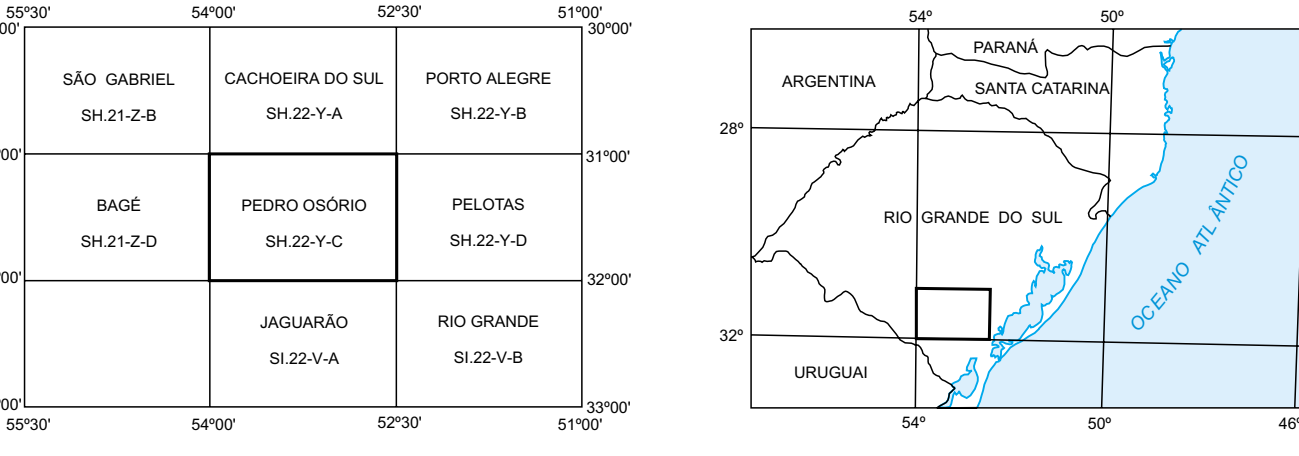
**Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu**

32 Sulfite Granítica Cordilheira - muscovita-biotita granitos, leucocráticos, coloração cinza, granulação média a fina, composição de sieno a granodioritos, apresentando turmalina e granada como varietas. Foliação pronunciada, marcada pelo estratamento da mineralogia quartzo-feldspática e pela orientação dos fílo e ciclosilicatos, desenvolvidos principalmente nas bordas dos corpos intrusivos.

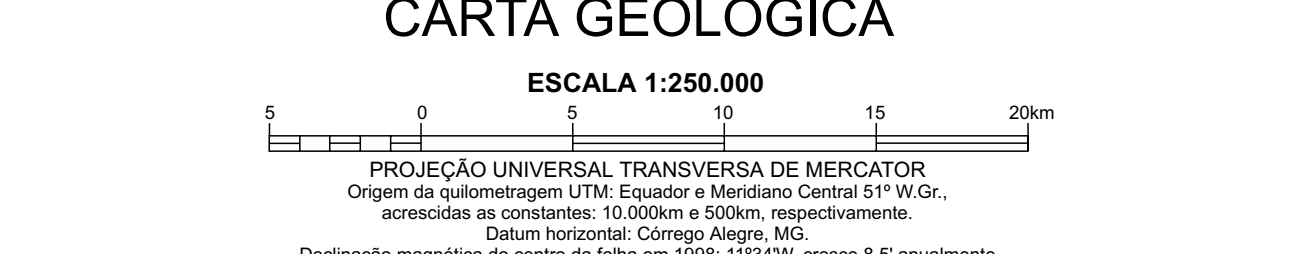
33w Granito Porfírico Chacara São Jerônimo - leucogranito cinza, variando em composição de sieno a granodito, textura granoblastica grosseira, porfírica, apresentando uma fácies magmática e deformacional (estado semi-sólido na fácies xisto-vertes superior), marcada pelo alinhamento de megacrístas (até 80m) fenocrístas de K-feldspato, acompanhados de estruturas lineares desenvolvidas pelo quartz, biotita, anfólio e turmalina. São comuns enclaves gneissicos (33w) com mineralogia domoestamente peralítica.

34 Sienogranitos - ortogneissas leucocráticas cinza, composição sienogranítica textura porfíridica dominante, intrusivos ao longo de extensas zonas de cisalhamento e representando as deformações finais do evento Pinheiro Machado.

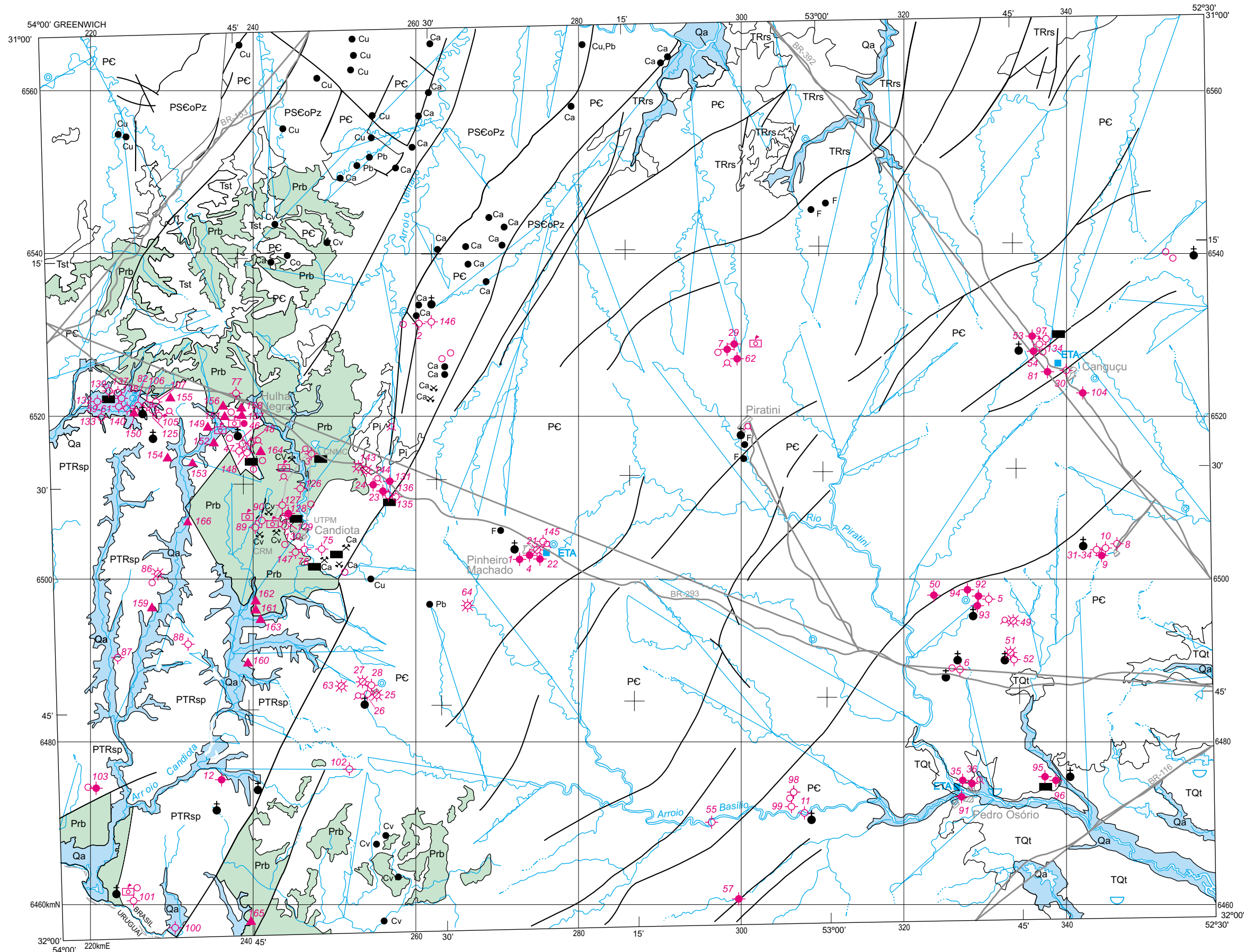
35 Complexo Granito-Gneissico Pinheiro Machado, compreendendo domínio de metagranitos porfíricos (35a), mesocrísticos cinza, com foliação marcada pelo estratamento dos porfíricos e alinhamento dos constituintes da biotita, apresentando uma deformação simpléctica de fácies anfíolito; domínio de ortogneissas granodioríticas a monzograníticas (35b), com bandamento gneissico proeminentemente com composição quartzo-feldspática, contendo enclaves de dioritos, tonalites e de gneisses anfólios e calcossilíceos polidormados, de formas e tamanhos variados (35w); domínio de gneisses de composição granodiorítica e tonalítica (35c), migralizados, exibindo xenólitos de extensão métrica de rochas de composição calcossilíceas, anfólios e de biotita gneisses.



Autores: Gilberto Emilio Ramberg e Wilson Wildner  
Supervisores: Carlos Alfredo Puchner e Alfeu Levy da Silva Gaidoso  
Colaboradores: Antonio Flávio U. Costa, Carlos Antonio Grazia e Ricardo Curti Lopes  
O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB é executado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, através das suas unidades regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGO (Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM) desta folha é executada pela Superintendência Regional de Porto Alegre - SURGPA, sendo lida concluída em novembro de 1998.  
Diretor da DGM: Luiz Augusto Bizzi  
Chefe do DEGO: Sabino Orlando C. Loguercio  
Coordenador Nacional do PLGB: Hélio da Medeira Delgado  
Coordenador Regional do PLGB: Eduardo Camozzato e Luiz Fernando Fontes de Albuquerque







**Cobertura Sedimentar Cenozóica**

- Qa** Aluviões: Aquíferos superficiais livres e de alta permeabilidade. Muito vulneráveis à poluição. Captação restrita a poços escavados rasos.
- TQt** Terraços Lagunares: Sedimentos de média permeabilidade. Armazenam pouca água, com freáticos baixos e má qualidade química. Captação através de poços tubulares.
- Tst** Formação Santa Tecla: Arenitos e conglomerados, de permeabilidade quase nula, situados acima do nível regional das águas subterrâneas.

**Cobertura Sedimentar da Bacia do Paraná**

- TRrs** Grupo Rosário do Sul: Rochas sedimentares predominantemente areno-pelíticas com maior parte de sua seção acima do nível das águas subterrâneas da região.
- PTRsp** Sequência Pelítica: Rochas sedimentares da Formação Palermo e do Grupo Passa Dois, sem água subterrânea significativa.
- Prb** Formação Rio Bonito: Aquíferos livres e/ou confinados em arenitos de permeabilidade média-alta. Armazenam grandes volumes de água, em geral de má qualidade química, devido à presença de camadas de carvão. Captação através de poços tubulares, poços escavados rasos e de vertentes.
- Pi** Grupo Itararé: Arenitos e siltitos de muito baixa permeabilidade com captações restritas a poços escavados rasos e vertentes.

**Cobertura Sedimentar e Vulcano-Sedimentar (Proterozóico Superior-Eopaleozóico)**

- PSCoPz** Rochas Sedimentares e Vulcano-sedimentares: Sem informações hidrogeológicas.

**Embasamento Cristalino (Pré-Cambriano-Eopaleozóico)**

- PC** Granitóides e Rochas Metamórficas: Armazenam pouca água de origem pluvial de má qualidade química e bacteriológica, em zonas superficiais de alteração de rocha.

**CONVENÇÕES HIDROGEOLÓGICAS**

**Poços Tubulares Profundos**

- ◊ Poço produtor
- ◆ Poço seco
- ⊗ Poço lacrado ou desativado
- ◊ Poço surgente
- ◊ Poço semi-surgente
- 95 Número de ordem

**Demais pontos d'água**

- Poço escavado raso
- ♂ Vertente
- ▲ Furo de sonda da pesquisa de carvão com surgência de águas subterrâneas
- ☒ Água natural sem escoamento
- ☒ Captação de vertente

**Locais com Potencial de Risco à Contaminação das Águas Subterrâneas**

- ⊗ Cv Mina de carvão a céu aberto em atividade
- ⊗ Cv Mina de carvão a céu aberto paralisada
- ⊗ Ca Mina de calcário em atividade
- ⊗ Ca Mina de calcário paralisada
- Cv Afloramento de carvão
- Ca Ocorrência de calcário
- Cu Ocorrência de cobre
- Pb Ocorrência de chumbo
- F Ocorrência de flúor
- Fonte provável de contaminação superficial
- ⊕ Cemitério

**Outros Elementos de Interesse Hidrológico**

- ⊙ Estação pluviométrica
- ⊙ Reservatório superficial para abastecimento municipal
- ETA Estação de tratamento de água
- ⊙ Caixa d'água elevada
- Contato Litológico
- Falha
- Estrada pavimentada
- Drenagem

Figura 5.1. Esboço hidrogeológico da Folha Pedro Osório

Autor: Eugênio Casimiro Szubert  
 Digitalização: Mário Ricardo Cwik - SUREG-PA

**HIDROGEOLOGIA DA FOLHA PEDRO OSÓRIO**

