

# CACHOEIRA DO SUL

---

FOLHA SH.22-Y-A

*Escala 1:250.000*

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

**Base de Dados** Nelson Custódio dos Santos Filho

**Geofísica** Mário José Metelo

**Geologia Estrutural** Reginaldo Alves dos Santos

**Geoquímica** Carlos Alberto C. Lins e Gilberto J. Machado

**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

**Coordenador Regional** Luiz Fernando Fontes de Albuquerque

**Supervisor de Projetos** Alfeu Levy da Silva Caldasso

**Geofísica** Norberto Lessa Dias

**Geoquímica** Carlos Antonio Grazia

**Petrografia** Wilson Wildner

FOLHA CACHOEIRA DO SUL



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA  
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

*CPRM – Serviço Geológico do Brasil*

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

# CACHOEIRA DO SUL

## FOLHA SH.22-Y-A

*Estado do Rio Grande do Sul*

*Organizado por  
Carlos Alfredo Porcher  
Ricardo da Cunha Lopes*

BRASÍLIA 2000

## CRÉDITOS DE AUTORIA

- Capítulo 1** Carlos Alfredo Porcher
- Capítulo 2** Carlos Alfredo Porcher  
**2.3.4** Ricardo da Cunha Lopes  
**2.3.5** José Alcides Fonseca, Carlos Alfredo Porcher e Ricardo da Cunha Lopes
- Capítulo 3** Luis Alberto D'Avila Fernandes (UFRGS) e Carla Cristina Porcher (UFRGS)
- Capítulo 4** Gilberto Emílio Ramgrab
- Capítulo 5** Carlos Alfredo Porcher
- Cartas:**  
**Geológica** *Autores:* Carlos Alfredo Porcher e Ricardo da Cunha Lopes  
*Colaboradores:* Eduardo Camozzato, Luis Alberto D'Avila Fernandes (UFRGS) e Carla Cristina Porcher (UFRGS)

**Metagenética/Previsional** Gilberto Emílio Ramgrab

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

P833	<p><b>Porcher, Carlos Alfredo</b></p> <p>Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A. Estado do Rio de Grande do Sul. Escala 1:250.000. / organizado por Carlos Alfredo Porcher e Ricardo da Cunha Lopes. – Brasília: CPRM, 2000.</p> <p>1 CD-ROM</p> <p>Projeto de Mapeamento Geológico / Metalogenético Sistemático.</p> <p>Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Porto Alegre.</p> <p>1. Geologia – Rio Grande do Sul – Mapas. 2. Mapeamento geológico – Rio Grande do Sul. I. Lopes, Ricardo da Cunha. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título.</p> <p>CDD 558.165</p>
------	---

# SUMÁRIO

---

RESUMO . . . . .	ix
ABSTRACT . . . . .	xi
1 INTRODUÇÃO . . . . .	1
1.1 Histórico e Metodologia . . . . .	1
1.2 Localização e Acesso . . . . .	3
1.3 Aspectos Socioeconômicos . . . . .	4
1.4 Clima, Fisiografia e Geomorfologia . . . . .	4
2 GEOLOGIA . . . . .	9
2.1 Contexto Geológico Regional . . . . .	9
2.2 Dados Geofísicos . . . . .	11
2.3 Estratigrafia . . . . .	14
2.3.1. Domínio Ocidental . . . . .	15
2.3.1.1 Seqüência Metamórfica Vacacaí ( <b>Nv</b> ) . . . . .	17
2.3.1.2 Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico ( <b>Nub</b> ) . . . . .	19
2.3.1.3 Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes . . . . .	19
2.3.1.4 Complexo Cambaí ( <b>Nc</b> ) . . . . .	20
2.3.1.5 Granitóides Sintranscorrentes . . . . .	22
2.3.1.6 Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos . . . . .	23
2.3.1.7 Granitos Pós-Tectônicos – Suíte Intrusiva Saibro . . . . .	25
2.3.2 Domínio Central . . . . .	26
2.3.2.1 Gnaisses Encantadas ( <b>Pe</b> ) . . . . .	27
2.3.2.2 Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista ( <b>Pγ</b> ) . . . . .	27
2.3.2.3 Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita ( <b>Pvc</b> ) . . . . .	28
2.3.2.4 Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos ( <b>Par</b> ) . . . . .	29
2.3.2.5 Complexo Metamórfico Porongos ( <b>Np</b> ) . . . . .	30
2.3.2.6 Granitóides Sintranscorrentes . . . . .	34
2.3.2.7 Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos . . . . .	36
2.3.2.8 Granitóides Pós-Transcorrentes . . . . .	37
2.3.3 Domínio Oriental . . . . .	39
2.3.3.1 Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado ( <b>Npm</b> ) . . . . .	39
2.3.3.2 Granitóides Sintranscorrentes . . . . .	39

2.3.3.3	Suíte Granítica Dom Feliciano (Nydf)	40
2.3.4	Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares	41
2.3.4.1	Bacia do Camaquã	41
2.3.4.2	Bacia do Piquiri	52
2.3.5	Bacia Sedimentar do Paraná	53
2.3.5.1	Grupo Itararé	54
2.3.5.2	Grupo Guatá	54
2.3.5.3	Grupo Passa Dois	55
2.3.5.4	Grupo Rosário do Sul	56
2.3.5.5	Grupo São Bento	57
2.3.6	Coberturas Cenozóicas	58
2.3.6.1	Terciário – Quaternário (TQ)	58
2.3.6.2	Quaternário (Qa1/Qa2)	58
3	GEOLOGIA ESTRUTURAL	59
3.1	Introdução	59
3.2	Deformação Transversal	60
3.2.1	Complexos Metamórfico Várzea do Capivarita e Gnáissico Arroio dos Ratos	60
3.2.2	Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado	67
3.2.3	Complexo Cambaí	68
3.3	Deformação Longitudinal	73
3.3.1	Deformação Tangencial (SW-NE) no Domínio Central	73
3.3.1.1	Estruturas do Estágio Dúctil	73
3.3.1.2	Estruturas do Estágio Dúctil-Rúptil	84
3.3.2	Deformação Tangencial SW-NE no Domínio Ocidental	85
3.3.3	Deformação Longitudinal Transcorrente	89
3.3.3.1	A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu	89
3.4	Tectônica rúptil	90
3.4.1	Reativações da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu	90
3.4.2	Zona de Cisalhamento Transcorrente do Piquiri	90
3.4.3	As Zonas de Cisalhamento N-S	91
3.4.4	As Zonas de Cisalhamento NW-SE	92
3.4.5	Reativações das Falhas NE-SW, NW-SE e E-W	92
4	GEOLOGIA ECONÔMICA E METALOGENIA	93
4.1	Introdução	93
4.2	Jazimentos Minerais	93
4.2.1	Minerais Metálicos	93
4.2.1.1	Cobre	93
4.2.1.2	Chumbo	95
4.2.1.3	Chumbo-Zinco	95
4.2.1.4	Tungstênio e Estanho	96
4.2.1.5	Estanho	96
4.2.1.6	Urânio	97
4.2.1.7	Molibdênio	97
4.2.1.8	Cromo	97
4.2.2	Metais Nobres – Ouro	97
4.2.3	Minerais Energéticos – Carvão	99
4.2.4	Minerais Não-Metálicos Industriais	103
4.2.4.1	Flúor	103
4.2.4.2	Bário	104
4.2.4.3	Talco	107
4.2.4.4	Amianto	107

4.2.4.5 Feldspato/Quartzo . . . . .	107
4.2.5 Insumos para a Agricultura. . . . .	107
4.2.5.1 Calcário Calcítico. . . . .	107
4.2.5.2 Calcário Dolomítico. . . . .	107
4.2.6 Materiais de Construção Civil . . . . .	108
4.2.6.1 Areia . . . . .	108
4.2.6.2 Caulim . . . . .	109
4.2.6.3 Granito Ornamental. . . . .	109
4.2.6.4 Pedra-de-Talhe . . . . .	109
4.2.6.5 Argila para Cerâmica Vermelha . . . . .	109
4.2.6.6 Folhelho. . . . .	110
4.3. Indícios Indiretos de Mineralização . . . . .	110
4.3.1 Indícios Geofísicos . . . . .	110
4.3.2 Indícios Mineralométricos . . . . .	110
4.4. Áreas Mineralizadas/Previsionais . . . . .	111
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES. . . . .	115
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .	117
APÊNDICE:	
• Listagem dos Jazimentos Minerais	
ANEXOS:	
• Carta Geológica - Escala 1:250.000	
• Carta Metalogenética/Previsional - Escala 1:250.000	

# RESUMO

---

Este trabalho consta do levantamento geológico e avaliação do potencial mineral da Folha Cachoeira do Sul (SH.22-Y-A), situada na porção centro-meridional do Estado do Rio Grande do Sul, cujos resultados estão representados nas cartas geológica e metalogenética-previsional, na escala 1:250.000. O Escudo Sul-Rio-Grandense foi compartimentado em três domínios (Ocidental, Central e Oriental), com base nos dados aeromagnetométricos integrados à cartografia geológica. As demais unidades tectono-geológicas compreendem as Coberturas Sedimentares e Vulcano-sedimentares (bacias do Camaquã e Piquiri), a Bacia Sedimentar do Paraná e depósitos cenozóicos. O Domínio Ocidental é constituído de rochas supracrustais da Sequência Metamórfica Vacacaí, metamorfitos básico-ultrabásicos e do Complexo Cambaí, incluindo granitóides orogênicos e lascas do manto e da crosta oceânica tectonicamente associadas. Ocorrem ainda granitóides sintranscorrentes em relação à deformação longitudinal (Suíte Granítica Caçapava do Sul e Granodiorito Fazenda do Posto), tardi a pós-tectônicos (Suíte Intrusiva Santo Afonso e Associação Shoshonítica Lavras do Sul) e pós-tectônicos (Suíte Intrusiva Saibro). O Domínio Central é caracterizado pela presença de unidades paleoproterozóicas (Gnaisses Encantadas e Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita) intrudidos por granitóides de idade transamazônica deformados no Neoproterozóico. Estas unidades estão tectonicamente intercaladas no Complexo Metamórfico Porongos, de idade ainda não bem definida (Meso ou Neoproterozóico). Ocorrem ainda grani-

tóides geneticamente relacionados à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Metagranito Quitéria e Suíte Granítica Cordilheira), tardi a pós-tectônicos (granitóides tipo Campinas) e pós-tectônicos (Sienito Piquiri/Suíte Intrusiva Arroio do Silva e Suíte Granítica Encruzilhada do Sul). Os domínios Ocidental e Central são cobertos por unidades sedimentares e vulcano-sedimentares que preenchem as bacias do Camaquã e Piquiri, geradas nos estágios finais do Ciclo Brasileiro. As rochas dessas coberturas, incluindo três eventos vulcânicos distintos (vulcânicas intermediárias Hilário, ácidas Acampamento Velho e básicas Rodeio Velho), foram depositadas no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano. O Domínio Oriental compreende um complexo granitóide no qual são reconhecidas rochas afetadas pelo evento de Deformação Transversal (Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado), rochas graníticas sin a tarditranscorrentes (granitos Arroio do Moinho e Passo da Mozinha) e corpos graníticos pós-tectônicos (Suíte Granítica Dom Feliciano). A porção do Escudo Sul-Rio-Grandense exposta na Folha Cachoeira do Sul sofreu dois eventos tectônicos principais (Deformação Transversal e Deformação Longitudinal) atribuídos aos processos orogênicos do Ciclo Brasileiro. O primeiro, caracterizado por zonas de cisalhamento subhorizontais desenvolvidas sob condições metamórficas de médio a alto grau, é relacionado à colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari. O evento de Deformação Longitudinal, que retrabalhou as estruturas anteriores, é marcado por zonas de cisalhamento subori-

zontais e transcorrentes, estas com abundante magmatismo sintectônico. A Bacia Sedimentar do Paraná inclui depósitos sedimentares e o evento vulcânico Serra Geral, gerados do Permiano ao Cretáceo Inferior. Estão representados os grupos Itararé (Formação Rio do Sul), Guatá (Rio Bonito e Palermo), Passa Dois (Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto), Rosário do Sul (Sanga do Cabral e Santa Maria) e São Bento (Botucatu e Serra Geral). As coberturas cenozóicas são constituídas principalmente por depósitos aluvionares e áreas restritas de depósitos terciário-quadernários. Os principais recursos minerais estão representados pelas jazidas

de carvão Iruí, Capané e São Sepé, cobre das Minas do Camaquã, com reservas esgotadas, calcário dolomítico para uso agrícola, calcário calcítico explorado para ração animal e rocha ornamental. São ainda objeto de aproveitamento econômico, geralmente rudimentar, depósitos de talco, areia e argila para cerâmica vermelha. A integração dos dados geológicos, geofísicos, mineralométricos e de cadastro de recursos minerais resultou na delimitação de 15 áreas para prospecção e pesquisa mineral, envolvendo as seguintes substâncias: carvão, calcário calcítico, calcário dolomítico, estanho/tungstênio e ouro.

# ABSTRACT

---

The evaluation of the mineral potential of the Cachoeira do Sul Sheet (SH. 22-Y-A), covering the central-southern region of the State of Rio Grande do Sul is displayed on geological and metallogenic/previsional maps at 1:250,000 scale. Geological mapping and aeromagnetic data permit the division of the Sul Rio-Grandense Shield into three domains: Occidental, Central and Oriental. The other tectono-geological units comprehend the sedimentary and volcano-sedimentary cover (Camaquã and Piquiri basins), the Paraná sedimentary basin and Cenozoic deposits. Supracrustal rocks of the Vacacaí Metamorphic Sequence, basic-ultrabasic metamorphites and the Cambaí Complex, including orogenic granitoid plutons and tectonically associated mantle and oceanic crustal fragments form the Occidental Domain. There also occur granitoid plutons displaying syn-transcurrent to longitudinal deformation (Caçapava do Sul Granitic Suite and the Fazenda do Posto Granodiorite), late to post-tectonic granitoids (Santo Afonso Intrusive Suite and the Lavras do Sul Shoshonitic Association) and post-tectonic granitoids (Saibro Intrusive Suite). The Central Domain consists of Paleoproterozoic units (Encantadas Gneiss and the Várzea da Capivarita Metamorphic Complex) intruded by Transamazonian granitoid plutons that were deformed in the Neoproterozoic. These units are tectonically intertongued in the Porongo Metamorphic Complex, the age of which is not well defined (Mesoproterozoic or Neoproterozoic). There also occur granitoid bodies genetically related to the Dorsal do Can-

guçu Transcurrent Shear Zone (Quitéria Metagranite and Cordilheira Granitic Suite), or late to post-tectonic bodies (Campinas-like granitoid) and post-tectonic plutons (Piquiri Syenite/Arroio do Silva Intrusive Suite and the Encruzilhada do Sul Granitic Suite). The Occidental and Central domains are covered by sedimentary and volcano-sedimentary units that fill the Camaquã and Piquiri basins, deposited by the end of the Brasiliano Cycle. The rocks of these cover sequences, including three different volcanic events (Hilário intermediate, Acampamento Velho acid and Rodeio Velho basic volcanism) were deposited between Neoproterozoic and Ordovician times. The Oriental Domain comprehends a granitoid complex in which there can be seen rocks affected by the transversal deformation event (Pinheiro Machado Granite Gneiss Complex), syn to late-transcurrent granitic rocks (Arroio do Moinho and Passo da Mozinha granites) and post-tectonic granitic bodies (Dom Feliciano Granitic Suite). The exposed part of the Sul Rio-Grandense Shield in the Cachoeira do Sul Sheet underwent two main tectonic events (transversal and longitudinal deformation), due to Brasiliano Cycle orogenesis. The transversal deformation event is characterized by subhorizontal shear zones developed under medium to high-grade metamorphism, and is related to the collision of the Rio de La Plata and Kalahari cratons. The longitudinal deformation event reworked the former structures and is marked by subhorizontal and transcurrent shear zones with abundant syn-tectonic magmatism. The Pa-



raná Sedimentary Basin includes sedimentary deposits and the Serra Geral volcanism, both generated in the Permian to Early Cretaceous. They are represented by the Itararé Group (Rio do Sul Formation), Guatá Group (Rio Bonito and Palermo formations), Passa Dois Group (Irati, Estrada Nova and Rio do Rasto formations), Rosário do Sul Group (Sanga do Cabral and Santa Maria formations) and the São Bento Group (Botucatu and Serra Geral formations). The Cenozoic cover consists mainly of alluvial deposits and restricted areas with Tertiary-Quaternary sedi-

ments. The main mineral resources are the coal deposits of Iruí, Capané and São Sepé; the now exhausted Camaquã copper mine; dolomitic limestone for agricultural use, and the calcareous limestone used for animal feed or as ornamental stone. Talc, sand and clay for pottery are worked in small deposits. The integration of the geological, geophysical, mineralometric and mineral resource records led to the delimitation of fifteen areas for further prospecting and mineral exploration for coal, calcareous and dolomitic limestone, tin/tungsten and gold.

# 1

---

## INTRODUÇÃO

### 1.1 Histórico e Metodologia

O Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, que vem sendo executado pela CPRM desde 1981, a partir de 1985 passou a integrar o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, como Subprograma Mapeamento Geológico – Escala 1:250.000, visando a geração de informações geológicas básicas e de recursos minerais em áreas selecionadas.

Este subprograma, no contexto das atuais diretrizes técnico-operacionais, foi iniciado no Estado do Rio Grande do Sul em 1992 com o levantamento geológico-metalogenético da Folha Porto Alegre (SH.22-Y-B), publicada em 1997, e seguido pela Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), em fase de edição. A Folha Cachoeira do Sul (SH.22-Y-A) (figura 1.1), já contemplada na fase inicial do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (Camozzato, 1987), foi selecionada por abranger uma das áreas de maior potencial mineral do território gaúcho e pela necessidade de incorporar o acervo de informações geológicas adquiridas desde 1987, de maneira a se obter uma base geológica atualizada e compatibilizada com a das folhas acima mencionadas, que lhe são contíguas. O conjunto dessas folhas compreende aproxima-

damente 70% da área de exposição do Escudo Sul-Rio-Grandense (figura 1.2).

Os trabalhos foram iniciados em julho de 1994 com a revisão da base geológica do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais - Cachoeira do Sul (Camozzato, *op. cit.*), a partir da integração e compatibilização dos mapeamentos geológicos, em diversas escalas, executados na área (figura 1.3). Essa revisão foi consolidada em mapas geológicos preliminares, escala 1:100.000, que serviram de base para o planejamento dos trabalhos de campo, os quais compreenderam a cartografia geológica, a prospecção regional através de concentrados de bateia e o cadastro das ocorrências minerais.

As atividades de campo relativas à geologia tiveram por objetivos o reconhecimento das unidades litológicas delimitadas nos mapas geológicos disponíveis e a cartografia das áreas carentes de informações geológicas atualizadas.

A prospecção aluvionar por concentrados de minerais detríticos, de caráter regional, foi executada visando subsidiar a elaboração da carta metalogenética/previsional. Com base nos resultados analíticos das amostras coletadas, aos quais foram somados os resultados das amostras da Folha Passo do Salsinho (escala 1:50.000), reanalisadas semi-quantitativamente, e resultados para ouro, prata e

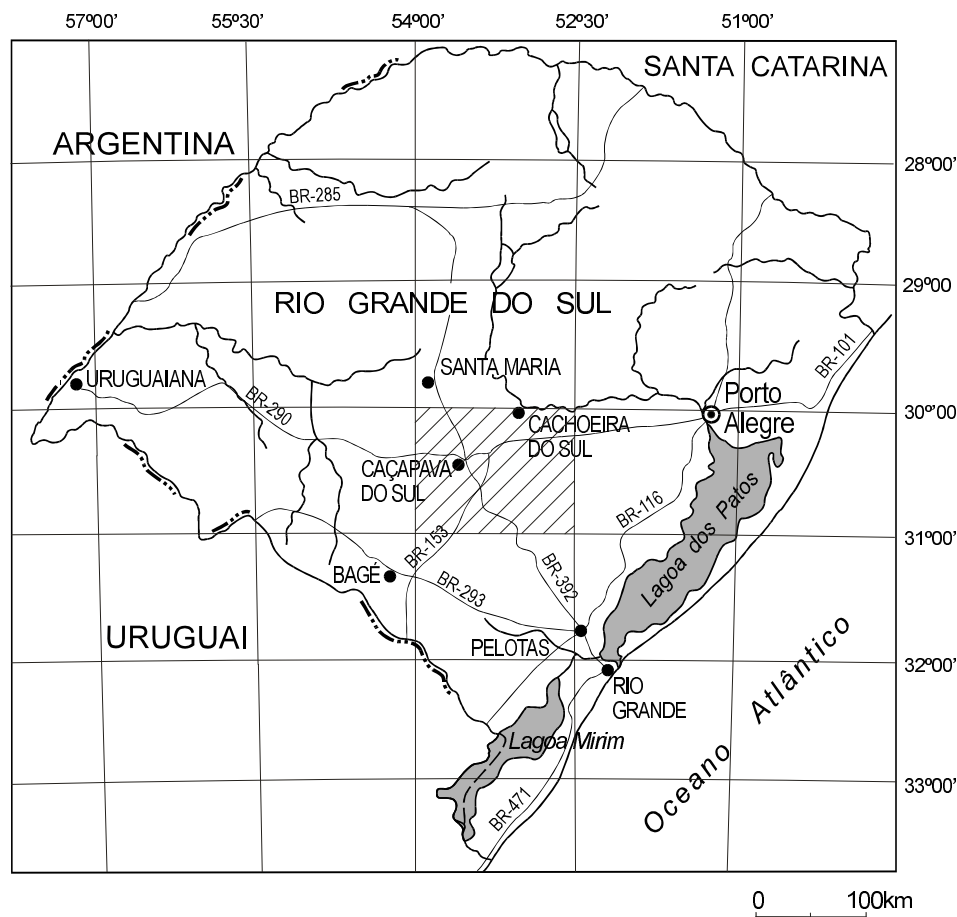


Figura 1.1 – Mapa de localização.

sulfetos em concentrados coletados pela Companhia Brasileira de Cobre – CBC sobre as seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares que circundam a Suíte Granítica Caçapava do Sul, foram elaborados mapas na escala 1:250.000 mostrando a distribuição dos minerais identificados, dos quais se extrairam as áreas anômalas representadas na Carta Metalogenética/Previsional.

A sistemática adotada para os trabalhos geofísicos consistiu no reprocessamento dos dados do Projeto Aerogeofísico Camaquã (Jackson *et al.*, 1973), resultando na geração dos mapas magnetométrico (campo total) e aerogamespectrométricos (de contagem total, dos canais de tório, potássio e urânio e das razões U/Th, U/K e Th/K). Foi ainda executado o adensamento da malha gravimétrica existente na Folha Cachoeira do Sul, com o levantamento de estações ao longo de estradas secundárias, com a finalidade de gerar o mapa *Bouguer* da folha para subsidiar o estabelecimento da compartimentação tectônica.

Os trabalhos de cadastro mineral tiveram sua ênfase dirigida para os materiais de construção civil

(areia, argila e granito), não contemplados na Carta Metalogenética/Previsional anteriormente publicada (Camozzato, 1987).

Além dos técnicos responsáveis pelo levantamento geológico/metalogenético da Folha Cachoeira do Sul, geólogos Carlos Alfredo Porcher e Ricardo da Cunha Lopes, participaram de sua execução os seguintes geólogos da CPRM: Gilberto Emílio Ramgrab (Carta Metalogenética/Previsional e texto do capítulo Geologia Econômica e Metalogenia), Carlos Antonio Grazia (prospecção aluvionar), Antonio Flávio Uberti Costa (CPRM/UFRGS – geofísica), Pércio de Moraes Branco (cadastro mineral), Eduardo Camozzato (Bacia do Camaquã – participação especial em trabalhos de campo), Andrea Sander (análises petrográficas) e Flávio Wolff (DEGEO – análises petrográficas). Os técnicos de mineração Eraldo Guidugli Machado e Edegar dos Santos Dias foram responsáveis pela coleta de concentrados de bateia. Contou-se ainda com a participação especial dos seguintes professores da UFRGS: Luis Alberto D'Ávila Fernandes (trabalhos de campo e texto do capítulo Geologia Estrutural); Carla Cristine Porcher (trabalhos de campo na região de

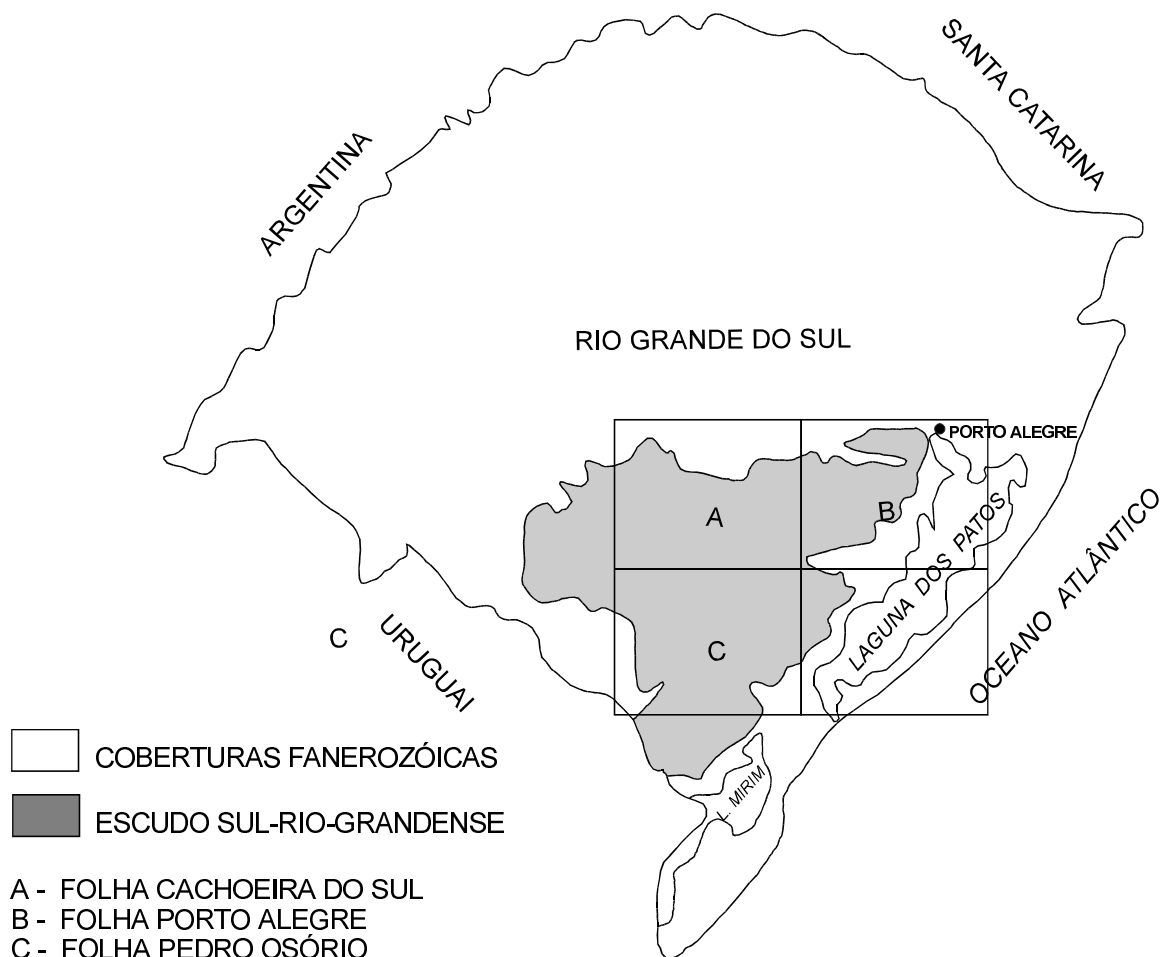


Figura 1.2 – Localização das folhas do Subprograma Mapeamento Geológico 1:250.000 em relação ao Escudo Sul-Rio-Grandense.

Santana da Boa Vista e texto da Geologia Estrutural – Faixa Porongos); Evandro Fernandes de Lima, Breno Leitão Waichel e Eduardo Rüter (análises petrográficas); e da UNISINOS: Paulo Sérgio Gomes Paim (trabalhos de campo na Bacia do Camaquã) e Karin Goldberg (análises petrográficas de rochas sedimentares das bacias do Camaquã e Piquiri).

## 1.2 Localização e Acesso

A Folha Cachoeira do Sul está situada na porção centro-meridional do Estado do Rio Grande do Sul, sendo delimitada pelos paralelos 30°00' e 31°00' de latitude sul e pelos meridianos 52°30' e 54°00' de longitude oeste de Greenwich (figura 1.1). Ocupa uma área de aproximadamente 15.800km<sup>2</sup>, na qual estão localizadas as sedes dos municípios de Cachoeira do Sul, Caçapava do Sul, Encruzilhada

do Sul, São Sepé, Lavras do Sul, Santana da Boa Vista e Vila Nova do Sul. Abrange ainda pequenas áreas dos municípios de Rio Pardo, Pantano Grande, Canguçu, Piratini, Pinheiro Machado, Bagé, Dom Pedrito, São Gabriel, Santa Margarida do Sul e Formigueiro (figura 1.4).

O acesso à região é feito pelas seguintes rodovias federais e estaduais asfaltadas: BR-290 (Porto Alegre - Uruguaiana, passando por Vila Nova do Sul); BR-392 (Pelotas - Santa Maria, passando por Santana da Boa Vista e Caçapava do Sul); BR-153 (trechos Cachoeira do Sul - BR-290 e BR-290 - Bagé); RS-471 (Pantano Grande - Encruzilhada do Sul) e RS-357 (Caçapava do Sul - Lavras do Sul) (figuras 1.1 e 1.4). A região é ainda servida por uma malha rodoviária esparsa e sem pavimentação, mas de tráfego permanente na maior parte do ano, principalmente naquelas que ligam as sedes municipais.

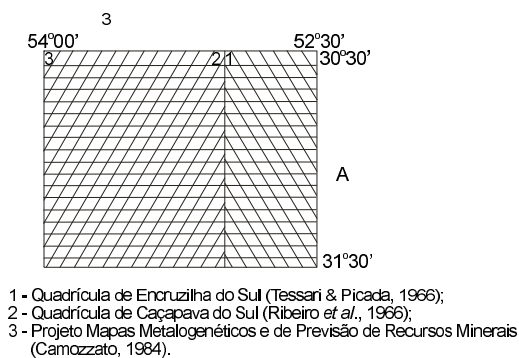


Figura 1.3 – Principais mapas geológicos utilizados na revisão e integração geológica da Folha Cachoeira do Sul: A - escala 1:250.000 e B - escalas 1:100.000 e 1:50.000.

### 1.3 Aspectos Socioeconômicos

A atividade econômica da região está fundamentada principalmente na agricultura e pecuária. Na atividade agrícola, representada predominantemente por culturas de subsistência em pequenas e médias propriedades, destaca-se a orizicultura praticada extensivamente no município de Cachoeira do Sul, aproveitando os terrenos aluvionares do rio Jacuí e seus tributários na região nordeste da folha. Em algumas regiões há ainda o desenvolvimento de atividades agrícolas mecanizadas, com o cultivo sazonal e alternado de soja, trigo, milho, sor-

go e azevém, as duas últimas para a alimentação de gado bovino. Nas áreas de relevo acidentado e solos pouco profundos, inadequados para agricultura e pecuária, têm sido implantados grandes reflorestamentos de *Pinus Elliotis* e, recentemente, acácia negra, distribuídos principalmente na região entre as cidades de Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista. A pecuária, representada por criação bovina e ovina, constitui importante atividade econômica dos municípios abrangidos na Folha Cachoeira do Sul, sendo, de maneira geral, praticada de forma extensiva sobre pastagens nativas. Apenas em poucas propriedades é desenvolvido o cultivo de pastagens artificiais e praticadas técnicas de seleção do rebanho animal.

A indústria extrativa mineral tem destaque principalmente na economia do município de Caçapava do Sul, no qual se situa o principal pólo produtor de calcário utilizado como corretivo de solo no Estado do Rio Grande do Sul, atendendo aproximadamente 80% da demanda do estado. No mesmo município estão situadas as minas de cobre, conhecidas como Minas do Camaquã, as quais tiveram suas atividades extrativas paralisadas em 1996, em face do esgotamento das reservas, acarretando sérias consequências para a economia municipal, tendo em vista que o setor mineral, até aquela época, era responsável por mais de 50% do PIB de Caçapava do Sul (Minas do Camaquã > 30% e calcário agrícola = 20%). Ainda merecem citação a extração de areia no rio Jacuí, de argila para cerâmica vermelha e de granito ornamental no município de Cachoeira do Sul, bem como a produção de calcário calcítico, utilizado principalmente na indústria de ração animal, no município de Vila Nova do Sul.

### 1.4 Clima, Fisiografia e Geomorfologia

O clima da região em que se situa a Folha Cachoeira do Sul é do tipo Cfa, caracterizado como chuvoso, de inverno frio e verão quente e com precipitações pluviométricas durante todo ano. Os valores da média anual de precipitações variam entre 1.300 e 1.600mm, de maneira geral bem distribuídas durante o ano, com índices um pouco maiores no período de junho a agosto. A temperatura média anual varia entre 16° e 19°C, com médias mínimas entre 12° e 13°C no mês de julho e médias máximas de 29° a 31°C em dezembro. Variações expressivas de temperatura são registradas entre o inverno, com mínimas de até -4°C, e o verão, em que as máximas alcançam até 40°C.

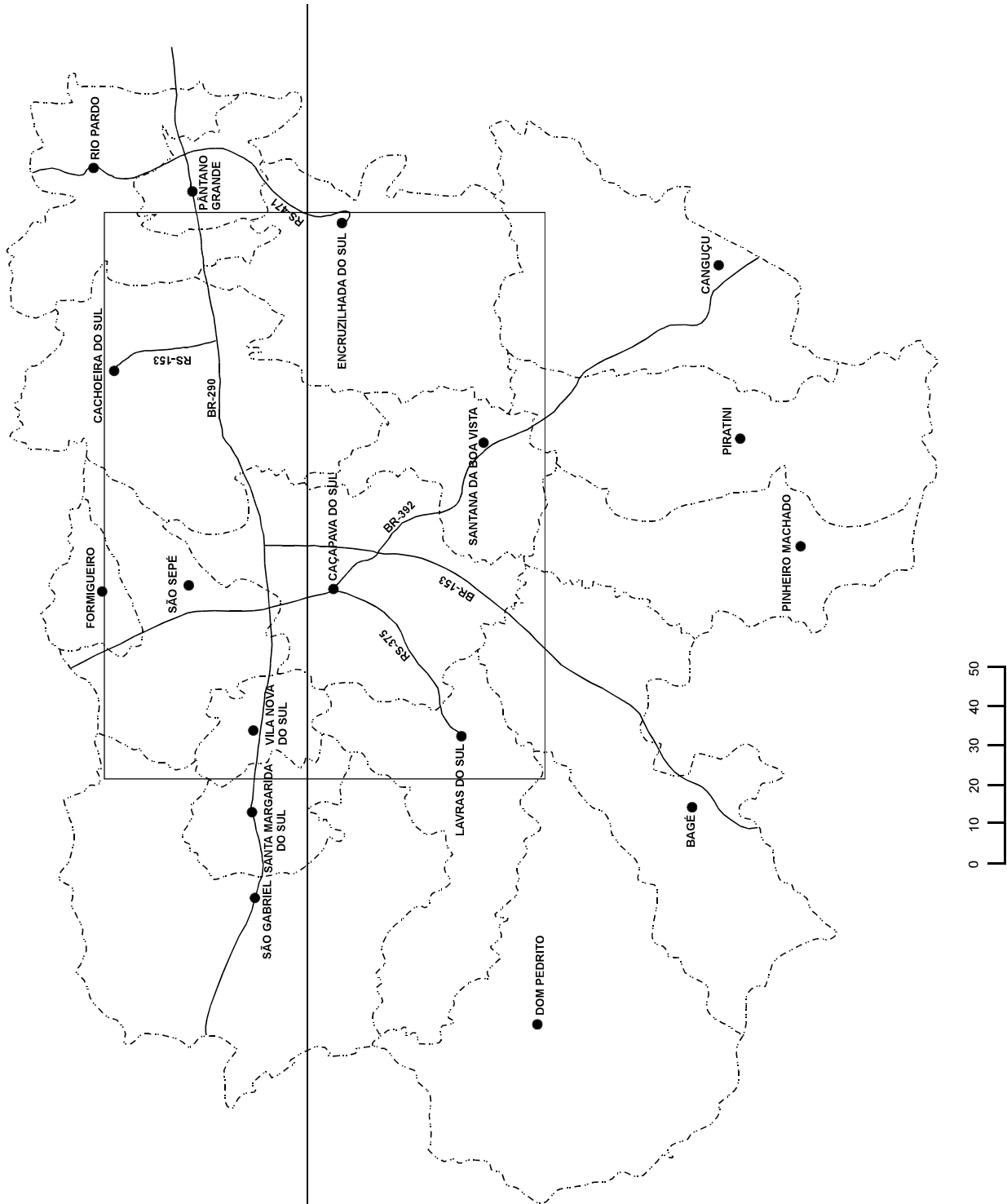


Figura 1.4 – Municípios abrangidos pela Folha Cachoeira do Sul.

Segundo o levantamento pedológico efetuado pelo Projeto RADAMBRASIL (Ker *et al.*, 1986) na Folha Cachoeira do Sul ocorrem solos litólicos distróficos e eutróficos e solos podzólicos, com distribuição subordinada de planossolos eutróficos associados às várzeas do rio Jacuí e seus tributários.

Os solos litólicos constituem a classe dominante na área de exposição do Escudo Sul-Rio-Grandense. São geralmente rasos e pouco desenvolvidos, com um horizonte A assentado sobre um horizonte C pouco espesso, ou diretamente sobre rocha. Sua utilização é restringida pela pequena espessura e pelo relevo, bem como pela pedregosidade e presença de afloramentos rochosos, destacando-se seu aproveitamento para pastagens naturais e para culturas de subsistência.

Os solos podzólicos estão representados principalmente na área em que ocorre a seqüência sedimentar da Bacia do Paraná, distinguindo-se as classes vermelho escuro álico ou distrófico e bruno-acinzentado planossólico eutrófico. Os primeiros, desenvolvidos principalmente sobre arenitos e siltitos dos grupos Rosário do Sul e Guatá, em áreas de relevo suave, são geralmente profundos e com horizonte A moderado a proeminente. São utilizados para pastagens e cultivos sazonais, como soja e trigo. Os solos da classe bruno-acinzentado planossólico eutrófico são derivados principalmente de siltitos, argilitos e folhelhos do Grupo Passa Dois, com relevo plano a plano-ondulado, sendo aproveitados sobretudo para pastagens, apesar de sua suscetibilidade à erosão com desenvolvimento de ravinamentos.

Os solos da classe planossolo eutrófico são desenvolvidos sobre depósitos aluvionares. Em geral são mal a imperfeitamente drenados e caracterizados pela presença de um horizonte superficial eluvial arenoso sobreposto de maneira abrupta ao horizonte B de elevada concentração de argila. Na região de Cachoeira do Sul vêm sendo utilizados para o cultivo irrigado de arroz, em rotação com pastagens.

De acordo com o sistema de classificação fitogeográfica estabelecido pelo Projeto RADAMBRASIL (Teixeira & Coura Neto, 1986), a área da Folha Cachoeira do Sul abrange predominantemente a região fitoecológica da Savana, dividida nas formações Savana Arbórea Aberta, Savana Parque e Savana Gramíneo-lenhosa. A formação Savana Arbórea Aberta, representada apenas em pequena área a leste de Santana da Boa Vista, é composta por um estrato herbáceo, constituído de gramíneas, e um estrato

arbóreo espalhado de forma esparsa em áreas aplainadas, ou em agrupamentos nas áreas mais dissecadas, ou ainda como matas-galeria. A formação Savana Parque, implantada em áreas de relevo forte do Planalto Sul-Rio-Grandense, consiste em um estrato herbáceo sobre o qual se encontram distribuídas, de forma isolada ou pouco agrupada, espécies arbóreas ou grupos de arvoretas. A formação Savana Gramíneo-lenhosa ocupa áreas de relevo suave ondulado, implantado principalmente sobre as formações sedimentares gonduânicas, e é caracterizada por um tapete herbáceo, com predomínio de gramíneas, sobre o qual se encontra distribuído regular número de plantas lenhosas isoladas ou sob forma de capões. Grande parte dessa formação foi modificada por ação antrópica, com o desenvolvimento de atividade agropecuária.

A Folha Cachoeira do Sul, segundo os critérios adotados pelo Projeto RADAMBRASIL (Justus *et al.*, 1986), abrange parcialmente duas regiões geomorfológicas: Planalto Sul-Rio-Grandense e Depressão Central Gaúcha (figura 1.5). O Planalto Sul-Rio-Grandense, esculpido sobre as unidades litológicas que compõem o Escudo Sul-Rio-Grandense, ocupa aproximadamente 80% da área da folha e é subdividido em duas unidades geomorfológicas. A unidade dos Planaltos Residuais Canguçu-Caçapava do Sul, correspondente aos relevos mais elevados, em torno de 400m, caracteriza-se por um relevo dissecado em forma de colinas, ocorrendo ainda áreas de topo plano ou ainda incipientemente dissecadas, remanescentes de antiga superfície de aplainamento. O setor leste dessa unidade geomorfológica constitui o divisor de águas entre as bacias hidrográficas dos rios Jacuí e Camaquã, o qual, fluindo de oeste para leste na porção sul da folha, constitui o principal eixo de drenagem do Planalto Sul-Rio-Grandense. A unidade geomorfológica Planalto Marginal Rebaixado é uma superfície dissecada e rebaixada em relação aos relevos elevados dos planaltos residuais, com altitudes entre 100 e 200m.

A região geomorfológica Depressão Central Gaúcha, representada pela unidade geomorfológica Depressão do rio Jacuí, ocupa a porção norte da folha, abrangendo os terrenos da Bacia Sedimentar do Paraná. Estes terrenos, situados a sul dos rios Jacuí e Vacacaí, apresentam um relevo sem grandes variações altimétricas (entre 130 e 80m), marcado por colinas com vertentes suaves, interrompidas por depósitos de acumulação fluvial (terraços e planícies aluvionares) desenvolvidos pelos rios Jacuí, Vacacaí e seus tributários da margem direita.

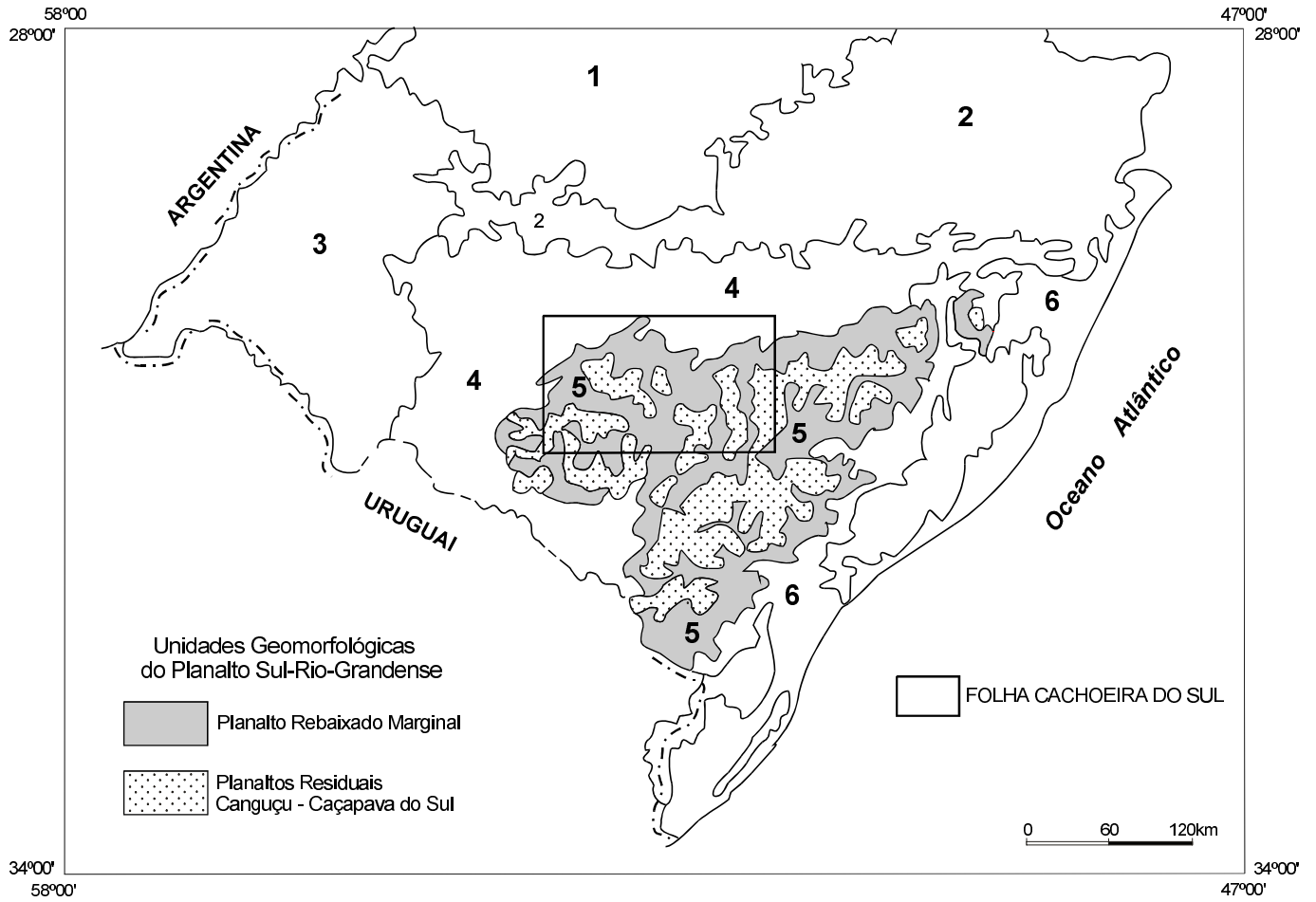


Figura 1.5 – Regiões geomorfológicas do Rio Grande do Sul: 1 - Planalto das Missões; 2 - Planalto das Araucárias; 3 - Planalto da Campanha; 4 - Depressão Central Gaúcha; 5 - Planalto Sul-Rio-Grandense; 6 - Planícies Costeira Interna e Externa. Unidades Geomorfológica do Planalto Sul-Rio-Grandense conforme legenda (adaptado de Justus et al., 1986).



# 2

---

## GEOLOGIA

### 2.1 Contexto Geológico Regional

A Folha Cachoeira do Sul abrange a porção centro-norte do Escudo Sul-Rio-Grandense, o qual está inserido no segmento sul da Província Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977). No Estado do Rio Grande do Sul esta província limita-se a leste com a Província Costeira e a norte e oeste com a Província Paraná (figura 2.1). Na Província Costeira estão representados sedimentos cenozóicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, cuja evolução foi condicionada por uma seqüência de eventos transgressivo-regressivos relacionados aos processos glacio-eustáticos iniciados ao final do Terciário (Ramgrab *et al.*, 1997). A Província Paraná compreende formações sedimentares depositadas desde o Permiano até o Jurássico, sobrepostas e/ou intrudidas por rochas relacionadas ao magmatismo Serra Geral, de idade cretácica.

O Escudo Sul-Rio-Grandense congrega associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, de idade, origem e evolução diversas, distribuídas num complexo arranjo tectono-estratigráfico, controlado por lineamentos regionais NE-SW e NW-SE, que segmentam este escudo. A constatação de que os diferentes compartimentos tectônicos da porção meridional da Província Mantiqueira apresentam associações petrotec-

tônicas distintas (Ribeiro e Fantinel, 1978; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982a) alicerçaram modelos de evolução geológica elaborados com base na teoria da tectônica de placas (Fragoso Cesar, 1980 e 1991; Fragoso Cesar *et al.*, 1982b; Jost, 1981; Issler, 1982 e 1983; Soliani Jr., 1986; Tommasi & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1992a). Presentemente é consensual que a evolução do escudo é resultante de colagem orogênica de ambientes geotectônicos distintos, constituídos de associações de rochas específicas, embora os modelos apresentados sejam divergentes quanto a seus aspectos genético-evolutivos.

Chemale Jr. *et al.* (1995b), com base em determinações radiométricas pelo método U/Pb em zircão, caracterizaram quatro unidades geotectônicas (figura 2.2): 1) Complexo Granulítico Santa Maria Chico – constituído de gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses máficos, anortositos, ultramafitos e rochas supracrustais metamorizadas na fácies anfibolito a granulito, de idade paleoproterozóica; 2) Cinturão Vila Nova – congrega gnaisses tonalíticos a monzograníticos com intercalações de anfibolitos, ultramafitos e mármore da fácies anfibolito, do Grupo Cambaí; rochas metavulcano-sedimentares, justapostas a rochas máfico-ultramáficas, metamorizadas na fácies xisto-verde a anfibolito; e corpos básico-ultrabásicos estratiformes, reunidos no Super-

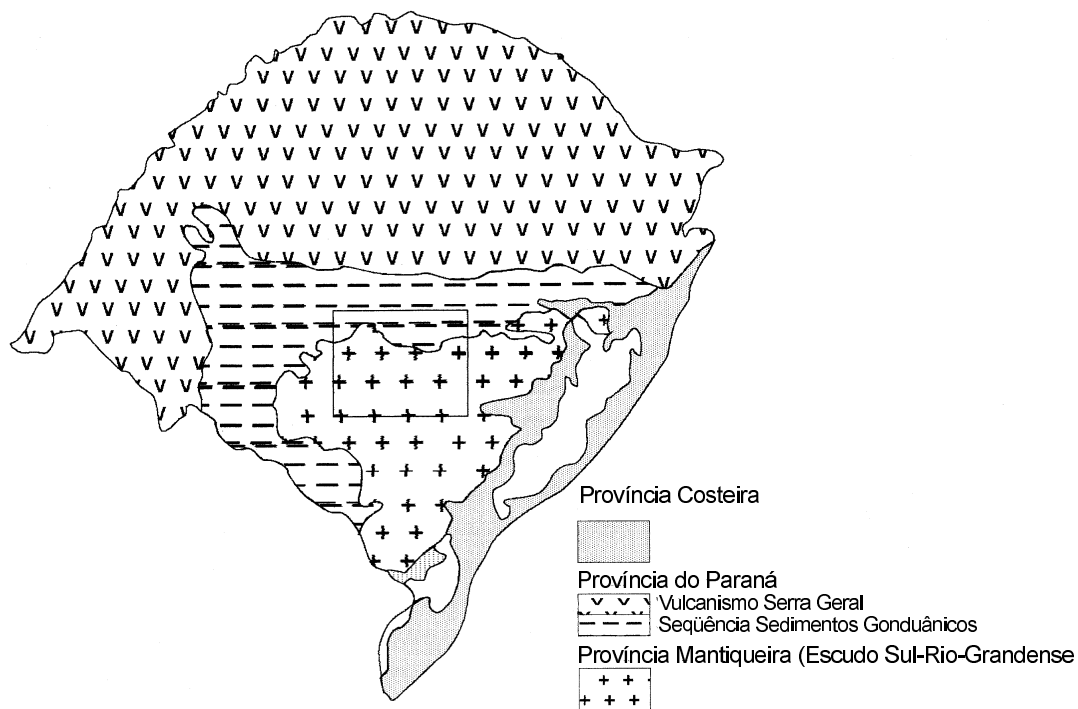


Figura 2.1 – Províncias geológicas do Estado do Rio Grande do Sul.

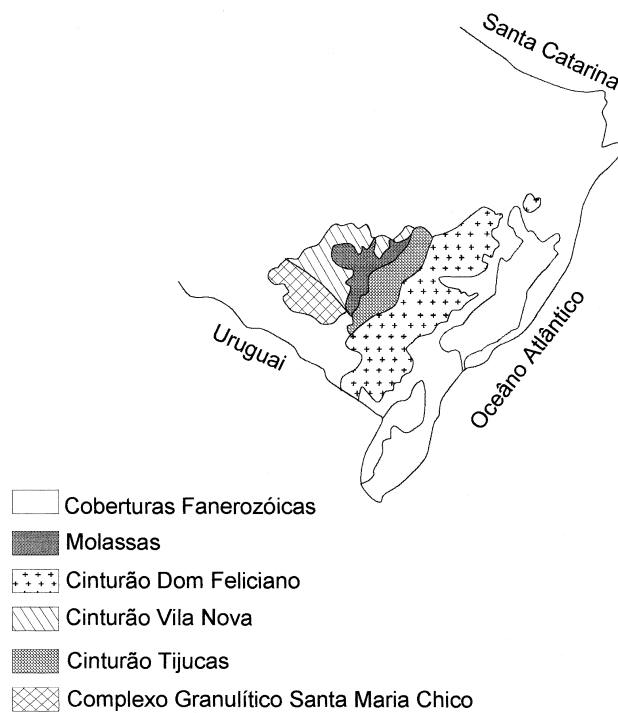


Figura 2.2 – Unidades geotectônicas do Estado Sul-Rio-Grandense segundo Chemale et al. (1995b).

grupo Vacacaí. Essa associação petrotectônica seria resultante de adição juvenil no Neoproterozóico e teria sido deformada pelo Evento São Gabriel (750-700Ma); 3) Cinturão Tijucas – compreende rochas supracrustais do Grupo Porongos, da fácies xisto-verde a anfibolito, estruturalmente sobrepostas aos Gnaisses Encantadas de idade paleoproterozóica. Dados U/Pb em zircão para metavulcânicas do Grupo Porongos forneceram uma idade mínima de 1.400Ma (Orlandi F<sup>o</sup>, 1990), mas sua deformação é atribuída ao Evento Dom Feliciano; e 4) Cinturão Dom Feliciano – constituído de rochas pré-brasilianas (Gnaisses Chanã e Anortosito Capivarita) e uma associação de gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Pinheiro Machado, gerados e deformados no Evento Dom Feliciano, com pico tectono-metamórfico principal em torno de 600Ma. Segundo os mesmos autores, à exceção dos terrenos granulíticos Santa Maria Chico, provavelmente gerados no Arqueano e metamorfizados no Paleoproterozóico, as demais unidades foram geradas e/ou intensamente deformadas no Ciclo Brasileiro, dominado por dois eventos tectônicos principais: São Gabriel e Dom Feliciano, com picos tectono-metamórficos entre 753 e 704Ma e em torno de 600Ma, respectivamente.

Fernandes *et al.* (1995b) propõem que o Cinturão Dom Feliciano, congregando os cinturões Vila Nova, Tijucas e Dom Feliciano *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995b), constitui o registro catazonal de um antigo orógeno, gerado pela colagem orogênica resultante da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari durante o Neoproterozóico. Reconhecem, de leste para oeste, quatro associações petrotectônicas (figura 2.3): 1) Arco Magmático I – constituído por rochas graníticas calcálicas deformadas e metamorfizadas em alto grau, agrupadas nos complexos gnáissicos Arroio dos Ratos, intrusivo em paragnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, e Piratini; 2) Associação do Embasamento Retrabalhado – compreendendo gnaisses do embasamento paleoproterozóico (Gnaisses Encantadas) e granitos milonitizados tectonicamente intercalados em rochas supracrustais metamorfizadas (Complexo Metamórfico Porongos); 3) Arco Magmático II – composto por granitóides orogênicos (Complexo Cambai), rochas máfico-ultramáficas e uma seqüência de rochas supracrustais metamorfizadas (Seqüência Metamórfica Vacacaí); e 4) Cráton Rio de La Plata – representado pelo Complexo Granulítico Santa Maria Chico.

Manifestações tardias do Ciclo Brasileiro estão representadas por coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares que constituem os depósitos

da Antefossa Molássica (Fragoso Cesar, 1980), Cilha Molássica do Sudeste (Jost & Hartmann, 1984) ou Seqüências Paraplataformais (Horbach *et al.*, 1986). Chemale Jr. *et al.* (1995b) consideram que as seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares, depositadas sobre o Embasamento Paleoproterozóico e sobre o Cinturão Vila Nova, bem como o plutonismo associado, foram gerados imediatamente após o término da principal fase tectônica do Evento Dom Feliciano. A porção inferior dessas seqüências teria sido depositada em um regime tectônico de empurrão, enquanto as seqüências estratigráficas intermediária e superior estariam relacionadas a um regime transtensional. Por sua vez, Fernandes *et al.* (1995d) consideram a seqüência sedimentar da Bacia do Piquiri como resultante de deposição em bacias formadas por movimentos transcorrentes.

## 2.2 Dados Geofísicos

A recente disponibilidade de mapas aeromagnetométricos integrados da 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. A magnetometria, como apontado por Haralyi & Hasui (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 desta porção do escudo, o qual permite caracterizar três domínios magnéticos distintos quanto ao relevo, intensidade do campo magnético total e orientação dos eixos magnéticos. Estes 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.*, 1995a).

O Domínio Ocidental (W) apresenta um relevo magnético caracterizado por grandes anomalias alongadas com direções N30°-45°E, que vão se encurvando com tendência ao paralelismo em relação ao lineamento N30°E que limita este domínio do Domínio Central (C). Em termos geológicos, este limite separa os xistos e granitos da região de Caçapava do Sul, a oeste, das seqüências vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã, a leste. A provável causa desse padrão magnético na porção norte do domínio são as rochas vulcânicas andesíticas da Formação

Hilário, enquanto as rochas básicas metamorizadas da Formação Cerro da Mantiqueira 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 esta região como um subdomínio distinto. A cobertura aeromagnetométrica limitada ao meridiano de 54°W, não permite maiores inferências quanto à compartimentação tectônica neste domínio, o qual compreende unidades do Cinturão Vila Nova (Chemale Jr. *et al.*, 1995b) e/ou a Associação do Arco Magmático II (Fernandes *et al.*, 1995b) e do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979).

O Domínio Central (C), representado por um relevo magnético pouco acentuado, abrange associações de rochas distintas, como o Complexo Metamórfico Porongos e os Gnaisses Encantadas. Afloram ainda, na porção leste deste domínio, metapelitos e mármore da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita e o Anortosito Capivarita, intrudidos por granitóides calcialcalinos (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos) que, apresentando tramas orientadas E-W, foram retrabalhados pelas zonas de cisalhamento transcorrente NE (Fernandes *et al.*, 1992a). Este domínio, inclui também as rochas graníticas do Complexo Encruzilhada do Sul e as unidades sedimentares e vulcânicas da Bacia do Ca-

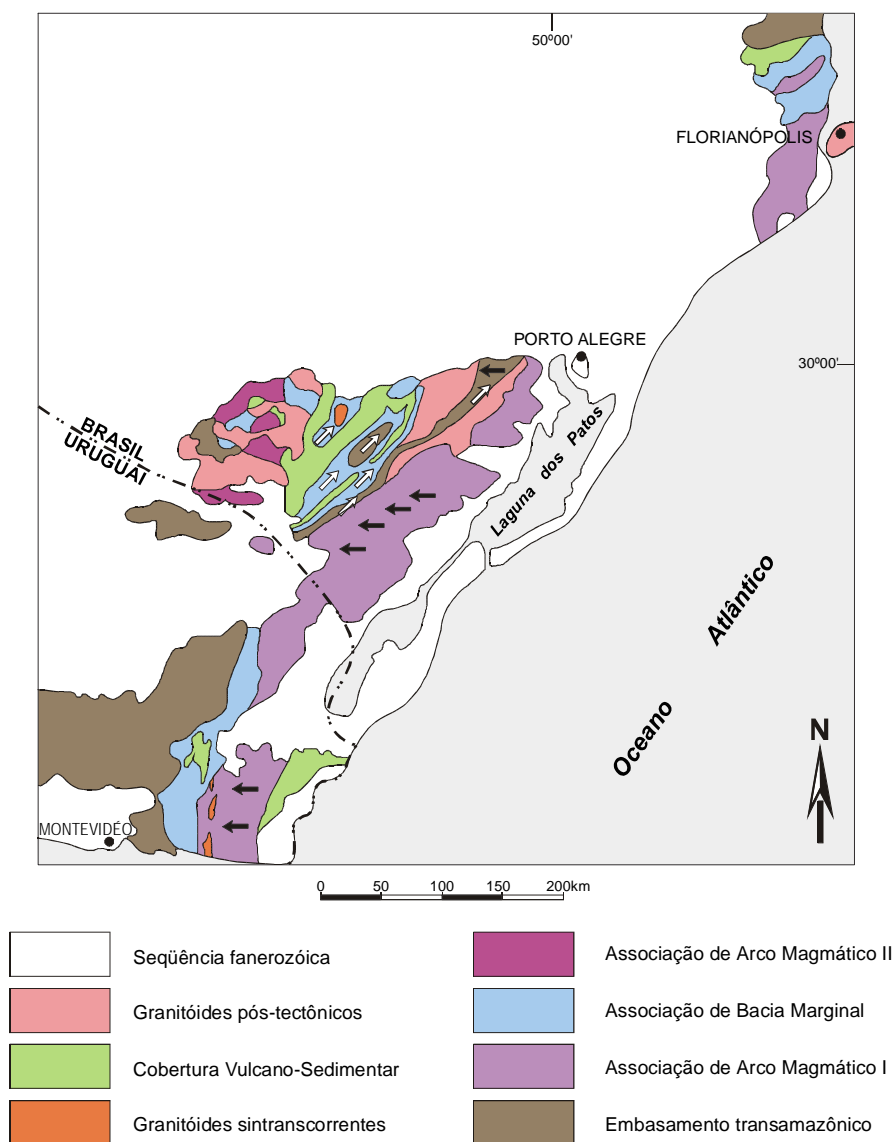


Figura 2.3 – Esboço simplificado das associações petrotectônicas dos escudos Sul-Rio-Grandense, Catarinense e Uruguaio, segundo Fernandes *et al.* (1995b).

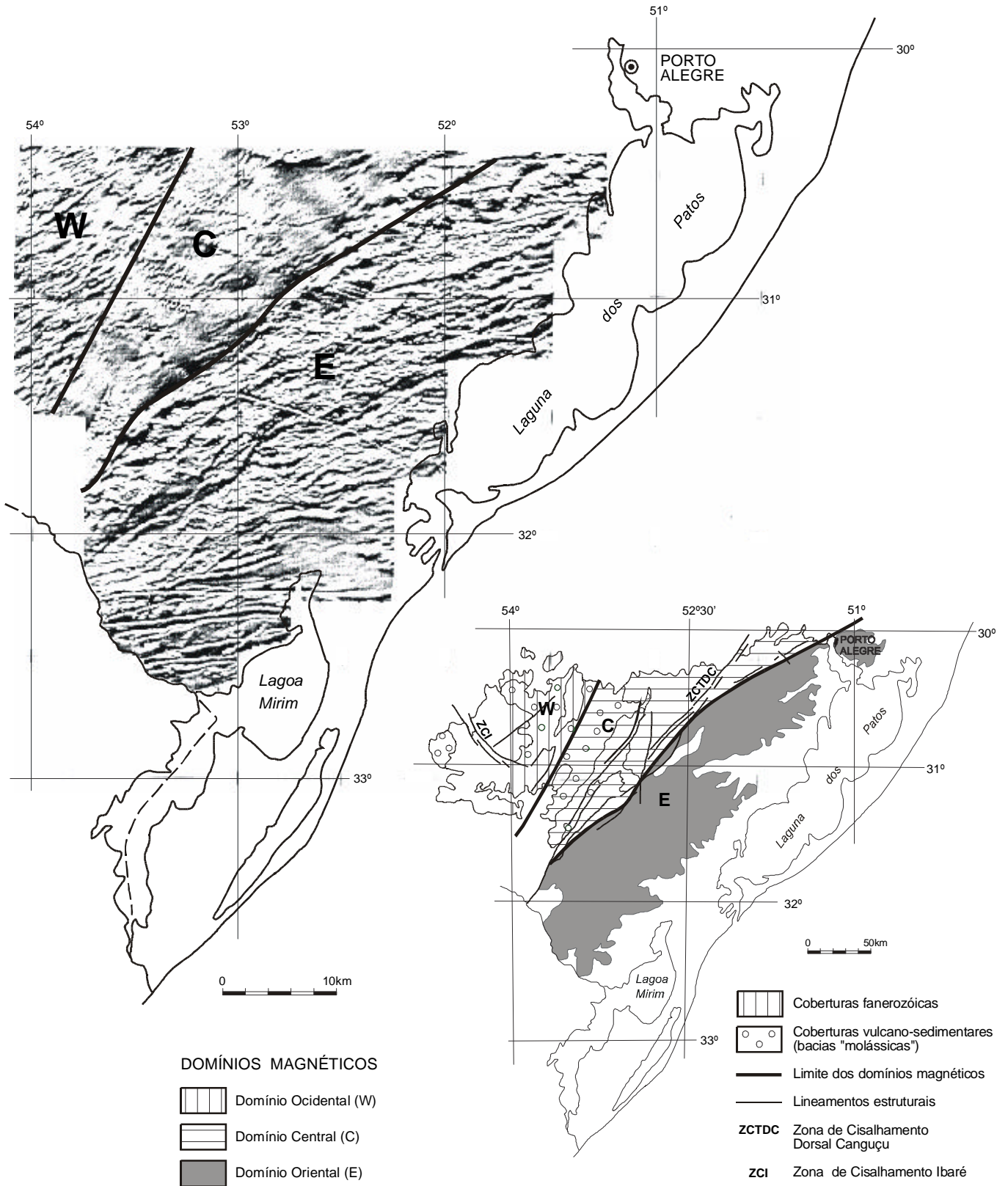


Figura 2.4 – Mapa de pseudo-iluminação do relevo magnético do Escudo Sul-Rio-Grandense e sua compartimentação em domínios magnéticos.

maquã, as quais aparentemente não influenciam o relevo magnético transparente, o qual deve refletir exclusivamente o padrão magnético das unidades mais antigas. O Domínio Central corresponde ao Cinturão Tijuca *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995b), incluindo ainda as unidades pré-brasilianas do Cinturão Dom Feliciano (Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Anortosito Capivarita) dos referidos autores, e à Associação do Embasamento Retrabalhado, de Fernandes *et al.* (1995b).

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, este 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. Este alinhamento magnético principal se ajusta com o limite entre blocos gravimétricos definido por Costa *et al.* (1995a), e é interpretado como a "cicatriz" da sutura entre unidades tectono-geológicas que compõem uma colagem orogênica.

O Domínio Oriental (E) caracteriza-se por um relevo magnético acentuado, evidenciado pela alta densidade de anomalias lineares, curtas ou alongadas, paralelas ou onduladas, com direção predominante 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 de orientação N70°E podem representar as direções estruturais da trama principal dessas associações de rochas (Tommasi *et al.*, 1992; Costa & Caldasso, 1994), as zonas de cisalhamento transcorrentes parecem ser responsáveis pelo seu deslocamento ao longo das anomalias de direção N40°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 responsáveis 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.*, 1997)

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 ao Cinturão Dom Feliciano *sensu* Chemale Jr. *et al.* (1995b).

## 2.3 Estratigrafia

A área da Folha Cachoeira do Sul abrange associações de rochas relacionadas ao Escudo Sul-Rio-Grandense, incluindo as seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares que preenchem calhas tectônicas, referidas como bacias do Camaquã e Piquiri, e a Bacia do Paraná, além de depósitos cenozóicos, cuja distribuição e ordenamento estratigráfico está sistematizado nas figuras 2.5 e 2.6.

O escudo, com base na compartimentação geofísica descrita no item anterior, associada à distribuição das diversas associações petrotectônicas, foi dividido em três domínios geológicos com características litológicas, de metamorfismo e de deformação distintas: 1) Domínio Ocidental, abrangendo gnaisses e metaultramafitos do Complexo Cambaí, o Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico e a Seqüência Metamórfica Vacacaí, além de granitóides sintranscorrentes a pós-tectônicos, registrando-se ainda corpos básico-ultrabásicos estratiformes; 2) Domínio Central, congregando unidades paleoproterozóicas (Gnaisses Encantadas, Granitos Miloníticos Santana da Boa Vista, complexos Metamórfico Várzea da Capivarita e Gnáissico Arroio dos Ratos), meso ou neoproterozóicas (Complexo Metamórfico Porongos) e granitóides sintranscorrentes e tardi a pós-tectônicos em relação ao evento de deformação longitudinal transcorrente; e 3) Domínio Oriental, reunindo terrenos granito-gnáissicos, granitóides sintranscorrentes e pós-tectônicos. No quadro estratigráfico adotado (figura 2.6) o ordenamento das unidades pré-cambrianas está organizado em colunas independentes para cada domínio geológico, conforme concepção já apresentada por Ramgrab *et al.* (1997) para a Folha Porto Alegre.

A maior área de exposição de coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares sobrepostas ao Escudo Sul-Rio-Grandense ocorre na Folha Cachoeira do Sul. Esses depósitos distribuem-se nos domínios Ocidental e Central, constituindo as bacias do Camaquã e do Piquiri, com registros sedimentares e vulcânicos que se estendem do Neoproterozóico ao Ordoviciano. Várias colunas estratigráficas têm sido propostas para essas unidades, com



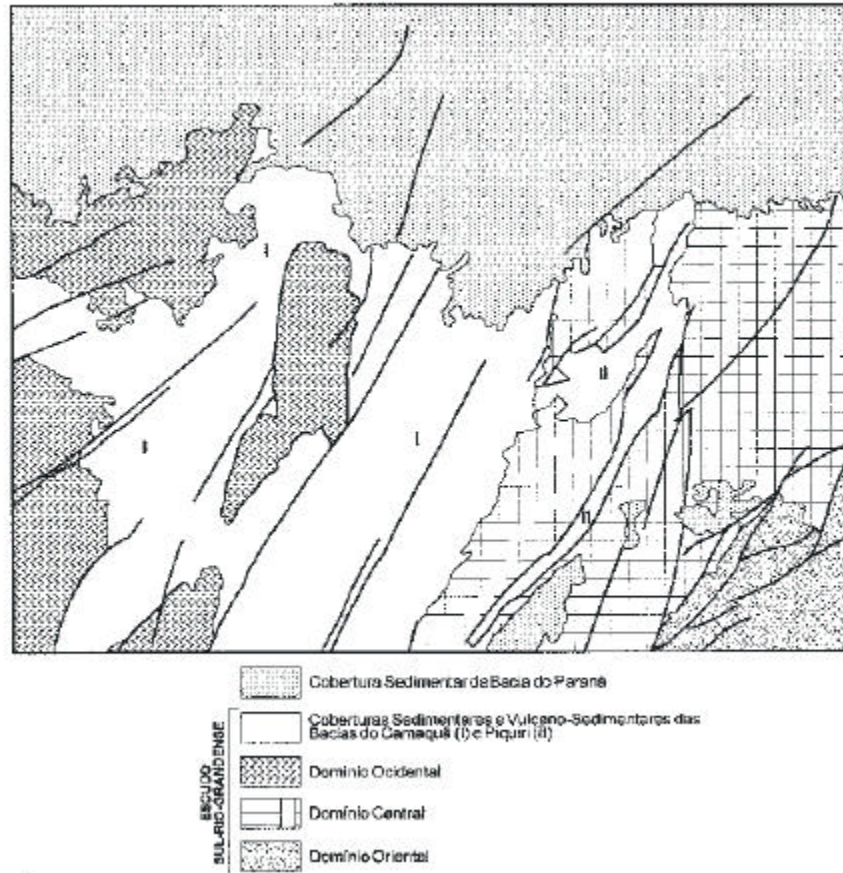


Figura 2.5 – Domínios tectono-geológicos na Folha Cachoeira do Sul.

base em conceitos litoestratigráficos (e.g. Robertson, 1966; Ribeiro *et al.*, 1966; Ribeiro & Fantinel, 1978; Santos *et al.*, 1978; Fragozo Cesar *et al.*, 1985), ou de estratigrafia de seqüências (e.g. Leites *et al.*, 1990; Paim, 1994; Paim *et al.*, 1995). No presente trabalho, em função das observações de campo e da análise dos dados de pesquisas anteriores, é proposto um novo ordenamento estratigráfico para essas coberturas, conforme apresentado na figura 2.6 e detalhado no item 2.3.4.

As formações sedimentares gonduânicas, que ocupam predominantemente a porção norte da folha, não foram objeto de investigações, sendo mantida com pequenas modificações a cartografia geológica apresentada por Aboarrage & Lopes (1986). A coluna litoestratigráfica utilizada por esses autores corresponde a uma versão simplificada da divisão litoestratigráfica proposta por Schneider *et al.* (1974), de uso consagrado para a Bacia do Paraná. Por sua vez, as rochas sedimentares da porção sudeste da folha, anteriormente definidas como For-

mação Caneleiras (Tessari & Picada, 1966), foram integradas a esta coluna e correlacionadas às formações Santa Maria e Botucatu, essa última sobreposta por derrames da Formação Serra Geral.

As coberturas cenozóicas estão representadas por depósitos aluvionares, com distribuição mais expressiva sobre as formações sedimentares gonduânicas, e depósitos atribuídos ao tércio-quaternário.

### 2.3.1 Domínio Ocidental

O Domínio Ocidental, ocupando a região oeste da Folha Cachoeira do Sul, corresponde ao Bloco São Gabriel da Província Mantiqueira no Estado do Rio Grande do Sul (Chemale *et al.*, 1995a), ou ao Cinturão Vila Nova (Chemale *et al.*, 1995b), ou ainda à porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.*, 1995b). Esta região, inicialmente considerada como parte do Cráton Rio de La Plata, que compreenderia terrenos granito-gnáissicos associados a cinturões vulcano-sedimentares (Fra-

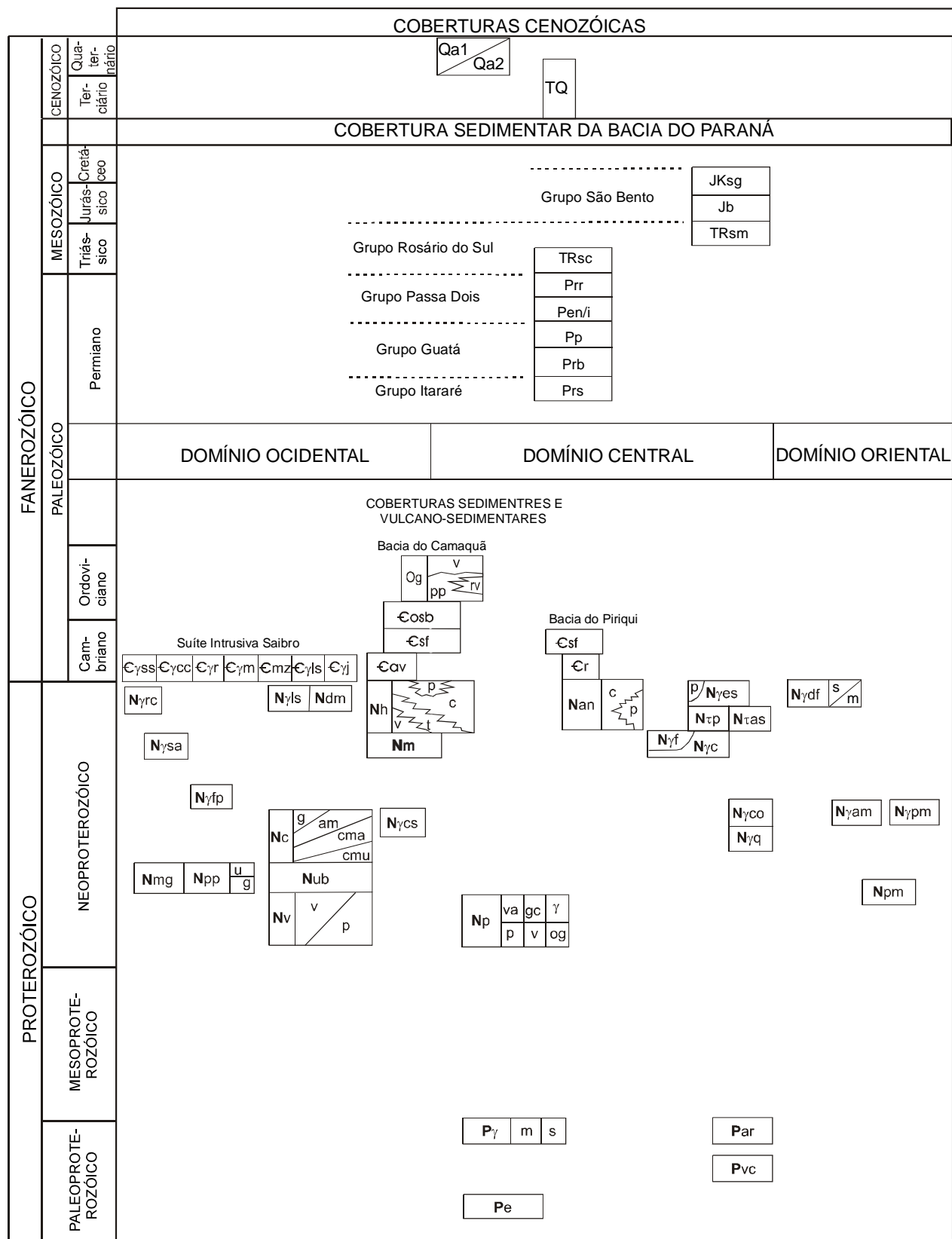


Figura 2.6 – Litoestratigrafia proposta para a Folha Cachoeira do Sul.



goso Cesar, 1980), foi posteriormente interpretada como um arco-de-ilhas intra-oceânico (Fragoso Cesar, 1991).

Chemale *et al* (1995b) consideraram o Cinturão Vila Nova como uma das poucas áreas de acreção crustal juvenil e o dividiram no Supergrupo Vacacaí (rochas vulcano-sedimentares metamorizadas e dobradas, justapostas a rochas máfico-ultramáficas) e Grupo Cambaí (ortognaisses com intercalações de anfíbolitos, metaultramáficas e mármore). Relacionaram a geração dessas rochas a um contexto de litosfera oceânica, formada provavelmente ao final do Mesoproterozóico ou início do Neoproterozóico, as quais foram intensamente deformadas durante o Ciclo Brasileiro, principalmente no Evento orogênico São Gabriel (750-700Ma) e posteriormente no Evento Dom Feliciano (600Ma), conforme definidos por esses autores.

No modelo evolutivo do Cinturão Dom Feliciano, proposto como o registro catazonal de um orógeno neoproterozóico que abrange a maior parte do Escudo-Sul-Rio-Grandense, Fernandes *et al.* (1995b) reconheceram na sua porção ocidental uma associação de arco magmático (Associação de Arco Mágmatóico II) e ofiolitos relacionados, e uma associação de bacia marginal, respectivamente correlacionáveis ao Grupo Cambaí e Supergrupo Vacacaí, de Chemale *et al.* (1995b).

O limite do Domínio Ocidental com o Domínio Central é definido por um lineamento magnético retilíneo, denominado Sutura de Caçapava (Fernandes *et al.* 1995c), que em superfície é marcado por uma extensa falha de direção NE-SW que afeta as coberturas vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã sobrepostas. Neste domínio estão compreendidas rochas pertencentes ao Complexo Cambaí, ao Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico e à Seqüência Metamórfica Vacacaí e Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes, além de rochas plutônicas intrusivas, representadas por granitóides sintranscorrentes, tardi a pós-tectônicos e pós-tectônicos em relação ao evento tectônico transcorrente. Essas unidades são sobrepostas por seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares da Bacia do Camaquã e, ao norte, encobertas por rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

### 2.3.1.1 Seqüência Metamórfica Vacacaí (Nv)

A denominação Vacacaí foi introduzida na estratigrafia do Escudo Sul-Rio-Grandense, sob a hierarquia de formação, por Goñi *et al.* (1962) para designar associações de filitos, quartzitos, mármore,

anfíbolio xistos e clorita xistos, que juntamente com associações magnesianas agruparam no Grupo Porongos. Fragoso Cesar (1980) restringiu o termo Vacacaí às seqüências metamórficas de baixo a médio grau da porção oeste do escudo, reunindo metamorfitos vulcano-sedimentares e rochas básico-ultrabásicas. Na década de 80, em face da descontinuidade física de exposição desses metamorfitos, passaram a ser utilizadas as seguintes denominações estratigráficas locais: Complexo Bosseroca, Complexo Passo Feio, Metamorfitos Arroio da Porteira, Complexo Marmeleiro, Maciço Máfico-Ultramáfico Cerro da Mantiqueira, Complexo Palma, Complexo Batovi e Complexo Ibaré. Chemale Jr. *et al.* (1995b) retornam à utilização do termo Vacacaí, com hierarquia de supergrupo, no qual reúnem unidades máfico-ultramáficas justapostas a seqüências de rochas supracrustais metamorizadas.

Neste relatório considera-se que, na área abrangida pela Folha Cachoeira do Sul, a Seqüência Metamórfica Vacacaí é constituída por duas associações: 1) rochas metassedimentares, anteriormente agrupadas no Complexo Passo Feio (Bitencourt, 1983) e na Seqüência Metamórfica Arroio da Porteira (Ramgrab & Wildner, no prelo); e 2) rochas vulcânicas metamorizadas, localmente denominadas Seqüência Campestre (Koppe *et al.*, 1985) e *Pillow Lavas* do Arroio Mudador (Macedo *et al.*, 1978). A Seqüência Metamórfica Vacacaí é limitada principalmente por coberturas vulcano-sedimentares não metamórficas e é intrudida por granitóides sintranscorrentes, tardi a pós-tectônicos e pós-tectônicos. Na região noroeste de sua área de exposição faz contato com o Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico, o qual está tectonicamente sobreposto às rochas metavulcano-clásticas.

A Associação Metassedimentar (Nvp) ocorre em uma faixa de orientação variável entre N-S e NE-SW, que se inicia a norte da Suíte Granítica Caçapava do Sul e se estende até o extremo-sul da Folha Cachoeira do Sul, prolongando-se pela Folha Pedro Osório onde inflete para uma direção E-W, formando um arco com concavidade voltada para norte, retornando à folha ora descrita em sua extremidade sudoeste. Nas proximidades do rio Camaquã a continuidade da faixa de metamorfitos é interrompida pela presença de coberturas vulcano-sedimentares, que separam as áreas anteriormente individualizadas como Complexo Passo Feio, a norte, e Associação Metamórfica Arroio da Porteira, a sul. Entretanto, a ocorrência de rochas metassedimentares em meio

àquelas coberturas, aliada à semelhança de conteúdo litológico em ambas áreas, sugerem tratar-se de uma mesma unidade litoestratigráfica. Metamorfitos expostos em uma pequena área a oeste e noroeste do cruzamento entre as rodovias BR-290 e BR-392, onde ocorrem predominantemente clorita xistos, também são atribuídos à Associação Metassedimentar (Porcher *et al.*, 1995).

Na porção situada a norte do rio Camaquã esta associação é constituída predominantemente de metapelitos, com intercalações de lentes de mármore dolomítico associadas a rochas calcissilicáticas, além de quartzitos em volumes muito subordinados. As rochas metapelíticas compreendem xistos a clorita e/ou biotita, muscovita e teores variáveis de quartzo, contendo freqüentemente granada, cloritóide e/ou estaurolita. Apresentam coloração variável de cinza a esverdeada e, quando muito quartzosos, são cinza-escuros a pretos. A foliação metamórfica, marcada principalmente pelo alinhamento dos filossilicatos, varia de xistosidade à clivagem ardosiana nas rochas de granulação muito fina.

Os mármore dolomíticos, que ocorrem em maior volume a leste da Suíte Granítica Caçapava do Sul na forma de corpos lenticulares de dimensões variadas, apresentam coloração branco-amarelada, registrando-se ainda a presença de mármore pretos e róseos na porção sul da faixa que contorna a Suíte Granítica Caçapava do Sul. Rochas calcissilicáticas, representadas por biotita-carbonato xistos e quartzo-diopsídio gnaisses, estão associadas aos corpos carbonáticos, com os quais mostram contatos gradativos (Bitencourt, 1983). Essa autora ainda registra a ocorrência de anfibólio xistos, anfibólio gnaisses, anfibolitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, rochas magnesianas e rochas vulcânicas de composição riolítica a riodacítica metamorfizadas, além de rochas anquimeta-mórficas. Essas últimas, no presente trabalho, foram cartografadas como rochas vulcano-clásticas pertencentes à Formação Hilário, tendo em vista a similaridade de composição química com as rochas vulcânicas dessa formação, bem como a ausência de paragêneses diagnósticas de metamorfismo regional.

Na área situada a sul do rio Camaquã, os quartzitos puros passam a ter uma expressão volumétrica importante, constituindo bancos espessos intercalados nos metapelitos, enquanto os mármore dolomíticos têm presença bastante subordinada, registrando-se apenas um corpo de volume expressivo cadastrado por Szubert e Presotto, 1974.

O grau metamórfico atingido pela Associação Metassedimentar ainda é motivo de controvérsias.

Segundo Ribeiro (1970), o metamorfismo regional que afetou as rochas dessa associação é de baixo grau, tendo observado rochas de grau metamórfico mais elevado apenas nas proximidades das intrusões graníticas, onde descreveu a presença da fácies hornblenda cornubianitos. Ribeiro & Fantinel (1978) definem uma zonação para o metamorfismo regional, que varia da zona da clorita, amplamente dominante, até a zona da estaurolita, passando pelas zonas da biotita e da granada, em faixas dispostas transversalmente ao arroio Passo Feio. Por sua vez, Bitencourt (1983) caracterizou dois eventos metamórficos regionais, dos quais o mais antigo, evidenciado por feições microscópicas, é representado por paragêneses compatíveis com a fácies anfibolito; o segundo evento, relacionado à fase de deformação responsável pela xistosidade regional, é essencialmente retrogressivo e apresenta associações mineralógicas compatíveis com a fácies xisto-verde.

A Associação Metavulcânica (Nvv) da Sequência Metamórfica Vacacai está representada em duas áreas principais: na região entre o Cerrito do Ouro e o arroio Bossoroca, onde foi denominada Sequência Campestre (Koppe *et al.*, 1985); e a sul do Granito Caçapava do Sul, região em que foram caracterizadas as *Pillow Lavas* do Arroio Mudador por Macedo *et al.* (1978).

Na primeira área, essa associação é constituída predominantemente por rochas metavulcano-clásticas com intercalações subordinadas de rochas porfiriticas resultantes de derrames de lavas de composição andesítica. Esporadicamente ocorrem intercalações de rochas epiclásticas, representadas por metaconglomerados, metapelitos arenosos e metapelitos carbonosos.

Os termos vulcano-clásticos são constituídos por fragmentos de dimensões variando entre pó e lápili, com amplo domínio dos tufos a pó. Sua mineralogia essencial está representada por plagioclásio, intensamente epidotizado ou transformado em carbonato, sericita e clorita, e quartzo, ocorrendo como variedades minerais máficos pseudomorfizados por clorita, carbonato, opacos e epidoto. Os fragmentos lapilíticos são predominantemente juvenis e/ou conatos, ocorrendo eventualmente fragmentos acidentais de composição granítica.

Rochas petrograficamente classificadas como metandesitos e metadacitos são interpretadas como resultantes de derrames intercalados no pacote vulcano-clástico. São de coloração verde a verde-acinzentado, porfiriticas com fenocristais milimétricos de plagioclásio e quartzo, além de máfi-

cos totalmente transformados, envolvidos por uma matriz microgranular. Com base em dados químicos, Wildner (1990) determinou uma composição variável entre andesitos basálticos, andesitos e dacitos de afinidade calcialcalina para a associação metavulcânica.

As paragêneses minerais apresentadas pelos metamorfitos acima descritos são compatíveis com a fácies xisto-verde, zona da clorita, para o metamorfismo regional. Paragêneses indicativas de uma fácies metamórfica mais elevada são observadas apenas nas proximidades dos corpos graníticos pós-tectônicos, cuja intrusão gerou uma auréola de metamorfismo de contato. Assim, nas proximidades dos granitos São Sepé e Cerro da Cria ocorrem rochas cornubianíticas da fácies hornblenda *hornfels* e albita-epidoto *hornfels*.

Na área a sul da Suíte Granítica Caçapava do Sul a associação vulcânica está representada por metabasaltos e metaespilitos com estruturas ovaladas a arredondadas coalescentes de 15 a 40cm de diâmetro, características de derrames almofadados, primeiramente descritos por Macedo *et al.* (1978). Wildner & Lima (1994) mencionam a presença subordinada de diques de metadiabásio e pequenos corpos de metagabros e metaultramafitos intrusivos na seqüência efusiva, além de níveis de *chert* e depósitos epiclásticos.

Segundo Wildner e Lima (*op. cit.*) os dados químicos obtidos para as rochas vulcanogênicas de ambas áreas permitem a caracterização de um único evento magmático, em que a associação predominantemente vulcano-clástica seria produto de um vulcanismo aéreo explosivo, enquanto os metabasaltos e metaespilitos almofadados caracterizariam um vulcanismo subaquoso.

### 2.3.1.2 Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico (Nub)

As rochas básico-ultrabásicas pertencentes a esta unidade, denominada Seqüência Arroio Lajeado por Koppe *et al.* (1985) e Formação Cerro da Cruz por Chemale Jr. *et al.* (1995b), ocupam uma faixa alongada NE-SW com uma largura de até 4km, entre os granitos Ramada e São Sepé. A oeste limitam-se com os Gnaisses Cambaí, com os quais as relações de contato ainda não foram definidas, enquanto a leste, segundo Porcher *et al.* (1995), cavalga rochas vulcano-sedimentares da Seqüência Metamórfica Vacacaí. Corpos menores de metaultramafitos ocorrem tectonicamente imbricados em rochas metassedimentares a oeste de Caçapava

do Sul e a sul de São Sepé. Esta unidade está constituída de rochas ultrabásicas, amplamente dominantes, e rochas básicas, além de finos níveis carbonosos e de *metachert*.

As rochas metaultrabásicas estão representadas por corpos lenticulares de serpentinitos envolvidos por xistos magnesianos. Os serpentinitos são constituídos por uma massa de serpentina do tipo antigorita, na qual se observam núcleos reliquiares de olivina. Com base na composição química, Wildner (1990) considerou esses serpentinitos como resultantes da transformação de protólitos dunitico-harzburgíticos de complexos metamórficos peridotíticos. Os xistos magnesianos, cuja mineralogia está representada por serpentina, tremolita, talco, clorita e carbonatos em proporções variadas, observando-se termos com tendência monomineralica (clorititos, tremolititos, listwaeenitos), são resultantes de transformações metassomáticas dos protólitos ultrabásicos.

As rochas metabásicas estão representadas por termos gabróicos e anfibolitos de granulação fina. Os primeiros, de aspecto geralmente maciço, são de granulação média a grosseira e apresentam texturas granoblástica, porfiroblástica e nematoblástica. Mostram ainda texturas ígneas reliquiares identificadas por crescimento subofítico entre plagioclásio e anfibólio e por bandas submilimétricas de cristais de plagioclásio grosseiramente prismáticos. Wildner (*op. cit.*) classificou quimicamente os metabasitos como picritos subalcalinos de margem de placa.

Segundo este autor, o evento metamórfico que atingiu as rochas básico-ultrabásicas atingiu a fácies xisto-verde a anfibolito, retrogressivo à fácies xisto verde.

### 2.3.1.3 Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes

Na Folha Cachoeira do Sul esta unidade reúne três pequenos corpos, denominados Gabro Mata Grande, Maciço Pedras Pretas e Gabro Santa Catarina, que ocorrem na porção norte do Domínio Ocidental. O primeiro está situado no limite entre rochas dos complexos Cambaí e Metamórfico Básico-Ultrabásico, enquanto os demais estão geograficamente associados à Seqüência Metamórfica Vacacaí, sendo que o Maciço Pedras Pretas encontra-se quase que inteiramente envolvido por granitóides pós-tectônicos.

O Gabro Mata Grande (Nmg), com uma área de aproximadamente 6km<sup>2</sup>, foi descrito por Issler *et al.* (1967) e por Rêgo *et al.* (1994), principalmente

quanto aos seus aspectos petrográficos e petrogenéticos. Neste corpo ocorrem predominantemente rochas gabróicas, registrando-se subordinadamente a presença de ultramafitos. As rochas gabróicas, de cor cinza escura e granulação variável de média a grossa, apresentam aspecto maciço e homogêneo, mostrando esporadicamente feições sugestivas de um bandamento magmático. Segundo Rêgo *et al.* (*op. cit.*) predominam olivina leucogabro-noritos, ocorrendo subordinadamente anortositos, leucotroctolitos e peridotitos. À semelhança de Issler *et al.* (1967), destacam como feição textural marcante a presença de coroas de reação, constituídas de ortopiroxênio e anfibólio ou apenas de anfibólio, formando franjas que contornam os cristais de olivina.

O *Maciço Pedras Pretas (Npp)*, primeiramente descrito por Villwock & Loss (1970), foi estudado em seus aspectos geológicos, petrológicos e geoquímicos por Rêgo (1981) e Porcher *et al.* (1995). Este corpo compreende rochas ultrabásicas e rochas gabróicas, enquanto no Gabro Santa Catarina estão representados apenas os litótipos básicos.

As ultrabásicas, classificadas como dunitos, peridotitos e mais raramente piroxenitos, com variados graus de serpentinização, apresentam frequentemente um bandamento magmático marcado pela presença de estreitos níveis de composição gabróica, intercalados com bandas mais espessas constituídas predominantemente por minerais máficos. São constituídas por olivina, ortopiroxênio, plagioclásio, anfibólio e serpentina, além de espinélio, opacos e clorita em quantidades subordinadas, enquanto talco, apatita, flogopita e calcita ocorrem em quantidades traço.

As rochas básicas compreendem gabros, anortositos, dioritos e quartzo dioritos, esse último com presença subordinada e restrita ao corpo Santa Catarina, geralmente equigranulares e com texturas predominantemente cumuláticas. Estruturas magmáticas primárias, esporadicamente visualizadas, são marcadas pelo paralelismo de cristais prismáticos de plagioclásio, ou por um bandamento irregular e descontínuo resultante da concentração de minerais máficos em níveis de espessura submilimétrica. A mineralogia primária está representada por plagioclásio, orto e clinopiroxênio, olivina, opacos e apatita, enquanto minerais resultantes de transformação metamórfica compreendem anfibólios, biotita, clorita, epidoto, sericita, carbonatos, escapolita, serpentina, talco e opacos secundários.

Segundo Rêgo *et al.* (1994) as rochas do Gabro Mata Grande foram submetidas a um metamorfis-

mo de baixo grau. Entretanto, a identificação das paragêneses minerais e das características texturais das rochas que constituem o Maciço Pedras Pretas e o Gabro Santa Catarina indicam que os processos metamórficos atingiram a fácies xisto-verde superior a anfibolito (Porcher *et al.*, 1995).

O posicionamento tectono-estratigráfico e cronológico dos Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes é ainda motivo de interpretações controversas. Soliani Jr. (1986), com base em dados K/Ar que mostram idades entre 2.180 e 1.800Ma para o Gabro Mata Grande, consideram essa associação de rochas como pertencentes a um embasamento transamazônico. Por sua vez, Chemale Jr. *et al.* (1995) incluem os corpos estratiformes no Supergrupo Vacacaí, conforme conceituado por esses autores. Mais recentemente, Babinski *et al.* (1996), a partir de dados isotópicos Sm/Nd, determinaram idade  $T_{DM}$  de 960Ma para o Gabro Mata Grande, ressaltando a imprecisão do dado, tendo em vista que a amostra do gabro não é fortemente fracionada do CHUR (*chondritic uniform reservoir*). Sugerem ainda que, em face dos valores positivos  $\epsilon_{Nd}(t)$  (+5,2), similares aos apresentados pelos Gnaisses Cambaí, os corpos gabróicos tenham uma fonte análoga àquela dos gnaisses, ou um mesmo grau de contaminação crustal.

### 2.3.1.4 Complexo Cambaí (Nc)

O termo Cambaí, proposto por Goñi *et al.* (1962), tem sido utilizado, com variada hierarquização estratigráfica e diversificado significado geotectônico, para designar as rochas gnáissicas do oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Chemale *et al.* (1995b) reuniram no Grupo Cambaí as formações Cambaizinho, constituída por gnaisses diorítico-tonalítico-granodioríticos e por metagranitos, de afinidade calcialcalina, e Cerro da Mantiqueira, representada por corpos isolados de seqüências máfico-ultramáficas. Fernandes *et al.* (1995b) incluem, na Associação do Arco Mágmatco II do Cinturão Dom Feliciano, uma suíte de granitóides orogênicos (Gnaisses Cambaí) intrusivos em rochas máficas e ultramáficas (Metaultramafitos Cerro da Mantiqueira) e tectonicamente intercalados com uma seqüência de metapelitos, quartzitos, mármore e grafita xistos (Metamorfitos Arroio Marmeleiro).

O Complexo Cambaí ocorre em três regiões distintas da porção oeste da Folha Cachoeira do Sul: Vila Nova, noroeste de Lavras do Sul e sudeste de Lavras do Sul, respectivamente separadas por coberturas vulcano-sedimentares e por intrusões gra-

níticas. Pequena área de exposição de rochas gnáissicas está ainda presente na região de Cerrito do Ouro, onde estão contornadas por rochas da Seqüência Metamórfica Vacacai e encobertas por arcóseos da Formação Maricá.

Neste relatório o complexo está subdividido em três unidades: 1) Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira, 2) Seqüência Metamórfica Arroio Marmeleiro e 3) Gnaisses Cambaí.

A Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira tem sua principal área de exposição na região do cerro que designa a unidade, a sudeste de Lavras do Sul, onde rochas ultramáficas e anfibolíticas associadas afloram na forma de uma faixa alongada segundo uma direção E-W. Rochas ultramáficas intensamente serpentinizadas, expostas a NW de Vila Nova, também são atribuídas a essa unidade (Chemale Jr. *et al.*, 1995b). Esta associação é constituída por metaultramafitos e ortoanfíbolitos intrudidos por granitóides orogênicos (Gnaisses Cambaí).

Os metaultramafitos (**Nccmu**) estão representados por harzburgitos, que ocorrem como lentes decamétricas imersas em serpentinitos e xistos magnesianos, resultantes de sua transformação retro-metamórfica (Tommasi *et al.*, 1994a). Segundo esses autores, as lentes harzburgíticas mostram uma trama de alta temperatura marcada pela orientação dimensional de cristais de piroxênio e pela alternância de bandas ricas em piroxênio e bandas com domínio de olivina, pseudomorfizados respectivamente por anfibólio/talco e serpentina. Nos xistos magnesianos a orientação da antofilita, talco e tremolita+clorita marcam uma foliação milonítica desenvolvida em condições de temperatura decrescentes da fácies anfibolito para xisto-verde.

Os anfibolitos (**Nccma**), que ocorrem bordejando as rochas ultramáficas ou como exposições isoladas no âmbito dos Gnaisses Cambaí, são de coloração verde-escura a preta e geralmente de granulação fina, esporadicamente grossa a pegmatóide. Apresentam um bandamento composicional em que finas bandas predominantemente feldspáticas se alternam com bandas de espessura decimétrica ricas em minerais máficos (hornblenda e diopsídio). Mostram uma lineação mineral marcada pela orientação de cristais de anfibólio e plagioclásio. Os anfibolitos são cortados por veios de trondhjemitos e leucodioritos, tanto concordantes quanto discordantes com o bandamento composicional, marcando dobras isoclinais intrafoliais a ptigmáticas.

A Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira tem sido interpretada como fragmentos ofi-

olíticos, representados por lascas do manto e remanescentes da crosta oceânica (Tommasi *et al.*, 1994a; Fernandes *et al.*, 1995b).

A Seqüência Metamórfica Arroio Marmeleiro (**Ncam**), situada imediatamente a norte do Lineamento Ibaré, tem apenas sua extremidade sudeste exposta na Folha Cachoeira do Sul. Por este motivo, sua caracterização é transcrita de Kraemer (1995) que a descreve, sob a denominação Seqüência Supracrustal, como constituída “basicamente de xistos aluminosos, magnesianos e quartzitos, dispostos em camadas métricas a centimétricas, lentes métricas a decamétricas de mármore e corpos de serpentinitos de extensão geralmente decamétrica intercalados”.

Fernandes, em texto preliminar do Capítulo Geologia Estrutural deste relatório, do qual é um dos autores, relata que: “A Seqüência Arroio Marmeleiro inclui ritmitos com metapelitos, quartzitos, mármore, rochas calcissilicatadas, grafita xistos, xistos magnesianos e paranfibolitos, intrudidos por apófises e pequenos corpos de granitóides calcialcalinos. Essas rochas afloram como faixas alongadas NW-SE e apresentam contatos tectônicos com o volume maior de granitóides calcialcalinos. Litodemas dessa unidade incluem metapelitos, que são predominantes em volume, com bandas de quartzitos ricos em hematita e grafita, *chert* e algumas grauvacas metamorfizadas, representando provavelmente depósitos de turbiditos. Mármore, talco-clorita xistos e actinolita-tremolita xistos ocorrem como lentes alongadas (dezenas a centenas de metros) orientadas segundo a direção NW, no interior dos xistos pelíticos e quartzosos. A estrutura principal das rochas metassedimentares é um bandamento de espessura decimétrica a centimétrica. A coincidência dessa estrutura com as variações composicionais sugere que a mesma represente resquícios do acamamento original. Texturas miloníticas são freqüentes nessas rochas, particularmente nos anfibolitos bandados, nos quais litoclastos de anfibolito com textura mais grossa e cristaloclastos de anfibólio são comuns. Nos xistos pelíticos a redução de tamanho de grão nas zonas de alta deformação originou filonitos, enquanto nos quartzitos associados o alongamento dos grãos de quartzo é bastante evidente em seções perpendiculares à foliação e paralelas à lineação.”

Os Gnaisses Cambaí (**Ncg**) constituem a unidade de maior distribuição geográfica do complexo de mesma denominação. Apesar de referenciada na literatura geológica desde o início da década de 1960, essa unidade ainda é carente de estudos geológicos que permitam sua subdivisão. Apenas na

região a sudoeste de Lavras do Sul (Kraemer, 1995), com base em trabalhos de graduação do Instituto de Geociências (UFRGS, 1991), delimitou diversos tipos composicionais de granitóides orogênicos, que reuniu sob a denominação Suíte Orto-metamórfica Imbicuí.

Na região de Vila Nova os gnaisses tiveram os seus aspectos petrológicos e estruturais estudados detalhadamente por Silva F<sup>o</sup> (1984), embora em área muito restrita, não permitindo a representação cartográfica dos diversos litótipos presentes nessa área. Esse autor definiu a unidade Gnaisses Cambaí como constituída principalmente de gnaisses quartzo-feldspáticos com bandas ou lentes de anfibolitos intercalados, associados a uma suíte ígnea na qual reconheceu termos gabróicos, dioríticos, tonalíticos, trondhjemiticos e granitóides ricos em potássio. Interpretou o conjunto como representado por uma unidade supracrustal, composta por uma seqüência pelito-carbonática e derrames básicos associados, e uma suíte intrusiva calcialcalina.

Os gnaisses dioríticos, que aparentemente são as rochas dominantes a oeste de Vila Nova, são de coloração cinza-escura, de granulação média e apresentam freqüentemente um bandamento marcado por finos níveis quartzo-feldspáticos. São constituídos predominantemente de plagioclásio, biotita e/ou hornblenda e quartzo. Sua associação com lentes de mármore calcítico sugere que, pelo menos parte desses gnaisses, sejam derivados de protólitos sedimentares, conforme já postulado por Silva F<sup>o</sup> (*op. cit.*), com base na interpretação de dados químicos.

Os ortognaisses, geralmente de coloração cinza mais clara, mostram um bandamento definido pela alternância de finas bandas mais ricas em biotita e bandas leucocráticas. A mineralogia principal está representada por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e biotita em quantidades variáveis, resultando em uma composição de tonalítica a granodiorítica; como minerais acessórios ocorrem almandina, zircão, apatita e opacos.

A suíte intrusiva, conforme Silva F<sup>o</sup> (*op. cit.*), é representada por termos gabróicos a trondhjemiticos, além de granitóides granodioríticos e adameliticos, que ocorrem como corpos tabulares concordantes e discordantes com o bandamento gnáissico, ou como corpos de formas e dimensões indefinidas. Variam desde rochas com uma foliação bem desenvolvida até granitóides aparentemente não deformados.

Na região a sudeste de Lavras do Sul os Gnaisses Cambaí são representados por granitóides oro-

gênicos, petrograficamente caracterizados por Kraemer (1995) como dioríticos, tonalíticos e trondhjemiticos. Segundo esse autor, os granitóides apresentam um bandamento gnáissico, materializado pela alternância de bandas félsicas e máficas em zonas de alta deformação, que contornam lentes pouco deformadas. Uma foliação magmática remanescente, marcada pela orientação de cristais de plagioclásio e anfibólio, é observada em zonas de baixa deformação, principalmente nos termos de composição diorítica.

Os Gnaisses Cambaí, quimicamente caracterizados como de afinidade calcialcalina baixo K, foram submetidos a um metamorfismo da fácies anfibolito, retrogressivo a xisto-verde.

Recentes determinações U/Pb em zircão pelo método SHRIMP, efetuadas por Leite *et al.* (1995a), revelaram idades de  $711 \pm 12$  Ma para o magmatismo basáltico (anfibolitos) Cerro da Mantiqueira, e de 720 a 700 Ma para o magmatismo granítico Cambaí (metatonalitos) da região a sudeste de Lavras do Sul. Na região de Vila Nova, Babinski *et al.* (1996) obtiveram idades U/Pb em zircão em torno de 700 Ma para gnaisses dioríticos que consideram os granitóides mais antigos da região. Esses valores são consistentes com as datações Rb/Sr disponíveis (Silva F<sup>o</sup> & Soliani Jr., 1987; Kraemer, 1995). Os primeiros registraram idades de  $703 \pm 41$  Ma para gnaisses dioríticos,  $673 \pm 65$  Ma para tonalitos e trondhjemitos e  $643 \pm 28$  Ma para granodioritos e adamelititos da região de Vila Nova, enquanto o segundo autor obteve uma idade de  $701 \pm 61$  Ma para tonalitos da região a sudeste de Lavras do Sul. Análises Sm-Nd, apresentadas por Babinski *et al.* (1996) para rochas gnáissicas e metagraníticas, mostraram valores  $\epsilon_{Nd}(t)$  variando entre +2,8 e +4,5 a 700 Ma, resultados que identificariam o Complexo Cambaí como uma crosta juvenil.

### 2.3.1.5 Granitóides Sintranscorrentes

São representados por corpos plutônicos intrusivos nas unidades metamórficas do Domínio Ocidental e que mostram foliações miloníticas, de forma pervasiva (Suíte Granítica Caçapava do Sul) ou localizada (Granodiorito Fazenda do Posto), relacionadas ao evento de deformação transcorrente.

A Suíte Granítica Caçapava do Sul (Nγcs) compreende dois corpos graníticos intrusivos na Associação Metassedimentar da Seqüência Metamórfica Vacacaí. O corpo maior, que empresta a denominação à suíte, possui uma forma ovalada cujo eixo maior, com cerca de 25 km de extensão, está

orientado segundo uma direção N-S. Um pequeno corpo situado a sudeste da intrusão principal, denominado Granito Santo Ferreira, por Ribeiro (1970), é atribuído à mesma suíte, tendo em vista a similaridade de composição e estrutural.

As relações de contato das rochas graníticas com as encaixantes, de caráter nítido, são marcadas pela emissão de apófises, geralmente concordantes ou de baixo ângulo com a foliação principal dos metamorfitos, as quais estão freqüentemente dobradas ou mostrando estruturas do tipo *pinch and swell*. A foliação milonítica que afeta os granitóides é de maneira geral concordante com a foliação principal da seqüência metamórfica que os envolve.

A Suíte Granítica Caçapava do Sul é constituída predominantemente de monzo e sienogranitos, com participação subordinada de rochas de composição granodiorítica a tonalítica representadas principalmente na borda oeste do corpo principal. Nardi & Bitencourt (1989) englobaram os diversos tipos petrográficos em três fácies principais, que classificaram como biotita granitóides, leucogranitóides e granitóides transicionais.

A constituição mineralógica principal está representada por proporções variadas de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, sendo a biotita o mineral varietal presente nas diversas fácies, enquanto a hornblenda foi identificada apenas nos tipos tonalíticos. Os minerais acessórios mais comuns estão representados por zircão, allanita, apatita e minerais opacos, registrando-se com menor freqüência titanita, rutilo e esfênio. Clorita, epidoto, muscovita, sericita, carbonato e minerais opacos secundários constituem a mineralogia resultante das transformações metamórficas associadas à fase de deformação transcorrente. Quimicamente as rochas graníticas dessa suíte apresentam uma afinidade calcialcalina (Nardi & Bitencourt, *op. cit.*). Esses granitóides, predominantemente de granulação média a fina e freqüentemente porfiroclásticos, apresentam uma foliação milonítica pronunciada, marcada pela orientação dos filossilicatos e pelo estiramento do quartzo e dos feldspatos.

Soliani Jr. (1986), com base em dados Rb-Sr e K-Ar, sugerem uma idade em torno de 600Ma para o evento intrusivo relacionado à Suíte Granítica Caçapava do Sul. Leite *et al.* (1995b) dataram zircões de uma amostra de *sheet* granítico da porção sudeste do batólito, através do método SHRIMP. Obtiveram idades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  variando de 1.942 a 2.394Ma para uma população de zircões que interpretaram como herdados; 561±6Ma para uma população que sugeriram como pertencente ao protó-

lito da Suíte Granítica Caçapava do Sul; e 540±11Ma para uma terceira população, idade que atribuíram ao evento magmático. Segundo esses autores, a idade magmática marcaria o último estágio tectônico do Ciclo Brasileiro no Sul do Brasil, o qual estaria provavelmente relacionado à reativação de estruturas formadas durante o Evento Dom Feliciano *sensu* Chemale *et al.* (1995b). Por sua vez, Remus *et al.* (1997) apresentaram datações U-Pb SHRIMP em zircões de leucogranito avermelhado, não-foliado, da porção norte do batólito. Relataram idade de 565±14Ma para zircões magmáticos, além de idades arqueanas, paleo e neoproterozóicas para populações herdadas de zircão. Esses autores sugerem que o batólito é formado por intrusões múltiplas de diferentes idades, originadas da refusão de um embasamento siálico antigo (Arqueano/Proterozóico), em que as fácies não foliadas seriam pré-cinemáticas e as foliadas seriam sincinemáticas em relação ao evento de deformação D<sub>2</sub> que afetou os xistos encaixantes.

Granodiorito Fazenda do Posto (N<sub>7</sub>fp) – Na região sudoeste de Lavras do Sul ocorre um corpo de granitóide leucocrático cartografado em trabalhos de graduação do Instituto de Geociências (UFRGS, 1991) sob a denominação Granodiorito Fazenda do Posto. Trata-se de um corpo de forma grosseiramente triangular, limitado a leste e noroeste por granitos pós-tectônicos e a sul por granitóides orgênicos do Complexo Cambaí.

São rochas de coloração esbranquiçada, de granulação média a grossa, eventualmente porfíricas e/ou porfiroclásticas, formadas essencialmente de plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo; biotita, zircão e opacos apresentam-se em quantidades acessórias, enquanto epidoto, clorita, sericita e óxido de ferro constituem a mineralogia secundária. Apresentam uma foliação incipiente, marcada por domínios lenticulares granoblásticos de quartzo.

Seu posicionamento cronoestratigráfico ainda é indefinido. Entretanto a presença de uma foliação milonítica, mesmo que incipiente, sugere que possam corresponder a granitóides sin a tarditranscorrentes.

### 2.3.1.6 Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos

São representados pela Suíte Intrusiva Santo Afonso e por corpos plutônicos correlacionáveis à Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, a qual, na conceituação original de Nardi & Lima (1985), compreende as rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Hilário e os granitóides expostos na

zona central do Complexo Granítico Lavras do Sul. Esses granitóides têm sido considerados como tardi a pós-tectônicos em relação ao evento de deformação transcorrente, em face de apresentarem características químicas transicionais entre termos calcialcalinos e alcalinos.

A Suíte Intrusiva Santo Afonso (**N<sub>ysa</sub>**) provavelmente é precoce em relação à associação shoshonítica, tendo em vista que ao sul, na Folha Pedro Osório, é coberta por rochas vulcânicas da Formação Hilário (Ramgrab & Wildner, no prelo).

Apenas pequena porção dessa suíte está representada no extremo-sul da Folha Cachoeira do Sul, motivo pelo qual sua descrição é extraída de Ramgrab & Wildner (*op. cit.*): "Petrograficamente, conforme Hartmann & Nardi, 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 (dados analíticos de Soliani Jr., 1986) conforme Chemale Jr. *et al.* (1995). Ainda segundo os autores, a alta razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  permite caracterizá-lo como produto de fusão crustal, e seu caráter isotrópico indica um posicionamento tardi a pós-tectônico."

Complexo Granítico Lavras do Sul - Fácies de Núcleo (**N<sub>yls</sub>**) – Nardi (1984) descreve o Complexo Granítico Lavras do Sul como constituído por granodioritos e monzogranitos na porção central, envolvidos por pertita granitos mais jovens e dos quais estão separados por uma faixa de rochas graníticas de características petrográficas e químicas transicionais entre ambos tipos. A Fácies de Núcleo, conforme cartografada neste trabalho, reúne a zona central e as rochas graníticas transicionais de Nardi (*op. cit.*) tendo em vista sua semelhança petrográfica, já assinalada por aquele autor.

Petrograficamente a Fácies de Núcleo compreende predominantemente granodioritos e monzogranitos com variações a termos monzoníticos. São rochas isotrópicas de granulação média, geralmente de caráter porfirítico com fenocristais de feldspato alcalino, esporadicamente de plagioclásio, em uma matriz constituída de quartzo, plagioclásio, anfibólio e biotita, além de esfênio, zircão, apatita, al-

lanita, opacos e fluorita em quantidades acessórias. Apresentam textura tipo rapakivi caracterizada pela ocorrência de finas franjas de plagioclásio que frequentemente envolvem os megacristais de feldspato alcalino.

Segundo Nardi & Lima (1985) as rochas do núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul são quimicamente classificadas como de afinidade shoshonítica, representando um estágio transicional entre os eventos magmáticos calcialcalino orogênico e alcalino pós-tectônico.

Remus *et al.* (1997), com base em determinações U-Pb em zircão pelo método SHRIMP, obtiveram idade de  $592 \pm 5$  Ma para rochas monzograníticas dessa unidade, que consideraram como idade do evento magmático que as gerou.

Monzonitos e Quartzo Monzonitos (**N<sub>dm</sub>**) – Imediatamente a norte do Complexo Granítico Lavras do Sul ocorre um corpo semicircular constituído de monzonitos e quartzo monzonitos que, segundo Lima (1995), são associados ao magmatismo de afinidade shoshonítica. Essas rochas, de coloração avermelhada, caracterizam-se por uma grande diversidade textural, variando desde termos porfiríticos com megacristais de ortoclásio de até 5 cm, plagioclásio, anfibólio e biotita, envolvidos por uma matriz de granulação fina a média, até fácies equigranulares finas a médias, frequentemente com amígdalas preenchidas por carbonato e, em alguns locais, com disseminações de sulfetos. Lima (*op. cit.*) registra ainda a ocorrência de corpos monzoníticos menores, de características similares, intrudidos em rochas vulcânicas da Formação Hilário. Esse autor sugere a contemporaneidade das rochas monzoníticas com os granitóides do núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul.

Monzogranito Rincão dos Coqueiros (**N<sub>yc</sub>**) – Corresponde às fácies de microgranito monzonítico e granito monzonítico porfirítico que constituem a porção central do Complexo Granítico São Sepé, conforme definido por Sartori (1978), as quais são envolvidas por granitos subalcalinos pós-tectônicos. Porcher *et al.* (1995) individualizaram as rochas de composição monzogranítica, sob a denominação informal de Monzogranito Rincão dos Coqueiros, que atribuíram a um evento plutônico distinto e mais antigo do que o relacionado à geração do granito subalcalino, considerando as diferenças petrográfica, química e geocronológica entre as fácies do núcleo e das bordas do referido complexo.

A Unidade Rincão dos Coqueiros é constituída predominantemente por rochas de composição monzogranítica, com variações a granodiorito, geral-



mente porfiríticos e com matriz variando de granulação média a microgranular. A fase porfirítica é representada por fenocristais de feldspato alcalino, freqüentemente envolvidos por uma fina margem de plagioclásio caracterizando uma textura tipo rapakivi, plagioclásio, quartzo e, ocasionalmente, anfíbólio. A composição estimada desses granitóides inclui plagioclásio (30-40%), quartzo (30-35%), feldspato alcalino (20-30%), biotita (<7%) e anfíbólio (<3%), ocorrendo como minerais acessórios opacos, apatita, allanita, zircão e esfênio; a mineralogia secundária consiste em clorita, sericita, epidoto, calcita e argilominerais.

Os dados químicos obtidos por Porcher *et al.* (*op. cit.*) classificam o Monzogranito Rincão dos Coqueiros como um granitóide metaluminoso de características transicionais entre termos calcialcalinos e alcalinos, confirmando a correlação com a fácies de núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul sugerida por Sartori (1978).

Determinações radiométricas Rb/Sr recalculadas por Soliani (1986) configuram uma idade em torno de 650Ma para o evento intrusivo gerador do monzogranito, compatível com a idade obtida pelo mesmo autor para a fácies de núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul. Entretanto, recentes datações U-Pb em zircão pelo método SHRIMP forneceram idade de  $559 \pm 7$ Ma para o magmatismo Rincão dos Coqueiros (Remus *et al.*, 1997), indicando um evento mais jovem do que o da intrusão dos monzogranitos de Lavras do Sul.

### 2.3.1.7 Granitos Pós-Tectônicos – Suíte Intrusiva Saibro

A Suíte Intrusiva Saibro congrega os granitóides de afinidade alcalina, representados por tipos metaluminosos e peralcalinos, e de características pós-orogênicas, que ocorrem na porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense (Nardi & Bonin, 1991). Esses granitóides são intrusivos tanto em rochas metamórficas como nas formações inferiores (Maricá e Hilário) das Coberturas Vulcano-Sedimentares, freqüentemente gerando fácies cornubianíticas nas unidades encaixantes.

No âmbito da Folha Cachoeira do Sul essa suíte compreende a fácies periférica do Complexo Granítico Lavras do Sul e dioritos geograficamente associados, além dos granitos Jaguari, Macedo, Ramada, Cerro da Cria e São Sepé.

O Granito Jaguari ( $\epsilon\gamma$ ), que ocupa uma área em torno de 400km<sup>2</sup> na Folha Cachoeira do Sul, está representado apenas por sua porção leste, situada ao sul da falha levógira que desloca sua porção

norte para sudoeste. Está em contato com granitóides orogênicos do Complexo Cambaí, com o Granodiorito Fazenda do Posto e com a fácies periférica do Complexo Granítico Lavras do Sul, contra a qual, segundo Gastal & Nardi (1992), desenvolve margens resfriadas marcadas pelo desenvolvimento da fácies micrograníticas e apliticas.

Compreende sienogranitos e monzogranitos equigranulares a heterogranulares, de granulação média a grossa, localmente porfiríticos. São constituídos por feldspato alcalino, quartzo, plagioclásio e biotita, aparecendo como acessórios zircão, anfíbólio, allanita, fluorita, opacos e apatita; a mineralogia secundária está representada por sericita, clorita e epidoto. Segundo Gastal & Nardi (*op. cit.*) o Granito Jaguari, de caráter metaluminoso, constitui a manifestação magmática mais tardia da Suíte Intrusiva Saibro.

Complexo Granítico Lavras do Sul - Fácies Periférica ( $\epsilon\gamma\delta$ ) – Essa fácies, representada por pertita granitos, envolve de maneira descontínua os granitóides de afinidade shoshonítica do núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul, principalmente nas bordas noroeste, oeste e sul. Seu caráter intrusivo é marcado pela feldspatização dos Gnaisses Cambaí, pela presença de xenólitos de arenitos próximo à Formação Maricá, enquanto que nas rochas vulcânicas andesíticas se observa a ocorrência de *hornfels* e de diques graníticos. Relações de intrusão na fácies de núcleo são sugeridas pela presença de xenólitos de composição monzogranítica.

A Fácies Periférica consiste em pertita granitos (Nardi, 1984) de coloração avermelhada, com predomínio de termos equigranulares de granulação média. São constituídos de feldspato alcalino peritítico, perfazendo mais de 50% do volume da rocha, e quartzo, enquanto que plagioclásio é geralmente escasso ou ausente. Os minerais máficos são biotita e anfíbólio, em quantidade geralmente muito subordinada, e a mineralogia acessória compreende esfênio, apatita, zircão, allanita e opacos, enquanto sericita e epidoto resultaram da alteração de plagioclásio. Quimicamente, Nardi (*op. cit.*) caracterizou essas rochas como granitos alcalinos com tendência peralcalina.

Determinações Rb/Sr recalculadas por Soliani Jr. (1986) indicam idades em torno de 550Ma para o magmatismo granítico alcalino. Remus *et al.* (1997) obtiveram idades de  $580 \pm 7$ Ma para zircões magmáticos da fácies de pertita granitos, através de datação U/Pb pelo método SHRIMP.

Hiperstênio Dioritos e Monzodioritos ( $\epsilon\text{mz}$ ), caracterizados por Lima (1995), ocorrem em uma es-

treita faixa junto à borda nordeste do Complexo Granítico Lavras do Sul. São rochas equigranulares de granulação média a grossa, constituídas de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo em pequena quantidade, biotita, hiperstênio e diopsídio, além de minerais opacos, apatita e zircão como acessórios, enquanto anfibólio e sericita são resultantes da transformação dos piroxênios e plagioclásio, respectivamente. Soliani Jr. (1986), com base no alinhamento dos dados Rb/Sr dessas rochas com o segmento isocrônico do granito periférico Lavras do Sul, sugere sua correlação com os granitos alcalinos.

O Granito Macedo ( $\epsilon\gamma m$ ), cartografado em trabalhos de graduação do Instituto de Geociências (UFRGS, 1966), constitui um corpo de sienogranito intrusivo nos Gnaisses Cambaí e na Formação Maricá, situado a norte do Complexo Granítico Lavras do Sul. Trata-se de rocha equigranular média, composta por feldspato alcalino micropertítico, quartzo e plagioclásio, parcialmente transformado à sericita. Apesar de pouco estudado, a composição mineralógica do Granito Macedo e a associação com rochas riolíticas, associação também observada com os granitos Ramada e Cerro da Cria, favorece sua inclusão na Suíte Intrusiva Saibro.

Os Granitos Ramada ( $\epsilon\gamma r$ ) e Cerro da Cria ( $\epsilon\gamma cc$ ), situados a sul da rodovia BR-290, foram estudados por Naime (1987). O Granito Ramada, intrusivo em gnaisses do Complexo Cambaí e em arenitos arcosianos da Formação Maricá, com geração de fácies cornubianíticas na seqüência sedimentar, está associado com derrames riolíticos atribuídos à Formação Acampamento Velho. Estão representados tipos de composição monzogranítica, na porção norte do corpo, e sienogranítica na porção sul, além de diques micrograníticos. Constituídos essencialmente de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, em proporções variáveis, apresentam como minerais varietais biotita e anfibólio, tendo como acessórios opacos, esfênio e zircão. A presença de fácies indicativas de resfriamento rápido e a associação com derrames riolíticos sugerem que esse corpo tenha se posicionado a pequenas profundidades na crosta.

O Granito Cerro da Cria, envolvido por rochas da Seqüência Metamórfica Vacacaí sobre as quais desenvolve estreita auréola cornubianítica, igualmente está associado a derrames e diques riolíticos. Segundo Naime (*op. cit.*) trata-se predominantemente de um alcalifeldspato granito, constituído de feldspato alcalino pertítico, quartzo, biotita e opacos.

O Granito São Sepé ( $\epsilon\gamma ss$ ), correspondente ao granito periférico do Complexo Granítico São Sepé, conforme conceituado por Sartori (1978), é intrusivo

em rochas da Seqüência Metamórfica Vacacaí, em arenitos arcosianos da Formação Maricá e em rochas vulcânicas da Formação Hilário, com desenvolvimento de fácies cornubianíticas sobre essas unidades. Seu caráter intrusivo no Monzogranito Rincão dos Coqueiros é sugerido pela presença de enclaves de microgranito monzonítico próximo à zona de contato, conforme descrito por Sartori (*op. cit.*).

Trata-se de um sienogranito constituído essencialmente de feldspato alcalino geralmente micropertítico, quartzo e plagioclásio, aparecendo biotita como mineral varietal em quantidades muito subordinadas, além de zircão, apatita, opacos e, esporadicamente, fluorita, como acessórios.

É predominantemente equigranular de granulação média a grossa, localmente porfiritico, enquanto fácies de granulação fina ocorrem junto a borda externa ou constituindo intrusões menores associadas. É cortado por diques micrograníticos, aplíticos, e veios de quartzo principalmente em zonas cataclásticas, às quais se associa uma atividade hidrotermal caracterizada por sericitização e silicificação, por vezes com presença de pirita disseminada. Esporadicamente são observadas cavidades mirolíticas preenchidas por cristais euédricos de feldspato alcalino, prismas hexagonais piramidados de quartzo e palhetas de muscovita.

Quimicamente, o Granito São Sepé apresenta caráter metaluminoso de afinidade alcalina. Datações U-Pb em zircão através do método SHRIMP mostraram idade de  $542 \pm 6$  Ma para a população magmática (Remus *et al.*, 1997), compatível com as idades Rb/Sr, recalculadas por Soliani Jr. (1986), em torno de 550 Ma.

### 2.3.2 Domínio Central

No Domínio Central estão representadas rochas pertencentes ao Cinturão Tijucas e à parte do Cinturão Dom Feliciano, conforme conceituados por Chemale *et al.* (1995b). Segundo a compartimentação tectônica proposta por Fernandes *et al.* (1995b) este domínio compreende diversas associações petrotectônicas, de diferentes idades, denominadas por esses autores de Associação do Embasamento Retrabalhado, Associação da Bacia Marginal e Associação do Arco Magmático 1, representada pela sua unidade mais antiga, o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

O limite com o Domínio Oriental é marcado por extenso alinhamento magnético denominado Sutura de Porto Alegre, enquanto a oeste o limite com o Domínio Ocidental é definido pela Sutura de Caçapava

(Fernandes *et al.*, 1995c). No Domínio Central estão representadas as seguintes unidades: Gnaisses Encantadas, Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista, Complexo Metamórfico Várzea da Capiarita, Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, Complexo Metamórfico Porongos, granitóides sintranscorrentes, tardi a pós-tectônicos e pós-tectônicos em relação ao evento de deformação transcorrente. Nas porções oeste e central as unidades metamórficas se encontram encobertas por seqüências vulcano-sedimentares e sedimentares das bacias do Camaquã e Piquiri, respectivamente.

### 2.3.2.1 Gnaisses Encantadas (Pe)

A denominação Gnaisses Encantadas foi introduzida por Jost & Bitencourt (1980), em substituição à Formação Encantadas (Tessari & Picada, 1966), para designar as rochas gnáissicas que ocorrem na região de Santana da Boa Vista.

Esta unidade, representada por um corpo alongado que se estende desde a sudoeste de Santana da Boa Vista até a região de Serrilhada, ocupa a porção central da estrutura conhecida como Domo de Santana, sendo contornada por rochas graníticas milonitizadas que lhe são intrusivas (Porcher, 1992). Corpos menores de rochas gnáissicas, tectonicamente imbricados com rochas do Complexo Metamórfico Porongos e com granitóides milonitizados, situam-se a sul do corpo principal.

Predominam gnaisses de coloração cinza-escuro, geralmente finamente bandados com bandas relativamente regulares e contínuas, perturbadas por dobras intrafoliais sem raiz ou fechadas a isoclinais. O bandamento gnáissico é marcado pela alternância de bandas mais ricas em minerais máficos (biotita, plagioclásio,  $\pm$ hornblenda,  $\pm$ quartzo), bandas mais félsicas (plagioclásio, biotita,  $\pm$ quartzo) e lentes leucocráticas (plagioclásio, quartzo). A textura é predominantemente granoblástica fina a média, localmente grossa ou porfiroblástica, observando-se ainda a presença de termos miloníticos e filoníticos. Lentes de anfibolito, de espessura decimétrica até alguns metros, ocorrem dispostos paralelamente ao bandamento gnáissico. Apresenta textura granoblástica grossa e é constituído predominantemente de hornblenda. Quando milonitizado mostra uma foliação, principalmente nas bordas, marcada pela orientação de anfíbolos prismáticos. Segundo Remus *et al.* (1990) os corpos anfibolíticos representam antigos enxames de diques básicos, de ocorrência restrita ao embasamento.

As rochas gnáissicas são cortadas por corpos graníticos tabulares, de coloração avermelhada e espessura variando de poucos centímetros a alguns metros, paralelos ou cortando o bandamento gnáissico, que Porcher (1992) correlacionou aos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista, tendo em vista a semelhança de composição e dos aspectos estruturais.

Porcher (*op. cit.*) sugere uma origem ortoderivada para os Gnaisses Encantadas, considerando sua composição quartzo-feldspática, a ausência de rochas claramente parametamórficas e, adicionalmente, as baixas razões  $Sr^{87}/Sr^{86}$  apresentadas, compatíveis com rochas ígneas. Determinações Rb/Sr em rocha total indicam idades em torno de 2.100Ma (Soliani Jr., 1986), considerada como idade do metamorfismo regional relacionado à geração do bandamento gnáissico (Porcher, 1992).

### 2.3.2.2 Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista (P $\gamma$ )

O reconhecimento desta unidade é devido a Machado *et al.* (1987), os quais constataram que amplas áreas da região de Santana da Boa Vista, anteriormente cartografadas como metarcóseos do Grupo Cerro das Madeiras, da Suite Metamórfica Porongos (Jost, 1981), consistem em granitóides miloníticos, que interpretaram como *sheets* intrusivos nos Gnaisses Encantadas e nas rochas do Complexo Metamórfico Porongos. Posteriormente Porcher (1992) delimitou dois corpos de rochas granitóides, um de composição monzogranítica e outro de composição sienogranítica, intrusivos nos Gnaisses Encantadas, ambos afetados por deformação de intensidade variável com geração de termos miloníticos, representados por proto, orto e ultramilonitos. Identificou ainda a presença de filonitos e quartzo milonitos, até então mapeados como xistos e quartzitos, tendo em vista conterem *pods* de rochas graníticas e apresentarem passagem gradual para termos miloníticos quartzo-feldspáticos. No presente relatório, os Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista são divididos em duas fácies: Monzogranito (P $\gamma$ m) e Sienogranito (P $\gamma$ s), situadas respectivamente a oeste e leste dos Gnaisses Encantadas.

O Monzogranito geralmente encontra-se intensamente deformado com amplo domínio de termos indicativos de mais alta intensidade de deformação, representados por orto e ultramilonitos, quartzo milonitos e filonitos, enquanto protomilonitos têm distribuição restrita.

O monzogranito milonitizado, geralmente de coloração acinzentada e de granulação média a grossa, é constituído de microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita, titanita, apatita, minerais opacos, raramente zircão e granada. A mineralogia de transformação metamórfica está representada por epidoto (pistacita), muscovita e turmalina. Os protomilonitos se caracterizam pela presença de agregados de porfiroclastos de feldspatos intercalados com lentes de quartzo, geralmente pouco alongadas, e estreitas bandas quartzo-feldspáticas com biotita. Nos ortomilonitos, com foliação e lineação mineral proeminentes, os porfiroclastos de feldspatos ocorrem como agregados ou isolados em matriz quartzo-feldspática. A redução da quantidade de porfiroclastos resultou em ultramilonitos de coloração cinza-escuro, nos quais fitas de quartzo se intercalam com bandas feldspáticas e bandas micáceas. Os filonitos, que apresentam passagem gradativa a ultramilonitos, são constituídos essencialmente de muscovita e quartzo, com presença subordinada de porfiroclastos isolados de feldspato alcalino e litoclastos graníticos, e apresentam uma foliação marcante. Por sua vez, nos quartzo milonitos a muscovita ocorre, em pequenas quantidades, sob forma de finas palhetas orientadas paralelamente aos grãos alongados de quartzo que predominam na trama da rocha. Nos quartzo milonitos, esporadicamente são observadas estreitas intercalações de bandas feldspáticas de granulação muito fina, além de raros porfiroclastos de feldspato alcalino e litoclastos quartzo-feldspáticos.

O Sienogranito, de coloração rosada e textura fina a média, é constituído de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, com quantidades acessórias de muscovita, biotita, granada e turmalina, enquanto muscovita, albita, minerais opacos e epidoto representam a mineralogia de transformação. Nessa fácies os termos proto e ortomiloníticos são mais abundantes, enquanto filonitos e quartzo milonitos têm representação mais restrita do que na fácies monzogranítica. De maneira geral, os termos proto, orto e ultramiloníticos dessa fácies contêm um teor menor de minerais micáceos, enquanto os filonitos são geralmente mais feldspáticos.

Com base em datações Rb/Sr, Porcher (1992) caracterizou o evento intrusivo responsável pela geração dos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista como de idade transamazônica e sugeriu que os mesmos tenham sido deformados durante o Proterozóico Superior, juntamente com o Complexo Metamórfico Porongos.

### 2.3.2.3 Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita (Pvc)

O Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita, originalmente proposto por Frantz *et al.* (1984) para designar as rochas gnáissicas da região de Encruzilhada do Sul, congregando uma associação de para e ortognaisses, além de metanortositos, foi redefinido por Fernandes *et al.* (1988) que restringiram a aplicação do termo, na categoria de suite metamórfica, exclusivamente para as rochas supracrustais metamorfizadas em alto grau. Para as rochas metanortosíticas, que ocorrem apenas na Folha Porto Alegre, retornaram à denominação original (Anortosito Capivarita), enquanto os granitóides intrusivos, igualmente deformados e metamorfizados, foram reunidos no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

Dessa forma, o Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita é constituído por paragnaisses, representados predominantemente por gnaisses pelíticos e quartzo-feldspáticos, aos quais se intercalam lentes de gnaisses calcissilicáticos, mármore e pequenos corpos de anfibólitos. Estas rochas ocorrem como xenólitos ou *roof pendants*, com dimensões variáveis entre algumas centenas de metros e poucos centímetros, englobados por metagranitóides do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

Os gnaisses pelíticos, de coloração cinza-escuro a cinza-esverdeada, apresentam um bandamento gnáissico milimétrico definido pela alternância de níveis predominantemente quartzo-feldspáticos e níveis ricos em minerais máficos, nos quais estão presentes biotita, granada, sillimanita e cordierita.

Os gnaisses quartzo-feldspáticos, de coloração cinza-claro a cinza-escuro e granulação fina a média, apresentam um bandamento bem desenvolvido, marcado por finas bandas quartzo-feldspáticas e bandas mais espessas ricas em biotita e com presença freqüente de granada. Tanto nessas rochas, como nos gnaisses pelíticos, a definição da natureza do bandamento é dificultada pela presença de bolsões de fusão. Entretanto, a presença de alguns minerais, por exemplo cordierita, restrita a determinadas bandas, sugere que, ao menos em parte, o bandamento reflita um controle composicional herdado do protólito sedimentar.

Os gnaisses calcissilicáticos, que ocorrem como lentes intercaladas nos gnaisses pelíticos, são de coloração cinza-clara a esverdeada e mostram uma textura granoblástica fina a média. Apresentam um aspecto variável de maciço a finamente bandado, em que, níveis de espessura submilimétrica ricos em escapolita e diopsídio, parcialmente transforma-

do à hornblenda, se intercalam com bandas quartzo-feldspáticas contendo granada e clinozoisita. Associados ocorrem pequenos corpos lenticulares de mármore impuro, de coloração branco-acinzentada a esverdeada, constituído de carbonatos, diopsídio, quartzo, plagioclásio e escapolita, tendo como acessórios esfero, opacos e epidoto.

A estrutura planar mais marcante dos paragnaisse é um bandamento composicional que, segundo Fernandes *et al.* (1990), é “uma feição composta que materializa a intercalação litológica original, acrescida da ação secundária de processos de segregação metamórfica em condições de alto grau”. Além do bandamento são observadas lineações minerais caracterizadas pela disposição orientada de cristais prismáticos de sillimanita nos gnaisses metapelíticos e hornblenda nos litótipos calcissilicáticos.

A presença das paragêneses: sillimanita + granada + cordierita + biotita + feldspato alcalino + plagioclásio + quartzo em gnaisses pelíticos e diopsídio + escapolita + granada (grossulária) + feldspato alcalino + quartzo em calcissilicáticas indicam condições equivalentes à fácies anfibolito superior para o metamorfismo regional que afetou as rochas dessa unidade. No âmbito da Folha Cachoeira do Sul, em duas amostras de corpos de paragnaisse, situados a sudoeste do Cerro Partido e a leste do Sinenito Piquiri, foram identificadas paragêneses minerais compatíveis com a fácies granulito. Trata-se de rochas com um fino bandamento marcado por níveis ricos em minerais máficos alternados com níveis quartzo-feldspáticos, cuja mineralogia principal está representada por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, tendo como variedades biotita, diopsídio e hiperstênio e como acessórios, zircão e opacos. Lima *et al.* (no prelo) determinaram uma composição modal estimada equivalente a rochas granodioríticas; entretanto a íntima associação dessas rochas com paragnaisse é sugestiva de uma derivação sedimentar. O significado da paragênese granulítica na evolução metamórfica do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita ainda não é entendido, sendo necessários estudos adicionais para sua caracterização.

A associação de paragnaisse é sugerida por Fragoso Cesar (1991) como resultante da deformação e metamorfismo sobre uma seqüência sedimentar marinha de margem continental passiva. Datação efetuada por Leite *et al.* (1999) para o magmatismo granítico do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, intrusivo na associação de paragnaisse, indica uma idade mínima paleoproterozóica

para as rochas supracrustais do Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita.

#### 2.3.2.4 Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Par)

Os ortognaisses, incluídos por Frantz *et al.* (1984) no Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita, foram separados das supracrustais e reunidos por Fernandes *et al.* (1988) no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Segundo os últimos autores, a estratigrafia desse complexo, definida com base em relações de intrusão, comporta ortognaisses tonalíticos a granodioríticos ( $G_1$ ), que são cortados por veios de granitóide leucocrático de granulação fina a média ( $G_2$ ) e ambos, por sua vez, intrudidos por volumes expressivos de granitóide leucocrático a mesocrático de granulação grossa a pegmatóide ( $G_3$ ). O conjunto desses granitóides foi intensamente afetado por deformação polifásica e por metamorfismo de alto grau.

Na Folha Cachoeira do Sul o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos ocupa duas áreas de dimensões expressivas, localizadas a norte e sul da cidade de Encruzilhada do Sul, e uma área menor situada a sul da faixa de filonitos e blastomilonitos, onde os ortognaisses estão envolvidos por granitóide sintranscorrente (Metagranito Quitéria).

Nessas áreas, além dos granitóides acima referenciados, foram identificadas rochas milonitizadas de composição sienogranítica. Trata-se de rochas geralmente leucocráticas, de coloração esbranquiçada a cinza-clara e cinza-avermelhada, de granulação fina a média, localmente grossa, esporadicamente com porfiroclastos de feldspato alcalino. Apresentam uma foliação milonítica, concordante com o bandamento dos ortognaisses, que varia de sutil a proeminente. São constituídos essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorrendo como variedades biotita e, freqüentemente, granada, e são geralmente muito pobres em minerais acessórios. A presença de xenólitos e estreitas faixas, parcialmente digeridas, de gnaisses de coloração cinza-escura indica que o sienogranito é intrusivo nos ortognaisses tonalíticos a granodioríticos; entretanto as relações com as demais fases graníticas descritas por Fernandes *et al.* (1988) ainda não foram devidamente caracterizadas.

Os diversos granitóides que compõe o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos são intrusivos nos paragnaisse do Complexo Metamórfico Várzea da Capivarita e, por sua vez, são intrudidos por granitóides sintranscorrentes e pós-tectônicos. Fernan-

des *et al.* (1995b) consideram esta unidade como parte de um arco magmático resultante da convergência dos crátons Rio de La Plata e Kalahari. Segundo esses autores, os granitóides orogênicos foram submetidos a uma evolução tectono-metamórfica, compartilhada pelas rochas supracrustais por eles intrudidas, que numa primeira fase promoveu intensa deformação e metamorfismo da fácies anfibolito superior, localmente granulito (Lima *et al.*, 1997), decrescente para condições de mais baixa temperatura (fácies anfibolito inferior a xisto verde) em milonitos tardios da primeira fase. Subseqüentemente, em uma segunda fase, se desenvolveram zonas de cisalhamento transcorrente, às quais se associam granitóides sintectônicos que truncam as estruturas anteriormente formadas.

O Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos ainda é carente de determinações geocronológicas. Tomasi (1991) obteve uma idade Rb/Sr de  $723 \pm 13$  Ma para os granitóides mais novos do complexo, idade atribuída ao metamorfismo da fácies anfibolito superior. Silva *et al.* (1997) apresentaram determinações U/Pb pelo método SHRIMP em zircões de um biotita gnaisse de composição tonalítica do Complexo Chanã, equivalente ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita *sensu* Frantz *et al.* (1984). Registraram idades de  $631 \pm 13$  Ma para zircões com características indicativas de recomposição sob condições de alto grau metamórfico e  $1.538 \pm 7$  Ma em um xenocristal de zircão, interpretadas como idade do evento metamórfico de alto grau e idade mínima para cristalização do protólito tonalítico, respectivamente. Mais recentemente, Leite *et al.* (1999) efetuaram datações U/Pb SHRIMP de zircões de ortognaisse granodiorítico grosseiro (G<sub>3</sub> de Fernandes *et al.*, 1995b). Obtiveram idade de  $2.078 \pm 13$  Ma para o magmatismo granítico e idades de 800 Ma e 590 Ma, que relacionaram aos eventos de deformação transversal e longitudinal, respectivamente.

### 2.3.2.5 Complexo Metamórfico Porongos (Np)

A entidade estratigráfica Série Porongos, posteriormente modificada para Grupo (Goñi *et al.*, 1962), foi criada por Leinz *et al.* (1941, *apud* Figueiredo Filho & Bortoluzzi, 1975) para designar o conjunto de rochas metamórficas expostas no Escudo Sul-Rio-Grandense. A partir da década de 80 o termo Porongos, sob variada hierarquia estratigráfica, passou a ser utilizado apenas para os metamorfitos de baixo e médio grau que constituem uma extensa faixa na porção mediana do escudo.

Jost & Bitencourt (1980), com base em pesquisas geológicas na porção norte da faixa acima mencionada, abrangendo as estruturas regionais denominadas Domo Santana da Boa Vista, Antiforme Capané e Antiforme Serra dos Pedrosas, situadas no âmbito da Folha Cachoeira do Sul (figura 2.7), agruparam as rochas metamórficas no Grupo Cerro das Madeiras e no Complexo Cerro da Árvore, reunidos por Jost (1981) na Suíte Metamórfica Porongos. O Grupo Cerro das Madeiras, que dividiram da base para o topo nas formações Arroio dos Neves (metarcóseos com intercalações de quartzitos), Arroio Olaria (quartzitos rítmicos, xistos e metarcóseos) e Irapuazinho (xistos e mármore), foi interpretado como uma megasseqüência de natureza mioclinal, depositada sobre um embasamento ensialico. Por sua vez, no Complexo Cerro da Árvore, constituído predominantemente de metapelitos e rochas metavulcânicas intercaladas, além de raros quartzitos e mármore, reconheceram as unidades Xistos Rincão do Maranhão, Metamorfitos Cerro do Cambará, Xistos Arroio Areião e Metarriolitos Cerro do Alemão, separadas dos Metapelitos Cerro do Facão por uma zona de cisalhamento transcorrente. Consideraram este complexo como fragmento de uma *nappe* revirada, tectonicamente sobreposto ao Grupo Cerro dos Madeiras.

Porcher (1992) sugeriu a supressão do termo Grupo Cerro dos Madeiras, tendo em vista que suas unidades inferiores (formações Arroio dos Neves e Arroio Olaria) foram caracterizadas como sendo constituídas por variados tipos miloníticos, resultantes da deformação de granitóides transamazônicos. Correlacionou a Formação Irapuazinho aos xistos do Complexo Cerro da Árvore por apresentarem continuidade física ao sul do Domo Santana da Boa Vista, bem como pela similaridade de composição.

No presente relatório é mantida a denominação Complexo Metamórfico Porongos, utilizada na Folha Pedro Osório (Ramgrab & Wildner, no prelo), tendo em vista a precedência do termo Porongos sobre a denominação Complexo Cerro da Árvore. Outrossim, ao invés da nomenclatura estratigráfica estabelecida por Jost & Bitencourt (1980) na Antiforme Serra dos Pedrosas, é empregada uma designação informal para as subunidades cartografadas, com base nos tipos litológicos dominantes, considerando a dificuldade de correlação entre os diversos setores em que estão expostas as rochas deste complexo.

O Complexo Metamórfico Porongos ocupa uma faixa de orientação NE-SW, com largura variável en-

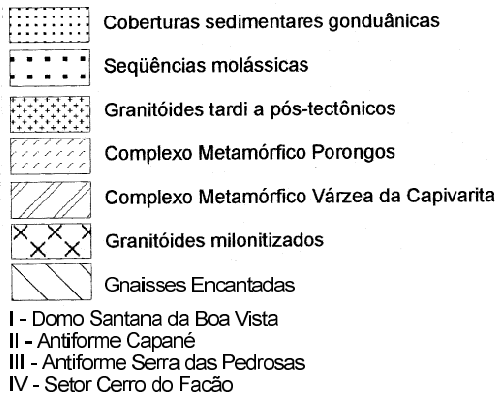
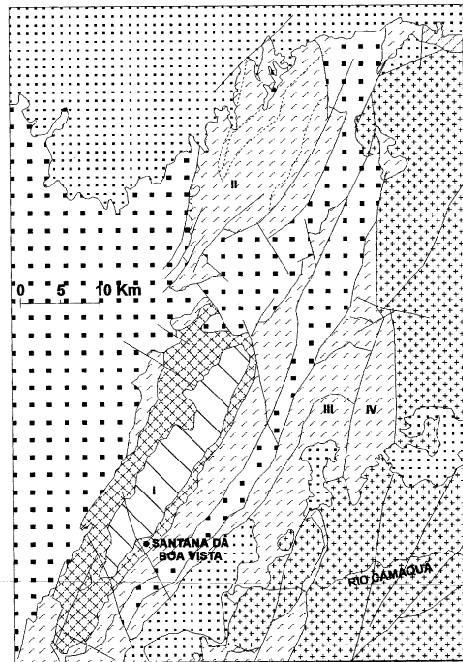


Figura 2.7 – Compartimentação estrutural do Complexo Metamórfico Porongos segundo Jost & Bitencourt (1980). Base geológica simplificada conforme este relatório.

tre 20 e 30km, que se estende desde as proximidades da rodovia BR-290, onde é encoberta pelas formações da Bacia Sedimentar do Paraná, prolongando-se a sul para a Folha Pedro Osório. A leste limita-se, em grande parte por falhamento transcorrente N-S, com a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, intrusiva, da mesma forma que o Granito Campinas, nos metamorfitos do complexo. A oeste é sobreposta discordantemente por rochas sedimentares da Bacia do Camaquã. A presença de coberturas sedimentares da Bacia do Piquiri interrompe a continui-

dade de exposição dos metamorfitos, compartimentando o complexo em setores isolados, conhecidos a partir de Jost & Bitencourt (1980) como Domo Santana da Boa Vista, Antiforme Capané, Antiforme Serra dos Pedrosas e Cerro do Facão.

Nos três primeiros setores observa-se uma interdigitação de seqüências metassedimentares, com dominância de metapelitos, e associações de rochas metavulcânicas, enquanto no setor Cerro do Facão ocorrem apenas metamorfitos paraderivados. Na Antiforme Capané ainda é registrada a presença de rochas graníticas milonitizadas durante o evento deformacional que atingiu os metamorfitos encaixantes.

No presente relatório, com base nos tipos litológicos dominantes e/ou característicos, o Complexo Metamórfico Porongos foi dividido em seis unidades:

1) Unidade Metapelítica, 2) Unidade Metavulcânicas Intermediárias, 3) Unidade Metavulcânicas Ácidas, 4) Gnaisses Capané, 5) Metagranitóides; e 6) Ortognaisses. Foram ainda registrados pequenos corpos de metaultramafitos, não representáveis na escala 1:250.000.

Unidade Metapelítica (Npp) – Esta unidade, de ampla representação em todos os setores, engloba as unidades denominadas por Jost (1981) de Xistos Rincão do Maranhão, Xistos Arroio Areião, Metapelitos Cerro do Facão, Formação Irapuazinho e parte da Formação Arroio da Olaria na Antiforme de Capané, conforme cartografada por Jost & Bitencourt (1980). É constituída predominantemente por xistos pelíticos, aos quais se associam subordinadamente quartzitos e mármores dolomíticos.

Os metapelitos, de granulação variável de fina a média e com xistosidade marcada pelos minerais micáceos, estão representados principalmente por muscovita-quartzo xisto, muscovita-biotita-quartzo xisto, biotita-clorita xisto, granada-mica xisto e estaurolita-granada-mica xisto. Pequenos corpos lenticulares de xistos grafitosos são observados tanto intercalados em metapelitos como na Unidade Metavulcânicas Intermediárias.

Quartzitos ocorrem em volume muito subordinado, na forma de corpos lenticulares, principalmente no flanco leste da Antiforme de Capané e no setor Cerro do Facão. São de coloração esbranquiçada, amarelada e rosada, de granulação fina a muito fina e textura sacaroidal, apresentando uma foliação, nem sempre nítida, marcada pelo alinhamento de palhetas de muscovita e ou pelo estiramento dos grãos de quartzo. Variam de termos ortoquartzíticos a muscovita quartzitos, contendo clorita, epidoto, apatita e opacos como minerais acessórios.

Mármore dolomíticos constituem corpos lenticulares intercalados na unidade metapelítica, principalmente no flanco leste da Antiforme Capané e, em menor quantidade, nos flancos leste e oeste do Domo Santana da Boa Vista. Variam de maciços a foliados, em que a foliação é marcada por finas lentes quartzo-micáceas, intercaladas com bandas centimétricas de carbonatos com textura grano-blástica fina a média.

Na Antiforme Capané registra-se ainda a presença de pequenos corpos de rochas metaultramáficas, não cartografáveis na escala 1:250.000, imbricados na Unidade Metapelítica. Os dois corpos principais, situados no flanco oeste e na terminação sul da antiforme, estão assinalados no mapa geológico por ocorrências de amianto e cromo, respectivamente. As rochas ultramáficas estão representadas por xistos magnesianos e serpentinitos. Os primeiros são constituídos de tremolita, talco, clorita, serpentina, minerais opacos e esporádicos cristais reliquiais de olivina. Os serpentinitos, compostos de serpentina, talco, clorita, actinolita e minerais opacos, apresentam uma textura *mesh* reliquiar marcada por um reticulado de minerais opacos, preenchido por serpentina. Contêm *pods* centimétricos a decimétricos de espinelos, classificados como cromo-espinélio, ferricromita e magnetita (Marques, 1996). Essa autora sugere que os corpos ultramáficos representem a parte basal de um ofiolito desmembrado.

Unidade Metavulcânicas Intermediárias (Npv) – Corresponde à unidade denominada Metamorfitos Cerro do Cambará (Jost & Bitencourt, 1980) e sua descrição no presente relatório foi compilada de Jost (1981). É constituída por rochas metavulcânicas, de composição andesítica a dacítica, interdiguadas com uma seqüência de xistos a cloritóide, sendo registrada ainda a presença de lentes de xistos grafitosos e níveis de *metachert*. As rochas metavulcânicas, de coloração cinza-escuro a preto e granulação muito fina, apresentam estruturas caracterizadas como zonas vesiculares, zonas auto-clásticas, *pillows* isolados e material *interpillows*. Quartzo-muscovita xistos, com teores variados de cloritóide e contendo clorita, biotita, turmalina e apatita como minerais acessórios, constituem o tipo litológico dominante da unidade. Os xistos a cloritóide foram considerados por Jost (*op. cit.*) como resultantes do metamorfismo sobre tufo hidrotermalizados, considerando sua interdigitação com as rochas metavulcânicas e a similaridade de composição química entre ambas.

Na Antiforme de Capané, Marques (1996) caracterizou metavulcânicas máficas a intermediárias.

Trata-se de rochas de coloração cinza-escuro que apresentam um acamadamento marcado pela alternância de níveis de granulação muito fina e níveis com textura fanerítica fina a porfiritica reliquiar (plagioclásio e, em menor proporção, pirita), às quais se intercalam estreitas bandas de *metachert*, por vezes ricos em pirita. Sua mineralogia consiste em plagioclásio (25-30% nas máficas e 30-35% nas intermediárias), anfibólio, clorita magnesianas, biotita, quartzo (3-5% nas máficas e 5-10% nas intermediárias), pirita, apatita, clinopiroxênio (apenas nas máficas), epidoto, titanita e mica branca.

A Unidade Metavulcânicas Ácidas (Npva), correspondente aos Metarriolitos Cerro do Alemão (Jost & Bitencourt, 1980), é constituída de rochas metavulcânicas de coloração cinza-escuro e granulação fina a muito fina mostrando, ora um aspecto maciço, ora uma xistosidade bem definida. Geralmente apresentam abundantes porfiroclastos de quartzo, feldspato alcalino e, raramente, plagioclásio, sob forma de cristais euédricos deformados e mais ou menos corroídos ou como aglomerados glomeroporfiriticos, envolvidos por uma matriz quartzo-micácea. Intercalam freqüentemente finos níveis de *chert*.

Gnaisses Capané (Npgc) – Rochas gnáissicas de afinidade alcalina, intercaladas nos metamorfitos Porongos na porção ocidental da Antiforme Capané, foram inicialmente reconhecidas por Hartmann & Jost (1980), que as consideraram como produto do metamorfismo regional isoquímico sobre um arcóseo de composição especial. Posteriormente, o protólito dessas rochas foi identificado como granitóides alcalinos, metamorfizados e deformados juntamente com os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos (UFRGS, 1994).

São rochas quartzo-feldspáticas com um bandamento gnáissico definido pela alternância de bandas de coloração avermelhada e de coloração cinza a cinza-esverdeada. Texturalmente são milonitos com fenoclastos finos a médios de feldspato alcalino e minerais máficos, atingindo até 40% do volume da rocha, envolvidos por uma matriz milonítica recristalizada de granulação muito fina. Ocorrem ainda ultramilonitos, nos quais a matriz compõe mais de 70% do volume, enquanto os fenoclastos se apresentam intensamente cominuídos e parcialmente transformados a filossilicatos, conferindo à rocha uma foliação proeminente, concordante com a foliação dos metamorfitos Porongos. São constituídos essencialmente de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, contendo como minerais varietais: biotita, anfibólio (riebeckita), piroxênio (aegirina



sódica) e muscovita; enquanto zircão, apatita, allanita, titanita, turmalina e magnetita representam a mineralogia acessória.

Com base na natureza petrográfica e geoquímica, Marques (1996) caracterizou para os Gnaisses Capané um protólito alcalino agpaítico, que atribuiu ao magmatismo associado a um evento extensional do tipo *rift*, precursor da bacia Porongos.

Metagranitóides (N $\rho$ \gamma) constituem pequenos corpos, geralmente lenticulares, alinhados paralelamente à foliação principal das rochas encaixantes. Trata-se de granitóides leucocráticos intensamente deformados, com predominância de termos miloníticos variando de protomilonitos até ultramilonitos e, localmente, filonitos. São afetados por uma foliação pronunciada e, por vezes, apresentam um bandamento composicional marcado pela alternância de bandas quartzo-feldspática e bandas mais ricas em minerais micáceos, enquanto fitas de quartzo e fenoclastos de feldspatos com cauda de destruição bem desenvolvida definem uma lineação de estiramento proeminente.

Os metagranitóides são constituídos essencialmente de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorrendo em quantidades acessórias biotita, apatita, epidoto e minerais opacos, enquanto a mineralogia secundária é representada por mica branca, abundante nos termos mais deformados, e clorita.

Ortognaisses (N $\rho$ g) estão representados em duas pequenas áreas isoladas e encobertas por rochas sedimentares da Bacia do Camaquã, situadas a oeste do Domo Santana da Boa Vista, no limite sul da Folha Cachoeira do Sul. Trata-se de gnaisses de composição granítica que apresentam um bandamento gnáissico definido pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas avermelhadas e bandas de coloração cinza, ricas em filossilicatos. Sua continuidade para sul, na Folha Pedro Osório, foi cartografada por Ramgrab & Wildner (no prelo) como Complexo Metamórfico Porongos Indiviso.

A definição do grau metamórfico atingido pelas rochas do Complexo Metamórfico Porongos está embasada principalmente nas paragêneses minerais presentes nos metapelitos. Na Folha Cachoeira do Sul, as condições de metamorfismo dessa unidade são da fácies xisto-verde a fácies anfíbolito (Jost & Bitencourt, 1980; Jost, 1982; Porcher, 1992; Marques, 1996) e o padrão de zonamento metamórfico é complexo.

Na antiforme Serra dos Pedrosas e no setor Cerro do Facão o zonamento metamórfico é caracterizado pelo aumento, de oeste para leste, desde condições da zona da clorita até a zona da estauroilita (Jost,

1982) e o regime bórico do metamorfismo é de média a baixa pressão, conforme indicado pela presença de polimorfos de aluminossilicatos (andaluzita e cianita) e por algumas paragêneses diagnósticas (e.g. estauroilita + granada). Entretanto, a andaluzita ocorre com maior frequência nas proximidades do contato com a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, na forma de porfiroblastos pós-tectônicos, juntamente com granadas pós-tectônicas e agregados de biotita com textura decussada, sugerindo que esse mineral se cristalizou por efeito de metamorfismo de contato das rochas graníticas sobre as metamórficas.

Na antiforme de Capané o zonamento metamórfico originalmente proposto por Jost (1982) apresentava paragênese de mais alta temperatura (zona da estauroilita) no núcleo da estrutura e assembléias de condições de mais baixa temperatura nos flancos da antiforme. Esse padrão simples foi questionado por Marques (1996), que concluiu que o padrão de zonamento nesta região é mais complexo e largamente controlado pela intensidade da deformação milonítica. Segundo essa autora, a variação das condições de metamorfismo na antiforme do Capané é verificada principalmente nas assembléias da foliação S<sub>1</sub>, que são de fácies anfíbolito médio a fácies xisto-verde, enquanto a foliação S<sub>2</sub> parece ter-se desenvolvido em condições térmicas relativamente uniformes da fácies xisto-verde. As rochas de mais baixo grau metamórfico são dominantes no flanco leste da antiforme (Marques, *op. cit.*).

Os estudos sobre a evolução das condições de metamorfismo regional em diferentes porções do Complexo Metamórfico Porongos mostram que estas são variáveis ao longo do complexo. Nos metapelitos do setor Cerro do Facão granada e estauroilita ocorrem geralmente como porfiroblastos tardi-S<sub>2</sub>, indicando um pico metamórfico tardio em relação à deformação dúctil principal e condições de metamorfismo progressivo. Na antiforme Cerro dos Pedrosas, cloritóides de xistos aluminosos ocorrem ora crescendo sobre clorita e muscovita (metamorfismo progressivo) ora retrogradados para clorita. Assim como na antiforme Capané, a evolução metamórfica na região de Santana da Boa Vista é retrógrada, como indicado pela presença de granadas pré-S<sub>2</sub> parcialmente retrogradadas para clorita no flanco oriental do domo Santana da Boa Vista.

O posicionamento cronoestratigráfico do Complexo Metamórfico Porongos ainda não se encontra bem estabelecido em face da carência de determinações radiométricas. Informações geocronológicas estão limitadas a metandesitos que apresentaram idades Rb/Sr de cerca de 800Ma (Soliani Jr.,

1986) e em torno de 1400Ma por U/Pb em zircão (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990).

### 2.3.2.6 Granitóides Sintranscorrentes

Os granitóides sintranscorrentes, originalmente denominados por Tessari e Picada (1966) de Granito Cordilheira e Migmatitos Associados, estão representados por corpos alongados de direção NE-SW que foram considerados como sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.*, 1990; Mesquita & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1993; Koester *et al.*, 1994 a,b; Koester, 1995).

Koester (*op. cit.*) caracterizou dois eventos magmáticos associados geneticamente àquela zona de cisalhamento: um magmatismo precoce de quimismo calcialcalino, representado pelo Metagranito Quitéria, sucedido por intrusões de magmas peraluminosos, reunidos na Suíte Granítica Cordilheira. Atribuiu a esses granitóides uma evolução tectônica que se iniciou por um estágio de deformação magmática, materializado no Metagranito Quitéria por estruturas planares e lineares de fluxo magmático, sucedido por estágios de deformação em estado sólido precoce e tardio. O estágio de deformação tectônica precoce, desenvolvido sob condições de temperatura decrescente da fácies anfíbrito a xisto-verde, resultou numa foliação tectônica sobre ambas unidades graníticas, enquanto o estágio tardio, sob condições da fácies xisto-verde, deu origem ao desenvolvimento de faixas de milonitos e filonitos espacialmente associadas. Determinações radiométricas Rb/Sr mostram que os eventos magmáticos sintectônicos foram ativos no período compreendido entre 672±21Ma e 617±48Ma (Koester *et al.*, 1994b).

Os granitóides sintranscorrentes e filonitos e blastomilonitos associados ocupam uma faixa alongada de direção NE-SW na porção sudeste da Folha Cachoeira do Sul, limitada a norte pela Suíte Granítica Encruzilhada do Sul e pelo Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, e a sul pela Suíte Granítica Dom Feliciano. Essa faixa, que na sua porção sul é truncada por falhamento de direção NNE-SSW, se prolonga a nordeste para a Folha Porto Alegre, atingindo um comprimento de 120km e uma largura máxima em torno de 10km. Compreende o Metagranito Quitéria e a Suíte Granítica Cordilheira.

O Metagranito Quitéria (N<sub>7</sub>q), primeiramente reconhecido por Fernandes *et al.* (1988), constitui três corpos alongados de direção NE-SW, dos quais apenas o mais meridional está representado na

Folha Cachoeira do Sul, na região da confluência entre os arroios Maria Santa e Cancela, ocorrendo ainda como xenólitos englobados pela Suíte Granítica Cordilheira. O corpo cartografado na escala 1:250.000 envolve rochas do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, com o qual apresenta relações de intrusão marcadas por apófises que cortam o bandamento gnáissico, bem como pela presença de xenólitos dos ortognaisses. Por sua vez é cortado por apófises de leucogranitos peraluminosos, relacionados à Suíte Granítica Cordilheira, e por diques de rocha granítica não-deformada atribuídos à Suíte Granítica Dom Feliciano.

As rochas dessa unidade apresentam, como característica marcante, megacristais euédricos esbranquiçados de feldspato alcalino atingindo até 20cm de comprimento, em média 4 a 5cm, imersos em uma matriz de coloração cinza e granulação média a grossa. Frequentemente ocorrem xenólitos, geralmente angulosos, de ortognaisses e enclaves microgranulares máficos de formas lenticulares ou arredondadas e contatos nítidos a difusos. O alinhamento dimensional dos fenocristais de feldspato alcalino define uma foliação e uma lineação mineral geradas por fluxo magmático, enquanto na matriz observa-se uma foliação irregular e descontínua, paralela ao bandamento magmático, manifestada pela orientação de biotita e dos feldspatos e pelo estiramento de quartzo. Faixas de deformação mais intensa são marcadas por zonas miloníticas, de espessura centimétrica a métrica, caracterizada pelo alinhamento de filossilicatos e pela presença de porfiroclastos de feldspato alcalino e quartzo fitado.

O Metagranito Quitéria é constituído essencialmente de feldspato alcalino, que compõe a fase pórfira e está presente na matriz, plagioclásio e quartzo, tendo como mineral varietal a biotita e como acessórios apatita, zircão, allanita, muscovita, granada, turmalina e, raramente, esfênio. A mineralogia de transformação metamórfica está representada por muscovita, clorita, epidoto e minerais opacos. A variação dos teores da mineralogia principal define termos variáveis desde tonalíticos e granodioríticos até sienograníticos, com predominância de tipos monzograníticos.

Segundo Koester (1995) esses granitóides têm afinidade calcialcalina com caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e resultaram de um magma misto de características mantélicas e crustais.

A Suíte Granítica Cordilheira (N<sub>7</sub>co), com base nas feições estruturais e em dados químicos, foi dividida por Koester (*op. cit.*) em duas unidades: 1) Metagranito Francisquinho, com uma foliação rela-

cionada ao estágio de deformação tectônica precoce bem desenvolvida; e 2) Metagranito Cordilheira, afetado principalmente pelo estágio de deformação tardio. Na Folha Cachoeira do Sul, segundo Koester (*op. cit.*), está representado apenas o evento magmático mais jovem da suíte.

O Metagranito Cordilheira é constituído de granitóides leucocráticos a duas micas, de coloração rosada, branco amarelada a cinza-esbranquiçada, com pontuações escuras representadas pela presença de turmalina e/ou biotita. Consistem em rochas de composição variando de monzogranítica a sienogranítica, subordinadamente granodiorítica, de granulação média a grossa e esporadicamente fina, com fenocristais de feldspato alcalino e muscovita. É comum a ocorrência de veios e bolsões pegmatíticos e veios aplíticos dispostos concordante e discordantemente à foliação milonítica, aos quais se associam agregados irregulares de turmalina, biotita, muscovita e, algumas vezes, granada. Observa-se ainda a presença de xenólitos de ortognaisses e de metagranitos, correlacionados respectivamente ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e ao Metagranito Quitéria.

A composição mineralógica do Metagranito Cordilheira é representada por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais; muscovita, biotita, turmalina e, localmente, granada como varietais; apatita, zircão, esfênio e fluorita como acessórios. A mineralogia secundária inclui muscovita secundária, epidoto e minerais opacos resultantes da transformação de feldspatos e micas.

Os leucogranitóides a duas micas apresentam um grau variado de deformação, observando-se desde porções indeformadas ou com deformação incipiente, envolvidas por faixas com foliação bem desenvolvida que gradam para estreitas faixas (centimétricas a decimétricas) de milonitos. A foliação milonítica, subvertical e paralela à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, é marcada pela orientação de mica e feldspatos, enquanto uma lineação mineral horizontal é definida pelo estiramento dos feldspatos e quartzo.

Associados aos granitóides sintranscorrentes ocorrem extensas faixas de rochas quartzosas e xistosas que inicialmente foram interpretadas como metapelitos e incluídas na Formação Vacacaí (Tessari & Picada, 1966) ou no Grupo Porongos (Fragoso Cesar *et al.*, 1986). A partir de Fernandes *et al.* (1988) as rochas xistosas e quartzosas relacionadas à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, delimitadas a leste da Folha Cachoeira do Sul como Filonitos e Blastomilonitos Cerro Agudo (Mesquita & Fer-

nandes, 1990), foram reconhecidas como uma alternância de quartzo milonitos maciços e micáceos, quartzo-muscovita xistos e blastomilonitos a granada. A presença de *poths* de metagranitóides preservados e o fato das microestruturas e texturas serem características de recristalização dinâmica foram considerados como sugestivos da natureza ígnea pré-metamórfica das faixas miloníticas. Ramgrab *et al.* (1997), na Folha Porto Alegre, reuniram “toda faixa de cristas miloníticas instaladas sobre, ou concomitantes, à geração das litologias da Dorsal de Canguçu” sob a designação Filonitos e Blastomilonitos.

Na Folha Cachoeira do Sul, a faixa de rochas miloníticas, de direção NE-SW e largura média em torno de 1,5km, se estende desde o limite leste da folha até o rio Camaquã, na localidade Passo dos Marinheiros, onde é truncada por falhamento de direção N-S. Está constituída de quartzo milonitos, muscovita-quartzo milonitos e, subordinadamente, filonitos que apresentam uma foliação subvertical e uma lineação mineral, de baixo ângulo a subhorizontal, marcada principalmente por fitas de quartzo. Estes tectonitos têm sido interpretados como resultantes do estágio de deformação tectônica tardio que afetou os granitóides sintranscorrentes sob condições metamórficas equivalentes à fácies xisto-verde (Koester, 1995).

As rochas da Suíte Granítica Cordilheira, compreendendo os metagranitos Francisquinho e Cordilheira, foram caracterizadas por Nardi & Frantz (1995) e Koester (1995) como de quimismo peraluminoso e sugeridas como resultantes de fusão crustal de rochas quartzo-feldspáticas.

### 2.3.2.7 Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos

Estão representados por *stocks* de granitóides que mostram feições indicativas de deformação dúctil incipiente restrita a zonas discretas, geralmente nas bordas (Granitóides tipo Campinas, incluindo a Fácies Figueiras).

Granitóides tipo Campinas (N<sub>yc</sub>) – Esses granitóides se revestem de importância por constituírem o metalotecto das mineralizações estaníferas do Estado do Rio Grande do Sul, cuja vinculação metalogenética com rochas graníticas foi primeiramente identificada por Leinz & Pinagel (1945). A denominação Granito Campinas, inicialmente empregada por Tessari & Picada (1966) para designar pequenos corpos de muscovita granito e granito a duas micas, foi reformulada para Granito Campinas, compreendendo “granitos monzoníticos a subalcalinos leucocráticos por Picada & Pinto (1966)

que mostraram a passagem gradativa para granitos a duas micas (Granito Figueiras caracterizado pelos mesmos autores). Frantz & Jost (1983) consideraram a ocorrência de *stocks* de Granito Campinas alojados no interior de "faixas miloníticas N-S" (Cerro Branco e Campina) ou lateralmente a essas faixas em "rochas cataclásticas" (Taboleiro e Paulista), os quais teriam afetado hidrotermalmente "epimetamorfitos do Complexo Cerro da Árvore (Complexo Metamórfico Porongos, neste relatório) e granitos do Complexo Encruzilhada". Os granitos hidrotermalizados, entretanto, parecem corresponder ao Granito Figueiras, conforme definido por Picada & Pinto (1966).

Os Granitóides tipo Campinas, incluindo o corpo cartografado como luxulianito por Jost (1981) a sul do Passo do Cadiné, constituem cinco corpos intrusivos no Complexo Metamórfico Porongos, situados nas proximidades do rio Camaquã, a oeste da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. Outro pequeno corpo, situado no bordo sul do Sienito Piquiri, e também intrusivo em rochas do Complexo Metamórfico Porongos, informalmente denominado Granito Arroio Gaúcho (Jost *et al.*, 1985), tem sido correlacionado a essa unidade (UFRGS, 1994).

São granitóides leucocráticos de granulação fina a média, porfiríticos, apresentando localmente disseminações ou agregados irregulares de turmalina e aglomerados de biotita. Petrograficamente variam de granodiorito a monzogranito, ocorrendo localmente termos classificados como quartzo monzodioritos. São constituídos de plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo e biotita, por vezes intercrescida com muscovita, aparecendo como minerais acessórios epidoto, apatita, zircão, illmenita, rutilo e fluorita. O corpo situado na borda sul do Sienito Piquiri, de composição variável de granodiorito a monzogranito, contém agregados aciculares de turmalina e localmente apresenta textura milonítica. A semelhança petrográfica, a presença de turmalina e os aspectos estruturais sugerem que esse corpo resultou do mesmo evento magmático que gerou os Granitóides tipo Campinas.

Frantz & Jost (1983) assinalam a presença, ainda que rara, de diques de aplito alojados ao longo das bordas desses granitóides, os quais, quando contêm turmalina, apresentam semelhança petrográfica com o luxulianito cartografado por Jost (1981). Segundo esse autor o luxulianito consiste em rocha de composição tonalítica a granodiorítica, constituída essencialmente de plagioclásio e quartzo, tendo como acessórios microclínio, turmalina (sob a forma de finas agulhas de disposição aleatória ou

formando pequenos agregados) e muscovita, sugerindo tratar-se de uma cúpula hidrotermalizada do "Quartzo Monzonito Campinas".

Fácies Figueiras (**Nyf**) – Associados aos granitóides de composição granodiorítica a monzogranítica ocorrem rochas graníticas a muscovita, situados nas bordas dos corpos maiores dos Granitóides tipo Campinas, denominadas Granito Figueiras por Picada & Pinto (1966), que consideraram um contato de natureza gradativa entre ambos. A fácies Figueiras é representada por rocha granítica de coloração avermelhada-clara a esbranquiçada e granulação média a fina, localmente apresentando textura milonítica. É constituída essencialmente de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio em quantidade subordinada, tendo como varietal muscovita em lamelas subidimórficas ou, localmente, como cristais fusiformes. São muito pobres em mineralogia acessória, restrita a pequenos cristais de biotita, minerais opacos e zircão, presentes em quantidades insignificantes.

Os processos hidrotermais associados aos Granitóides tipo Campinas foram classificados por Frantz & Jost (1983) e Frantz (1985) como periplutônicos, dominantes nas intrusões contidas em faixas miloníticas, e intraplutônicos nos corpos dispostos lateralmente àquelas faixas. Os produtos de alteração hidrotermal caracterizam processos de caolinização, muscovitização, graizenização e turmalinização, aos quais se associam as mineralizações de cassiterita.

Os Granitóides tipo Campinas são afetados predominantemente por deformação cataclástica. Entretanto, localizadamente ocorrem estreitas zonas de deformação dúctil, marcadas por faixas de protomilonitos que gradam a faixas de espessura centimétrica de milonito, presentes tanto nos termos granodioríticos a monzograníticos como na fácies a muscovita.

### 2.3.2.8 Granitóides Pós-Transcorrentes

Sienito Piquiri (**Ntp**)/Suíte Intrusiva Arroio do Silva (**Ntas**) – Rochas de composição sienítica, inicialmente reconhecidas por Tessari e Picada (1966), têm sua expressão principal no bordo noroeste da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, onde constitui um *stock* com área aflorante de aproximadamente 130km<sup>2</sup>, denominado Sienito Piquiri (Jost *et al.*, 1985). Corpos menores, da ordem da dezena de km<sup>2</sup> situados na região da cidade de Encruzilhada do Sul, foram agrupados na Suíte Intrusiva Arroio do Silva (UFRGS, 1992). A similaridade de composição e de estruturas magmáticas, além do fato de as rochas sieníticas de ambas regiões serem intrudidas por rochas da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul,

indicam a correlação entre as duas unidades, conforme proposto por Tessari & Picada (1966) e corroborado por Bitencourt *et al.* (1993). No presente relatório, mesmo admitida a correlação, acata-se a dualidade de denominação, considerando por um lado a precedência do termo Piquiri e de outra parte para manter a compatibilidade com a cartografia geológica da Folha Porto Alegre (Ramgrab *et al.*, 1997).

O Sienito Piquiri é intrusivo em paragneisses e ortogneisses respectivamente dos complexos Metamórfico Várzea do Capivarita e Gnáissico Arroio dos Ratos, em xistos do Complexo Metamórfico Porongos e em rochas sedimentares da Formação Arroio dos Nobres, sendo por sua vez cortado por apófises relacionadas à Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. Segundo Jost *et al.* (1985), efeitos de metamorfismo de contato, pouco perceptíveis nas rochas gnáissicas, são evidenciados nos metamorfitos Porongos pela recristalização de quartzo e micas e pelo desenvolvimento de pequenos cristais de microclínio, enquanto que nas rochas sedimentares observa-se silicificação próximo ao contato, acompanhada de recristalização de quartzo e dos argilominerais, transformados à sericita.

O sienito, de coloração castanho-avermelhada, mostra granulação variável de fina, principalmente nas bordas, a média e grosseira em direção ao centro do corpo. Apresentam estruturas de fluxo magmático materializadas por uma foliação e lineação mineral, geralmente paralelas às bordas, e pelo alinhamento, segundo a laminação magmática, de xenólitos das rochas encaixantes e de enclaves microgranulares. É constituído de ortoclásio, piroxênios e quartzo que varia desde ausente até atingir 25% do volume da rocha. Os piroxênios, representados por diopsídio e raros prismas de aegirina-augita, geralmente estão transformados a anfibólio da série hastingsita, por sua vez comumente biotitizada. Como minerais acessórios são registrados microclínio, plagioclásio, biotita cloritizada, esfênio, ilmenita, apatita, zircão, epidoto, muscovita e sericita, resultante de transformação dos feldspatos.

Jost *et al.* (1985) caracterizaram o sienito como pertencente à série alcalina alto potássio e reconheceram três zonas petrograficamente distintas: 1) zona de bordo, representada por faixa descontínua de largura não superior a 100m, é constituída predominantemente de álcali-sienito, localmente álcali-quartzo-sienito, de granulação fina; 2) zona intermediária, ocupando a maior parte do corpo, consistindo externamente de álcali-sienito e internamente de álcali-quartzo-sienito, ambos de granulação média a grosseira e mostrando estruturas

de fluxo magmático; e 3) zona central, caracterizada pela ocorrência de alcaligranito, de coloração rosada a avermelhada e granulação média, contendo aegirina-augita e, localmente, hornblenda.

A Suíte Intrusiva Arroio do Silva reúne pequenos corpos geralmente situados no limite entre as unidades metamórficas, nos quais são intrusivos, e rochas graníticas que os envolvem parcialmente. Relações de intrusão da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul são materializadas por apófises graníticas, que cortam as rochas sieníticas, e pela presença de xenólitos de sienito na suíte granítica.

As rochas dessa unidade são de coloração variável de róseo-acinzentada a cinza até preto e apresentam granulação média a fina, localmente porfiritica. Da mesma forma que o Sienito Piquiri, mostram um bandamento magmático, marcado pelo alinhamento dimensional de cristais máficos e de feldspato alcalino. Composicionalmente variam de quartzo diorito, que ocorre geralmente como enclaves microgranulares, a quartzo monzonito e quartzo sienito, que constitui o tipo petrográfico dominante.

A Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (**N**yes), redefinição de Fragoso Cesar (1991) das denominações Granito Encruzilhada (Leinz & Pinagel, 1945) e Complexo Granítico Encruzilhada (Tessari & Picada, 1966), representa a unidade plutônica de maior distribuição no Domínio Central, ocupando uma área em torno de 1.100km<sup>2</sup>, da qual aproximadamente 75% está contida na Folha Cachoeira do Sul. Vasquez (1997) adotou a denominação Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, anteriormente utilizada por Soliani Jr. (1966), na qual incluiu os granitos Encruzilhada, Pinheiros, Pitangueiras, este presente apenas na Folha Porto Alegre, e as rochas sieníticas (Sienito Piquiri/ Suíte Intrusiva Arroio do Silva).

Neste relatório foram excluídos dessa suíte o Granito Pitangueiras, tendo em vista seu caráter tardi-tectônico em relação à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Fernandes *et al.*, 1990; Ramgrab *et al.*, 1997) e as rochas sieníticas, uma vez que essas são intrudidas pelas rochas graníticas. Dessa forma, considera-se como pertencente à Suíte Granítica Encruzilhada do Sul as rochas de composição monzo e sienogranítica afetadas apenas por deformação cataclástica. Por outro lado mantém-se individualizado, como uma fácies, o Granito Pinheiros, tendo em vista sua associação com mineralizações de tungstênio e estanho.

As rochas graníticas, cuja colocação aparentemente foi controlada por falhamentos de direção N-S, mantêm contatos intrusivos ou por falhas com as unidades Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Com-

plexo Gnáissico Arroio dos Ratos, Complexo Meta-mórfico Porongos, Granitóides Sintranscorrentes, Granitóides tipo Campinas, Sienito Piquiri/Suíte Intrusiva Arroio do Silva e Formação Arroio dos Nobres.

A diversidade textural das rochas dessa suíte tem sido reconhecida desde Tessari & Picada (1966), que caracterizaram as fácies graníticas média, porfiróide e grosseira, agrupadas por Vasquez (1997) nas fácies monzogranito porfirítico e sienogranito equigranular.

As rochas da fácies monzogranito porfirítico ocupam predominantemente a porção oeste do batólito, estendendo-se desde o limite oeste até as proximidades da cidade de Encruzilhada do Sul. Variam de termos porfiríticos grossos, com fenocristais de 2 a 5cm e uma proporção de matriz entre 10 e 30%, a granitos de textura porfirítica mais fina, geralmente restritos às bordas do batólito, em que fenocristais de 1 a 3cm são envolvidos por uma matriz que atinge de 50 a 70% do volume da rocha. São constituídas essencialmente por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, tendo como varietal biotita e como acessórios apatita, zircão, fluorita e minerais opacos.

A fácies sienogranito equigranular, com participação subordinada de termos monzograníticos, consiste desde rochas heterogranulares grossas até equigranulares finas. Sua mineralogia essencial está representada por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorrendo como varietais biotita e anfíbio, enquanto a mineralogia acessória consiste em titanita, allanita, opacos e zircão.

A Fácies Pinheiros (**N<sub>1</sub>esp**) (Granito Pinheiros, de Vasquez, 1997) ocorre como pequenos corpos associados a zonas de falhas e faixas cataclásticas de direção N-S, próximo à borda oeste do batólito. Consiste predominantemente em sienogranito, com participação subordinada de álcali-granito e monzogranito, constituído essencialmente de feldspato alcalino (> 50%), quartzo e plagioclásio. O mineral varietal é biotita, presente em quantidades muito pequenas, e os minerais acessórios estão representados por apatita, zircão, turmalina, fluorita e opacos, enquanto muscovita, epidoto e argilominerais são resultantes de alteração hidrotermal. Vasquez (*op. cit.*) relaciona a presença de *greisens*, associados a veios de quartzo mineralizados a wolframita e cassiterita, e de brechas cimentadas por calcedônia, fluorita e argilominerais, aos processos hidrotermais que acompanham esta fácies.

Na região de Encruzilhada do Sul ocorrem enxames de diques, de extensão variável desde dezenas de metros até quilométrica e orientados princi-

palmente segundo N-S a NNE-SSW, que cortam tanto as rochas do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, como da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. São constituídos de rochas de composição variável de riolítica a dacítica, geralmente de textura porfirítica, com fenocristais milimétricos de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio imersos em matriz afanítica. Vasquez (1997) sugere que esses diques representem manifestações magmáticas hipabissais da suíte granítica.

Os granitos da Suíte Encruzilhada do Sul foram caracterizados quimicamente como de afinidade alcalina metaluminosa por Vasquez (*op. cit.*), o qual obteve uma idade de  $582 \pm 17$ Ma para a fácies monzogranito porfirítico, através de determinação Rb/Sr; enquanto datação U/Pb em zircão mostrou idade de  $594 \pm 5$ Ma para a Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Chemale & Babinski, 1995).

### 2.3.3 Domínio Oriental

O Domínio Oriental corresponde a um extenso complexo granítico, denominado Batólito Pelotas, por Fragoso Cesar *et al.* (1986), que ocupa toda região leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Segundo Ramgrab & Wildner (no prelo) nesse complexo são reconhecidos numerosos corpos graníticos, cuja colocação se processou em diferentes níveis crustais e em diferentes estágios de deformação, contendo xenólitos de rochas gnáissicas intensamente deformadas. Esses autores, na Folha Pedro Osório, cartografaram as seguintes cinco unidades: 1) Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado; 2) sienogranitos com deformação tangencial; 3) granitos sintranscorrentes (Granito Chácara São Jerônimo e Suíte Granítica Cordilheira); 4) *stocks* básicos; e 5) corpos graníticos pós-tectônicos (Suíte Granítica Dom Feliciano); além de enxames de diques riolíticos e pequenos corpos graníticos peralcalinos.

Na Folha Cachoeira do Sul o Domínio Oriental, de exposição restrita à extremidade sudeste da folha, está constituído de metagranitóides do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado, granitóides sin a tarditranscorrentes (granitos Arroio do Moinho/Passo da Mozinha) e corpos graníticos pós-tectônicos (Suíte Granítica Dom Feliciano), enquanto os granitóides sintranscorrentes associados à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (Metagranito Quitéria e Suíte Granítica Cordilheira) foram incluídos no Domínio Central, tendo em vista que a referida zona de cisalhamento corta este último domínio.

### 2.3.3.1 Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (N<sub>pm</sub>)

Ramgrab & Wildner (no prelo), com base na composição petrográfica, na intensidade da deformação tangencial, na ocorrência e natureza dos xenólitos, dividiram o Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado em três conjuntos litológicos: domínio de metagranitóides porfíricos, domínio de ortognaisses granodioríticos a monzoníticos e domínio de gnaisses de composição granodiorítica.

Na Folha Cachoeira do Sul este complexo está representado apenas em pequena área situada no extremo-sudeste da folha, a sul do rio Camaquã, onde os afloramentos são escassos e muito intemperizados. Nessa área ocorrem metagranitóides porfiroclásticos, com uma foliação marcada pelo alinhamento dimensional de fenoclastos de feldspatos e de minerais máficos da matriz, que na Folha Pedro Osório foram considerados como pertencentes ao domínio dos metagranitóides porfíricos (Ramgrab & Wildner, *op. cit.*). Segundo esses autores, apresentam uma textura milonítica marcada pela presença de porfiroclastos arredondados de plagioclásio e, em menor quantidade, de microclínio, envolvidos por uma matriz microcristalina quartzo-feldspática, na qual predomina o quartzo fitado, enquanto nos planos de foliação desenvolve-se epidoto (pistacita) e minerais opacos em abundância. A deformação é ainda evidenciada por *kinks* em planos de macla do plagioclásio, fraturas escalonadas em feldspatos e por uma recristalização extensiva de todos os minerais, gerando uma textura granoblástica isogranular. Petrograficamente classificaram as rochas desse domínio como monzogranito, sienogranito e raramente, granodiorito.

Silva *et al.* (1997), com base em datações U/Pb em zircão (SHRIMP) obtiveram idade magmática de  $609 \pm 15$  Ma para um gnaise migmatítico de composição granodiorítica do Complexo Pinheiro Machado, que corresponderia à idade do pico metamórfico deformacional e do principal período de magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale *et al.*, 1995a, b). Adicionalmente, obtiveram idade em torno de 800 Ma para xenocristais mais antigos de zircão que atribuíram aos protólitos dos gnaisses migmatíticos.

### 2.3.3.2 Granitóides Sintranscorrentes

São representados por dois corpos associados a zonas de cisalhamento transcorrente, apresentando variado grau de deformação, denominados Granito Arroio do Moinho e Granito Passo da Mozinha,

que se estendem, respectivamente, para além dos limites sul e leste da Folha Cachoeira do Sul.

A denominação Granito Arroio do Moinho (N<sub>ym</sub>) foi utilizada para designar um corpo granítico porfírico, com foliação pronunciada, situado na região de Canguçu (Gomes, 1990). Ramgrab & Wildner (no prelo) incluíram nesta unidade um corpo de características semelhantes, situado na porção norte da Folha Pedro Osório e que se prolonga para a Folha Cachoeira do Sul.

Trata-se de um corpo alongado, balizado a norte por zona de cisalhamento de direção NE-SW e delimitado a sul por depósitos aluvionares do rio Camaquã. Consiste em rocha de composição predominantemente monzogranítica, variando por vezes até sienogranito, de coloração cinza-róseo, de granulação grossa e textura porfírica. Apresenta uma foliação bem marcada por minerais máficos e pelo alinhamento de megacristais de feldspato. Segundo Gomes (1990) os fenocristais são de feldspato alcalino, perfazendo de 30 a 40% do volume total, enquanto a matriz é composta por plagioclásio (An<sub>20-30</sub>), anfibólio (hornblenda ferro-edenítica), biotita e quartzo, ocorrendo como minerais acessórios mais comuns esfênio, epidoto, allanita e apatita.

O Granito Passo da Mozinha (N<sub>ypm</sub>) está representado na Folha Cachoeira do Sul pela extremidade oeste do corpo cartografado por Ramgrab *et al.* (1997) na Folha Porto Alegre e por estes correlacionado ao Granito Arroio do Moinho. Este corpo, de forma grosseiramente elíptica, é constituído de rochas de coloração vermelho-amarronzado, de textura granolepidoblástica, média a grossa, localmente porfiroclástica. Apresentam textura protomilonítica a milonítica com fenoclastos de feldspato alcalino, atingindo de 20 a 30% do volume da rocha, envolvidos por matriz microcristalina composta predominantemente por feldspato alcalino e quartzo fitado.

Babinski *et al.* (1995) obtiveram idade U/Pb em zircão de  $595 \pm 1$  Ma para o Granito Arroio do Moinho, que caracterizaram como idade da fase de tectônica transcorrente do Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Chemale Jr. *et al.*, 1995a, b). Os mesmos autores apresentaram para esse granito idade-modelo Sm/Nd (T<sub>DM</sub>) de 1,31 Ga, com valor de  $\epsilon_{Nd} = -4,5$  (para t=600 Ma), sugerindo que essa rocha foi gerada a partir do retrabalhamento de uma crosta mais antiga.

### 2.3.3.3 Suíte Granítica Dom Feliciano (N<sub>ydf</sub>)

Essa unidade foi primeiramente definida por Tessari & Picada (1966) que introduziram a denomina-

ção Complexo Granítico Dom Feliciano para designar uma massa de rochas graníticas, de grande variação textural e modal, separada da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul por uma faixa "tectônica nordeste". Fragoso Cesar *et al.* (1986) redefiniram a designação para Suíte Granítica Dom Feliciano considerando a homogeneidade petrográfica, química e isotópica dos diversos corpos graníticos que a compõe. Posteriormente, Figueiredo *et al.* (1990) caracterizaram a presença de duas fácies: porfírica com predominância de termos de composição monzogranítica e equigranular constituída principalmente de sienogranitos. Segundo Frantz & Fernandes (1994) os granitos Passo da Mozinha e Cachoeira, que incluíram nessa suíte, constituem intrusões que marcam a transição de um regime compressional a extensional, enquanto o Granito Serra do Herval, que consideraram como parte da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, forma corpos intrusivos em regime extensional.

Segundo Ramgrab & Wildner (no prelo), a Suíte Granítica Dom Feliciano 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". Caracterizaram as fácies Monzogranito, compondo corpos posicionados em condições de mesozona, e Sienogranito, formando *stocks* mais diferenciados correspondentes aos termos finais da magmatogênese.

Neste relatório, da mesma forma que Ramgrab & Wildner (no prelo), foram agrupados na Suíte Granítica Dom Feliciano os corpos graníticos não-deformados, ou com deformação frágil (raramente dúctil) em estreitas faixas localizadas. Na Folha Cachoeira do Sul esta suíte ocupa uma faixa de orientação NE-SW, situada na região sudeste da Folha, balizada por zonas de cisalhamento transcorrente que a separam das unidades pertencentes ao Domínio Central a norte, e do granito *tipo* Arroio do Moinho, a sul.

A Fácies Monzogranito (**Nydfm**) corresponde ao Granito Cachoeira (UFRGS, 1992; Frantz & Fernandes, 1994) e é representado por rochas de coloração cinza a cinza-avermelhada, texturalmente heterogêneas, variando de granulação grossa a média até fina, freqüentemente porfíricos e, localmente, equigranulares. Comumente englobam xenólitos de composição diorítica e são cortados por apófises da Fácies Sienogranito. De maneira geral não apresentam texturas orientadas, mas local-

mente mostram estruturas de fluxo ígneo, marcadas pelo alinhamento dimensional de fenocristais de feldspato alcalino e pela orientação de minerais máficos. São afetadas principalmente por deformação frágil, com desenvolvimento de brechas tectônicas, mas em estreitas faixas localizadas. Ramgrab & Wildner (no prelo) descrevem feições de deformação dúctil, evidenciada por estiramento de cristais de quartzo e orientação da biotita.

As rochas dessa fácies são constituídas essencialmente por feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, ocorrendo como variedades biotita e, raramente, anfibólio. A mineralogia acessória está representada por apatita, zircão, allanita e esfênio, enquanto muscovita, epidoto e clorita resultaram de processos de alteração. Análises modais classificam essa unidade como constituída predominantemente de monzogranito, com participação subordinada de sienogranito e quartzo monzonito (Orlandi F<sup>o</sup> *et al.*, 1990)

A Fácies Sienogranito (**Nydfs**) está representada por corpos de formas e dimensões variadas, intrusivos na Fácies Monzogranito, reunidos por Fernandes *et al.* (1990) sob a denominação Granito Serra do Herval e considerados por Frantz & Fernandes (1994) como parte da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. Entretanto, sua ocorrência limitada ao Domínio Oriental e a associação constante com a Fácies Monzogranito, na qual são intrusivos, favorece a interpretação, adotada por Ramgrab & Wildner (no prelo), de que os corpos de composição sienogranítica pertençam à Suíte Granítica Dom Feliciano.

As rochas da Fácies Sienogranito, de coloração vermelha a rosada, texturalmente variam de heterogranulares grossas a termos equigranulares médios a finos. De maneira geral são isotropas, mostrando localmente feições de deformação cataclástica. São constituídas essencialmente de quartzo e feldspato alcalino, com participação subordinada de plagioclásio, ocorrendo como varietal biotita em quantidade muito pequena. Zircão, apatita, esfênio, allanita e anfibólio constituem a mineralogia acessória, enquanto clorita, muscovita, epidoto e óxidos resultaram de processo de alteração tardi a pós-magmático. Segundo Ramgrab & Wildner (*op. cit.*) essa fácies é constituída predominantemente de sienogranito, com presença muito subordinada de quartzo sienito, monzogranito e quartzomonzonito.

No âmbito do Domínio Oriental foi ainda registrada a ocorrência de afloramentos isolados de granitóides alcalinos a peralcalinos, aparentemente intrusivos em granitóides sintranscorrentes (granito tipo Arroio do Moinho). Trata-se de rochas de colo-



ração vermelho-amarronzada, de granulação média a grossa, petrograficamente classificadas como quartzo sienito e alcalifeldspato-granito, contendo como minerais essenciais feldspato alcalino, albita-oligoclásio e quartzo, e como varietal hornblenda verde-azulada. Seu caráter fortemente alcalino, identificado pela presença de feldspato alcalino, plagioclásio sódico e anfibólio transicional entre uma hornblenda e um anfibólio alcalino, sugere a correlação dessas rochas com as rochas peralcalinas cartografadas na Folha Pedro Osório por Ramgrab & Wildner (no prelo).

A Suíte Granítica Dom Feliciano ainda é muito carente de informações geocronológicas. Dados Rb/Sr apresentados por Soliani Jr. (1986) forneceram idade de  $544 \pm 5$  Ma para rochas dessa suíte, genericamente referidas como granito.

### 2.3.4 Coberturas Sedimentares e Vulcano-Sedimentares

Sob esta designação estão englobadas as rochas sedimentares e vulcânicas que preenchem as bacias do Camaquã e Piquiri, com idades que abrangem desde o final do Neoproterozóico (~600Ma), até o Ordoviciano Inferior (~470Ma), resultantes da sedimentação relacionada aos estágios tardi a pós-orogênico do Ciclo Brasileiro.

#### 2.3.4.1 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã localiza-se nos domínios Ocidental e Central da Folha Cachoeira do Sul, estando situada predominantemente na região sudoeste, estende-se desde o limite oeste da área, nas cabeceiras do arroio Cambaizinho, em direção a leste, até o vale do arroio Irapuá e, desde as cercanias da cidade de São Sepé, para o sul, em direção às cidades de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, até o limite da área, no vale do rio Camaquã.

Sua maior área de afloramento mostra um forte controle tectônico segundo o principal alinhamento estrutural rúptil do Escudo Sul-Rio-Grandense (N30°-40°E), principalmente na região dos arroios Santa Bárbara, Lanceiros e Irapuá, enquanto na região do arroio Cambaizinho a área aflorante apresenta-se orientada segundo NW-SE (N60°-50°W).

O mapeamento geológico desta bacia teve início com o trabalho de Leinz *et al.* (1941), tendo prosseguimento com os trabalhos de Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1970), sendo que os mapeamentos sistemáticos só foram retomados por Porcher *et al.* (1995).

Trabalhos desenvolvidos por universidades, através de cursos de pós-graduação ou projetos patrocinados por entidades financiadoras de pesquisas têm contribuído com a maior parte das informações pertinentes à evolução geotectônica da Bacia do Camaquã; interpretações estas que variam de acordo com a proposta de evolução para o Escudo Sul-Rio-Grandense, elaborada ou aceita pelo autor. Desta forma, Loss e Roisenberg (1972) classificaram esta bacia como uma bacia molássica, enquanto Fragoso Cesar *et al.* (1982) a posicionaram em um contexto de *foredeep* em relação ao Cinturão Dom Feliciano. Jost (1984) elaborou uma interpretação como bacia sucessora de retroarco, entre o Batólito de Pelotas (arco magmático) e o Cráton Rio de La Plata, enquanto Issler (1985) interpretou-a como uma bacia periférica resultante da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano.

Mais recentemente, Oliveira e Fernandes (1991) consideraram a Bacia Piquiri como *strike-slip basin*, e mais antiga do que a Bacia do Camaquã. Beckel (1992) propôs uma evolução polifásica para estas bacias, as quais teriam iniciado como bacias de *foreland* relacionadas à colisão entre os crátons Rio de La Plata e Dom Feliciano/Kalahari, evoluindo para bacias do tipo *piggy-back*, *strike-slip* e finalmente, já em crosta estável, como gráben. Fernandes *et al.* (1992) propuseram um modelo do tipo *strike-slip basin* em um contexto intracontinental, em estágios tardios de evolução da colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari.

Fragoso Cesar (1991) apresentou uma nova elaboração de seus modelos, relacionando os diferentes estágios evolutivos das "molassas" a distintos episódios orogênicos registrados no Escudo Sul-Rio-Grandense. Gresse *et al.* (1996) realizaram um trabalho de correlação entre as bacias do Sul do Brasil e do sudoeste da África, posicionando-as no limite Pré-Cambriano – Cambriano e classificando-as como bacias tardi a pós-tectônicas do tipo *foreland* periférica (Nama e Vanrhynsdorp basins – África) e *foreland* de retroarco (bacias do Camaquã e Itajaí - Brasil). Hartmann *et al.* (1998) propuseram o início da geração destas bacias de *foreland* a partir de 600Ma (Neoproterozóico) e a cratonização durante o Ordoviciano (~470Ma).

As unidades litoestratigráficas descritas para a Bacia do Camaquã, a evolução do entendimento sobre suas inter-relações e composição pode ser observada na tabela 2.1, bem como a correlação destas com a visão aloestratigráfica atualmente proposta e que tem por base os trabalhos de Paim (1994) e Paim *et al.* (1995). Todavia, ainda perma-

necem pontos de conflito quanto à inclusão de determinadas sucessões de camadas sedimentares em uma ou outra unidade, pois os mapas compilados de trabalhos anteriores, desenvolvidos isolados ou em áreas distintas ao longo dos anos, apresentam rochas pertencentes a um mesmo evento deposicional incluídas em unidades litoestratigráficas distintas, bem como rochas de idades diferentes, as quais, apenas por apresentarem a mesma faciologia, foram englobadas em uma mesma unidade. Um exemplo típico destas diferenças de entendimento são as camadas pelítico-arenosas dobradas que afloram ao longo da BR-153, a leste de Caçapava do Sul, entendidas como pertencentes à Formação Maricá, por Robertson (1966) e posicionadas por Ribeiro *et al.* (1966) no Membro Mangueirão, da Formação Arroio dos Nobres, discordante sobre a Formação Maricá.

### Formação Maricá (Nm)

A denominação Maricá foi empregada pela primeira vez por Leinz *et al.* (1941), na categoria de Formação, para designar camadas de conglomerados (com seixos de granito, gnaisses e quartzito), arcóseos e arenitos com estratificação cruzada e marcas de ondulação, sobrepostos a xistos e granitos, para as quais propuseram uma idade cambriana a siluriana.

Ribeiro *et al.* (1966) descreveram a Formação Maricá como sendo composta por arenitos arcóseos, médios a grossos, com intercalações de níveis de conglomerados contendo seixos de rochas metamórficas e granitos, de rochas sedimentares e raramente de quartzo. Estariam presentes ainda intercalações de ardósias, siltitos e folhelhos. Quanto à natureza destes depósitos sedimentares, citam a proposição de Robertson (1966), como tendo sido formados em ambiente continental ou marinho costeiro, a partir da erosão das rochas graníticas e metamórficas mais antigas, admitindo uma idade eo-cambriana.

Santos *et al.* (1978) propuseram a denominação Pessegueiro, na categoria de Formação, para representar as rochas sedimentares mapeadas em trabalhos anteriores, como Formação Maricá, acrescidas de estratos vulcânicos, de composição intermediária à ácida, intercalados concordantemente com os litótipos sedimentares.

Porcher *et al.* (1995) consideraram as rochas sedimentares correspondentes à Formação Maricá, de Ribeiro e Fantinel (1978) ou Formação Pessegueiro, de Santos *et al.* (1978), como uma seqüên-

cia (Seqüência Vulcano-Sedimentar I), limitada na base e no topo por discordâncias angulares. Com base em critérios faciológicos, delimitaram cinco unidades de fácies para representar os arenitos conglomeráticos, arenitos (arcóseos a arcóseos líticos), pelitos e riolitos. O registro sedimentar representaria um evento transgressivo com o progressivo afogamento das áreas-fonte situadas a oeste. A idade admitida por Porcher *et al.* (*op. cit.*) para estas rochas, foi pré-cambriana superior (Rifeano-Vendiano, ~650Ma), com base nas relações estratigráficas e nas datações radiométricas disponíveis para as intrusões graníticas que afetam esta unidade, bem como para as rochas andesíticas que se sobrepõem em discordância angular.

Paim (1994) realizou uma revisão da Bacia do Camaquã com enfoque paleoambiental e paleoclimático, organizando o preenchimento sedimentar e vulcânico desta bacia em unidades aloestratigráficas, tendo como base os conceitos da Estratigrafia de Seqüências. Este autor tratou as rochas anteriormente mapeadas como unidades litoestratigráficas (formações Maricá e Pessegueiro), como Aloformação Maricá, dividida em seis alomembros, sendo limitada na base por uma discordância angular com rochas metavulcânicas e metassedimentares e no topo também por uma discordância angular, com as rochas do Alogrupo Caçapava do Sul, admitindo um intervalo de idade entre 640Ma e 570Ma.

Os trabalhos de campo realizados para revisão da geologia da Folha Cachoeira do Sul, a análise das informações disponíveis, bem como o intercâmbio mantido com pesquisadores das universidades, conduziram a uma visão atualizada desta sucessão de rochas sedimentares, para as quais manteve-se a denominação original de Leinz *et al.* (1941) como Formação Maricá, admitindo-se uma idade neoproterozóica superior.

A Formação Maricá ocorre na parte oeste da Folha Cachoeira do Sul, sendo suas principais áreas de afloramento a região que circunda o platô da Ramada, ao sul da cidade de Vila Nova, estendendo-se até as cercanias de Lavras do Sul; a região a sudeste de Lavras do Sul, onde abrange parte do curso do rio Camaquã; e uma faixa alongada que se estende desde o entroncamento da BR-290 com a BR-392, ao norte de Caçapava do Sul, até o arroio Pessegueiro, a oeste da Serra de Santa Bárbara. Ocorrências isoladas são encontradas a nordeste da cidade de Caçapava do Sul e a sudoeste de São Sepé.

As rochas que compõem esta unidade são predominantemente arenitos de cor castanha a avermelhados, eventualmente acinzentados, com granula-

ção variando de grossa a fina, podendo ainda ser conglomeráticos, com seixos de granitos, quartzo, gnaíse, rochas metamórficas e sedimentares. As análises petrográficas indicam uma composição à base de grãos de feldspatos, quartzo e fragmentos de rochas metamórficas, sendo classificadas em sua maioria como arcóseos e subarcóseos, podendo atingir a classe de arcóseos líticos e litarenitos feldspáticos. As camadas exibem geometria lenticular a lenticular alongada e, quando camadas de arenitos finos a muito finos estão associadas a camadas de pelitos, a geometria é tabular. As estruturas sedimentares presentes são estratificações cruzadas acanaladas, cruzadas tabulares, laminação plano-paralela, cruzada cavalgante, *hummocky*, ondulada e acamadamento gradacional normal, indicativas dos diferentes processos e sistemas deposicionais que formaram estes depósitos sedimentares.

As interpretações quanto ao ambiente de deposição são, em parte, concordantes com os trabalhos anteriores de Porcher *et al.* (1995) e Paim (1994), ocorrendo na base desta unidade um sistema de leques deltaicos, na porção intermediária depósitos marinhos rasos e na porção de topo um novo sistema de leque deltaico, que, no conjunto, compõem ao menos um ciclo transgressivo-regressivo.

Quanto à ocorrência de rochas vulcânicas intercaladas nesta formação (Santos *et al.*, 1978), as quais caracterizariam a presença de um vulcanismo síncrono com a deposição dos sedimentos, as observações efetuadas ao longo dos perfis realizados a oeste da serra de Santa Bárbara e ao norte do platô da Ramada, revelaram que as camadas sedimentares junto ou próximas a intercalações de camadas de riolito, apresentam metamorfismo térmico tanto acima quanto abaixo destas, e que os riolitos encontram-se tanto encaixados concordantemente com o acamadamento quanto cortando a estrutura local das rochas sedimentares. Dessa forma, as rochas vulcânicas intercaladas na Formação Maricá são interpretadas como intrusivas e relacionadas ao magmatismo Acampamento Velho. Entretanto, não é afastada a hipótese de um evento vulcânico síncrono à sedimentação Maricá, tendo em vista a ocorrência localizada de *shards* de vidro vulcânico ácido em arenitos arcosianos (Porcher *et al.*, 1995).

A Formação Maricá encontra-se afetada por um evento tectônico compressivo, responsável pela formação de dobras, falhas inversas de alto e baixo ângulo, com geração de *drags* e deslocamentos interestratiais, dobras em bainha de pequeno porte junto a alguns planos de falha de baixo ângulo levando à interpretação da ocorrência de duplicação

de camadas. Estas estruturas encontradas confirmam a informação de Ribeiro e Fantinel (1978), de que a Formação Maricá encontra-se regionalmente dobrada com faixas de recumbência, cavalgamento, ruptura e cataclase e também levam a se desconsiderar todas as estimativas de espessura para esta unidade feitas em trabalhos anteriores, tornando-se necessário o desenvolvimento de estudos que tenham por objetivo caracterizar o grau de deformação e quantificar a duplicação de camadas e o encurtamento sofrido pela bacia.

Apesar das áreas de afloramento aparentarem uma estruturação sob a forma de homoclinais, perturbadas apenas junto a falhas regionais, quando então as camadas sedimentares desenvolvem *drags* de falha, conformando grandes sinformes, como a existente na região dos cerros do Bugio e do Perau, a oeste de Caçapava do Sul, medidas sistemáticas de atitudes de camadas revelaram um padrão de dobramento aberto, com tendência a tornar-se apertado próximo a falhas, tendo sido observadas amplitudes de 500m na região dos arroios Teixeira e dos Carros, ao norte de Lavras do Sul.

Os mergulhos das camadas são variáveis, podendo atingir desde 18° em áreas pouco perturbadas ou próximas ao eixo das dobras, até valores regionais médios entre 25° e 45°. Camadas com mergulhos mais elevados ou verticalizadas são encontradas próximo a zonas de falha. Os eixos das dobras apresentaram duas orientações: uma SW-NE, paralela a falhas regionais, e a segunda WNW-ESE (~110°) indicando um padrão provavelmente associado a falhas antitéticas de falhas transcorrentes levóginas.

### Formação Hilário (Nh)

O termo Hilário foi utilizado por Robertson (1966) para designar as rochas relacionadas a um extenso vulcanismo andesítico (derrames, tufos, brechas, conglomerados vulcânicos, fluxos de lama, grauvacas, diques, rochas máficas intrusivas e, localmente, rochas dacíticas no topo da seqüência), aflorantes principalmente entre a região da Mina Seival até o vale do rio Camaquã, a leste de Lavras do Sul. Posteriormente, Ribeiro *et al.* (1966) formalizaram esta unidade na categoria de membro da Formação Crespos, Grupo Bom Jardim, enquanto que as rochas eminentemente sedimentares comporiam a Formação Arroio dos Nobres deste grupo.

Para representar estas rochas de natureza vulcânica, Santos *et al.* (1978) utilizaram o termo Hilário na categoria de membro da Formação Cerro dos

Martins, enquanto que Horbach *et al.* (1986) o fizeram na categoria de formação. Estes autores consideraram as rochas sedimentares associadas respectivamente como Membro Arroio dos Nobres e Formação Mangueirão.

Porcher *et al.* (1995), mapearam estas rochas a oeste de Caçapava do Sul, tratando-a como uma seqüência – Seqüência Vulcano-sedimentar II. Identificaram sete litofácies que foram agrupadas em quatro unidades de fácies: Unidade de Fácies 1 – derrames andesíticos, dutos vulcânicos e brechas vulcânicas; Unidade de Fácies 2 – rochas vulcano-clásticas com intercalações subordinadas de andesitos e conglomerados; Unidade de Fácies 3 – rochas conglomeráticas, com intercalações subordinadas de derrames andesíticos; Unidade de Fácies 4 – camadas tabulares de arenitos e pelitos.

Lima (1995) estudou a Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (Nardi e Lima, 1985) na região de Lavras do Sul, constituída por “rochas efusivas básicas a intermediárias, depósitos piroclásticos, corpos hipabissais monzoníticos a riolíticos, lamprófiros espessartíticos e rochas monzoníticas a granodioríticas.”

A Formação Hilário é utilizada neste relatório para representar todos os depósitos de natureza vulcânica (*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966), sejam eles derrames, rochas subvulcânicas ou vulcano-clásticas, estas tanto de natureza piroclástica quanto epiclástica, relacionadas ao magmatismo intermediário a básico, de afinidade shoshonítica (Nardi e Lima, 1985) de idade neoproterozóica (~592Ma), que repousam em discordância angular sobre a Formação Maricá e rochas metamórficas do Escudo Sul-Rio-Grandense, sendo sobrepostos, também em discordância angular, por rochas das formações Acampamento Velho, Santa Fé e Guaritas.

A cartografia geológica apresentada para estas rochas está calcada nos mapeamentos realizados por Porcher *et al.* (1995) e Lima (1995), sendo individualizadas quatro fácies: duas correspondentes ao domínio de rochas vulcânicas (rochas de derrames e depósitos vulcano-clásticos de natureza piroclástica) e duas englobando as rochas sedimentares associadas ao vulcanismo.

A principal área de afloramento desta unidade situa-se a leste e a nordeste da cidade de Lavras do Sul, onde se encontram as principais ocorrências minerais associadas às fácies vulcânicas (Seival e Volta Grande), ocupando parcialmente os vales dos arroios Camaquã e Hilário. Estende-se para nordeste de forma descontínua, sendo recoberta

por unidades mais jovens ou interrompida por blocos elevados do embasamento da bacia. Exposições expressivas ocorrem a leste de Caçapava do Sul, ao sul de São Sepé e próximo ao limite sul da Folha, onde dominam os depósitos sedimentares que contêm a mineralização em cobre e ouro da Mina do Camaquã.

Esta unidade também se apresenta afetada por um evento tectônico compressivo que resultou no basculamento e dobramento das camadas. São comuns mergulhos da ordem de 45° até camadas verticalizadas junto a planos de falhas, e no desenvolvimento de falhas inversas de baixo ângulo (4° a 15°) com as quais se associam cavalgamentos de blocos e deslocamentos inter e intraestratais cuja magnitude, à semelhança dos da Formação Maricá, ainda não foi quantificada.

Estas estruturas são, em parte, mascaradas por deformação associada a falhas transcorrentes, das quais resultam falhas inversas de alto ângulo e *drags* nas camadas junto aos planos de falha, aos quais se associam abundantes estrias horizontais ou oblíquas com baixo ângulo de mergulho.

A leste de Caçapava do Sul, esta unidade encontra-se estruturada em uma ampla sinforme, com eixo paralelo à orientação geral das principais falhas da área (N30°-40°E), tendo seu flanco ocidental sustentado pelo contato com as rochas metamórficas que envolvem o Granito Caçapava do Sul, e seu flanco oriental pelo dragueamento das camadas junto a uma das falhas regionais que afetam a Bacia.

A Fácies Vulcânica (Nhv) é composta predominantemente por rochas provenientes de derrames de lavas básicas a intermediárias, representados por traquiandesitos a traquibasaltos (segundo Wildner *et al.*, 1997). Corresponde, em parte, ao Membro Hilário da Formação Crespos, de Ribeiro *et al.* (1966) e à Unidade de Fácies 1, de Porcher *et al.* (1995), incluindo ainda corpos intrusivos de pequenas dimensões constituídos por rochas monzoníticas, quartzo-monzoníticas e lamprófiros espessartíticos (Lima *et al.*, 1995) e camadas subordinadas de rochas vulcano-clásticas intercaladas entre os derrames. As análises petrográficas realizadas, associadas às descrições obtidas por Porcher *et al.* (1995), permitiram classificar as rochas predominantemente como andesitos, sendo identificados ainda basaltos e dacitos de ocorrência subordinada.

Os andesitos apresentam-se como derrames e diques, com cor cinza-escuro a cinza-esverdeado, por vezes bordô ou cinza-avermelhado, textura porfirítica caracterizada pela presença de fenocristais de feldspatos, hornblenda e quartzo imersos

em matriz afanítica ou microcristalina e, localmente, podem exibir finos veios compostos por barita, malaquita e carbonatos. Em lâmina delgada, os fenocristais de plagioclásio (20 a 85%) apresentam-se subédricos e ripiformes, podendo encontrar-se alterados para argilo-minerais e sericita. Os fenocristais de hornblenda (0 a 20%) exibem formas euédricas e subédricas, tendo como produto de alteração uma associação entre clorita, óxidos, epidoto e actinolita. Fenocristais de quartzo (0 a 10%), quando presentes, mostram-se límpidos, com formas arredondadas e feições de corrosão. Os fenocristais estão imersos em matriz vítrea, com cristais aciculares de apatita e rica em cristálitos, ou então holocristalina fina, com textura pilotaxítica, composta por plagioclásio, clorita, epidoto, sericita e carbonato. Pode conter vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo ou calcita, além da presença de minerais opacos, provavelmente oriundos da oxidação de mineral máfico preexistente. Fácies subvulcânicas de andesitos apresentam matriz fina constituída por cristais de feldspato, hornblenda e/ou piroxênio, euédricos a subédricos, com quartzo ocorrendo de forma intersticial.

Os basaltos, que ocorrem sob a forma de derrames e diques, apresentam-se cinza-escuros a pretos e textura porfírica, com fenocristais de piroxênio (augita) e plagioclásio imersos em matriz de granulação fina. Os fenocristais de augita mostram-se com clivagem prismática e pleocroísmo de verde-claro a castanho-claro, exibindo ainda maclas simples, raramente múltiplas, e uma zonação dos tipos oscilatória ou em ampulheta. A alteração presente é para clorita, carbonato e opacos, podendo haver substituição total dos cristais, podendo ocorrer, ainda, urilitização nas bordas dos cristais; com o desenvolvimento de anfibólio acicular com cor verde-clara, e epidotização. O plagioclásio (andesina cálcica) apresenta-se com maclas da Albita e combinação Albita-Carlsbad e exibe processos de alteração por sericitização, epidotização, carbonatização e cloritização, podendo ocorrer a substituição total dos cristais. De forma subordinada pode ocorrer olivina. A matriz pode ser subafanítica a fina, constituída por diminutos cristais de plagioclásio e quartzo como material intersticial.

Os dacitos apresentam cor avermelhada, textura porfírica com fenocristais de plagioclásio e quartzo, este último com golfos de corrosão, imersos em matriz constituída por material vítreo alterado e pequenos cristais de feldspato e quartzo. Este litótipo normalmente ocorre na porção superior da sucessão de camadas desta fácies, podendo, por suas

características macroscópicas em campo, vir a ser confundido com litótipos pertencentes à Formação Acampamento Velho (Cambriano).

Os lamprófiros ocorrem como pequenos corpos intrusivos com feições circulares, intrudindo rochas pertencentes à Formação Maricá, ao sul de Lavras do Sul, e camadas de rochas piroclásticas e vulcânicas mais antigas da própria Formação Hilário, a nordeste dessa cidade. Apresentam-se com cor cinza-escuro a castanho-escuro, com uma constituição à base de fenocristais euédricos de hornblenda, com granulação média a fina, envoltos por matriz fina, constituída por diminutos cristais de plagioclásio e material afanítico intersticial. Estão presentes ainda cavidades irregulares preenchidas por carbonato e filossilicato fibrorradiado de cor verde (celandita ?) e fragmentos conatos de lamprófiro. A alteração presente é a carbonatização, podendo ocorrer substituição parcial ou total do plagioclásio.

No mapa geológico 1:250.000 foram ainda individualizadas as áreas com predominância de tufos (Nht) relacionados aos depósitos vulcano-clásticos formados durante as erupções, diretamente a partir do cone vulcânico e das colunas eruptivas, por processos de surgência e queda. Encontra correspondência na Unidade de Fácies 2 – Tufos, de Porcher *et al.* (1995) e na de Rochas Piroclásticas, de Lima (1995). As três áreas individualizadas, compiladas a partir dos trabalhos citados, situam-se ao norte de Caçapava do Sul e ao sul de São Sepé, sendo ainda comum a ocorrência destes litótipos intercalados de forma subordinada com rochas representativas de derrames ou em estreita associação com rochas vulcano-clásticas epiclásticas.

Segundo Porcher *et al.* (*op. cit.*), são litótipos representativos destes depósitos predominantemente tufos de cor esverdeada, com granulação variando desde pó até lúpili, em sua maioria compostos por vulcano-clastos de cristais (plagioclásio, quartzo e hornblenda), principalmente na fração pó até cinza, enquanto que os vulcano-clastos na fração cinza grossa até lúpili são preponderantemente de composição lítica, formados por fragmentos juvenis, conatos e raramente acidentais. Podem se apresentar desde maciços até laminados, quando então exibem laminação plano-paralela e, mais raramente, cruzada. A ocorrência de brechas é mais localizada, sendo também encontradas intercaladas em áreas de domínio de afloramento de camadas de andesitos, sugerindo uma origem relacionada a processos de surgência junto aos cones vulcânicos.

Ainda conforme Porcher *et al.* (1995), a presença de epidotização, carbonatização e cloritização é in-

dicativa da atuação de processos hidrotermais sobre estas rochas. A clorita, quando ocorre ocupando o espaço entre fenoclastos, pode estar indicando processo de devitrificação de *shards* de vidro vulcânico ou de uma matriz vítrea, enquanto a epidotização de forma intensa, pode conferir à rocha um aspecto de brecha.

Lima (1995), reconheceu na região de Lavras do Sul três litótipos de natureza piroclástica:

1) Brechas Vulcânicas: compostas por blocos angulosos a subangulosos de rochas vulcânicas andesíticas e, mais raramente, de granitos e rochas metamórficas, exibindo uma matriz tufácea constituída por litoclastos, cristaloclastos e raros vitroclastos.

2) Tufos e Lápili-Tufos: são os litótipos dominantes entre as rochas piroclásticas e exibem estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, ressaltadas pelas diferentes granulometrias dos litoclastos, cristaloclastos (normalmente plagioclásio) e vitroclastos (em meia-lua ou cuspidados) que as constituem em diferentes proporções, sendo classificadas como tufos a pó, tufos líticos e de cristal e lápili-tufos líticos.

3) Rochas Ignimbríticas: caracterizadas por apresentarem textura eutaxítica, com achatamento dos vitroclastos e de púmice. Fenocristais de plagioclásio ( $An_{25-35}$ ), de feldspato potássico e de quartzo, ocorrendo de forma isolada ou em agregados policristalinos, conferem a estas rochas uma textura porfirítica.

O afloramento mais significativo encontrado durante os trabalhos de campo situa-se na BR-153, próximo ao limite sul da folha, onde afloram brechas hialoclásticas no topo de camadas de andesito, sendo recobertas por arenitos líticos e pelitos (Fácies de rochas epiclásticas), indicando uma interação lava – água, o que reforça o modelo deposicional sugerido por Porcher *et al.* (*op. cit.*), quanto à interpretação da presença de corpos d'água nas proximidades do ambiente vulcânico.

Associadas à Fácies Vulcânica ocorrem litótipos representativos de depósitos eminentemente sedimentares, formados concomitantemente ou após um período de atividade vulcânica, e que apresentam como característica uma composição a base de fragmentos líticos e de cristais, oriundos da erosão e/ou retrabalhamento de derrames andesíticos e depósitos piroclásticos, consolidados ou não, ocasionalmente apresentando fragmentos juvenis de andesitos interpretados como bombas vulcânicas emplaçadas junto aos ambientes de deposição desta fácies. Duas associações de fácies foram passíveis

de individualização na área da Folha Cachoeira do Sul: uma composta predominantemente por conglomerados e arenitos (**Nhc**), e outra constituída quase que exclusivamente por uma intercalação de camadas tabulares de pelitos e arenitos (**Nhp**).

Correspondem ao que Porcher *et al.* (*op. cit.*) denominaram de Unidade de Fácies 3 – Conglomerados, e Unidade de Fácies 4 – Arenitos Finos e Pelitos pertencentes à Sequência Vulcano-Sedimentar 2 e, parcialmente, aos membros Vargas e Mangueirão (Formação Arroio dos Nobres) de Ribeiro *et al.* (1966).

A Fácies Conglomerática (**Nhc**) está constituída por camadas lenticulares de ortoconglomerados, paraconglomerados, arcóseos conglomeráticos, arcóseos e arcóseos líticos, grossos a muito grossos, onde os litoclastos e os fragmentos de cristais são predominantemente oriundos dos derrames e depósitos piroclásticos, com presença subordinada de clastos de rochas sedimentares ou do embasamento da bacia. Representam os depósitos sedimentares mais proximais em relação à área-fonte, vulcânica, e são as fácies que com mais frequência se intercalam com derrames e depósitos piroclásticos, sendo interpretadas como depósitos de leques aluviais e deltaicos.

Ao longo da BR-153, a nordeste de Caçapava do Sul, está bem exposta na margem oeste desta rodovia uma sucessão de camadas desta fácies compondo um ciclo granodescrecente, onde as fácies conglomeráticas dão lugar progressivamente a uma intercalação de camadas tabulares de arenitos e pelitos, caracterizando a presença de corpos d'água junto aos terrenos vulcânicos.

A Fácies Pelítica (**Nhp**) representa os depósitos subaquosos de posicionamento distal em relação às áreas-fonte vulcânicas, interpretados como depósitos de fluxos de detritos ou de frente deltaica, associados aos leques. São compostos essencialmente por fragmentos de cristais e de rochas vulcânicas (derrames e piroclásticas). As rochas de grão fino são classificadas como argilitos e siltitos, enquanto que os arenitos são classificados como arcóseos líticos, litarenitos feldspáticos, litarenitos e arcóseos, compostos predominantemente por fragmentos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e litoclastos de rochas vulcânicas (derrames e piroclásticas), sendo de ocorrência subordinada: hornblenda, biotita, piroxênio, zircão, apatita, opacos e fragmentos de rochas sedimentares. Na área das Minas do Camaquã esta litofácies atinge mais de 1.200m de espessura nas sondagens CQP-2-RS e CQP-3-RS (Favilla & Rheinheimer, 1978).

Em alguns casos, encontra-se grandes dificuldades na distinção entre os depósitos puramente sedimentares dos piroclásticos, notadamente quando o retrabalhamento dos fragmentos durante o transporte não foi acentuado ou é de difícil observação. Nesses casos, podem ser enquadrados em classificações como tufitos, tufos secundários ou arenitos vulcânicos, como é o caso dos afloramentos da região do Passo da Areia, a sudeste de Lavras do Sul.

### Formação Acampamento Velho (ε av)

A Formação Acampamento Velho engloba todos os litótipos vulcânicos relacionados ao evento magmático ácido que afetou a Bacia do Camaquã durante o Cambriano, incluindo fácies de derrames e de rochas piroclásticas, não tendo sido encontrados, na área do Folha Cachoeira do Sul, depósitos de natureza sedimentar associados a este vulcanismo.

Proposta por Ribeiro *et al.* (1966) na categoria de Membro da Formação Crespos, passou a ser individualizada como Formação após os trabalhos de Cordani *et al.* (1974) e Ribeiro e Fantinel (1978), tendo como seção-tipo a região do bordo sul do planalto da Ramada, no limite oeste da Folha Cachoeira do Sul, sendo esta a maior ocorrência desta unidade na área. Aflora ainda a oeste de Caçapava do Sul, sob a forma de cristas e *cuestas* alongadas sustentadas por diques e *sills* encaixados em rochas sedimentares da Formação Maricá, ou constituindo o topo de cerros como os do Perau e Bugio, ou da serra de Santa Bárbara, onde jazem em discordância sobre litótipos da Formação Hilário. A leste de Caçapava do Sul, ocorre como corpos alongados encaixados ou próximos a falha regional que baliza o limite leste de ocorrência da Formação Hilário. A sudeste da cidade de São Sepé, aflora em meio às rochas gonduânicas, através de janelas erosivas, de forma isolada ou associada às formações Maricá e Hilário.

Segundo Porcher *et al.* (*op. cit.*), Wildner *et al.* (1994) e Wildner *et al.* (1997), esta unidade é composta por rochas representantes de um vulcanismo riolítico a traquítico, de afinidade alcalina comendítica, que envolveu processos de evolução magmática a partir de líquidos básicos alcalinos, com assimilação parcial de material crustal (Sommer, 1994), e cujas idades radiométricas disponíveis indicam uma geração durante o Cambriano (520-533Ma).

Os principais litótipos presentes na área são representativos de derrames de lavas riolíticas, depósitos de fluxo piroclástico ou de queda e autobrechas, sendo classificados como riolitos, ignimbritos, tufos a pó, a cinza ou a lãpili e brechas vulcânicas.

Os riolitos apresentam cor avermelhada e textura porfirítica, com fenocristais de quartzo piramidal imersos em uma matriz microcristalina de composição quartzo-feldspática, podendo ainda exibir textura traquítica fluidal, com alinhamento por fluxo dos microfeno-cristais de quartzo e feldspato. O quartzo pode apresentar-se euédrico hexagonal, ou com bordos corroídos e formas arredondadas, enquanto que os feldspatos apresentam formas prismáticas onde a ocorrência de macla Carlsbad indica tratar-se de sanidina, embora também ocorra a macla de combinação Periclina-Albita, indicando a presença de anortoclásio. Plagioclásio está presente em pequenas proporções, normalmente sericitizado e carbonatizado. A matriz pode apresentar um intenso intercrescimento micrográfico radiado e incluir esferulitos formados por intercrescimento de feldspato + quartzo (sanidina + tridimita), por vezes com o núcleo constituído por cristal de quartzo. Segundo Porcher *et al.* (*op. cit.*), a composição média dos riolitos é quartzo (50-70%), feldspato alcalino (30-50%) e plagioclásio (< 5%). São comuns vesículas arredondadas ou irregulares, podendo haver coalescência entre várias vesículas.

Os litótipos identificados como ignimbritos apresentam cor castanho-avermelhada, textura hialofítica e exibem estruturas de fluxo plano-paralelas e convolutas. Em lâmina, apresentam textura eutaxítica, com matriz formada por uma alternância de níveis milimétricos constituídos por fragmentos na fração pó e cinza, e de púmice, achatados e soldados entre si. Envoltos por esta matriz ocorrem vitroclastos, cristaloclastos de quartzo, sanidina, plagioclásio e piroxênio, e litoclastos constituídos por fragmentos conatos e acidentais de composição andesítica e dacítica.

As rochas piroclásticas originadas pela consolidação de depósitos de queda encontram as melhores exposições no Cerro do Bugio e na Serra de Santa Bárbara, aflorando como camadas com boa continuidade lateral, principalmente nas rochas de grão fino, podendo ser maciças ou apresentar gradações granulométricas e laminação plano-paralela. Normalmente possuem cor esverdeada e a granulometria varia desde a fração pó até lãpili, sendo classificadas como tufos a pó, tufos e tufos lapiliticos.

Conforme Porcher *et al.* (1995) e Wildner *et al.* (1994), a composição destas rochas é à base de cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos, com os cristaloclastos na fração cinza, sendo mais abundantes os de quartzo e feldspato alcalino (sanidina e subordinadamente anortoclásio), ocasionalmente ocorrendo plagioclásio. Os vitroclastos ocorrem na fração cinza fina e exibem-se com for-

mas angulosas a arredondadas, sendo constituídos por vidro esponjoso ou *shards* incolores, recristalizados, normalmente envolvidos por uma fina película de opacos. Nos litoclastos predominam os fragmentos conatos de rochas vulcânicas e de tufo, além de alguns fragmentos acidentais de rochas sedimentares. A matriz é fração pó, normalmente homogênea podendo, em alguns casos, possuir estruturas de fluxo.

As brechas apresentam como principais componentes os cristaloclastos, vitroclastos e litoclastos que, ao microscópio, revelam-se imbricados, produzindo uma incipiente orientação na rocha, estando ligados por uma matriz normalmente de fração cinza.

### **Formação Santa Fé (€ sf)**

Corresponde à unidade aloestratigráfica proposta por Paim *et al.* (1995) para representar uma sucessão de camadas de conglomerados compostos predominantemente por clastos de rochas vulcânicas ácidas, jazendo em discordância erosiva sobre a Formação Acampamento Velho, e representativos de sistemas aluviais entrelaçados que, a oeste de Caçapava do Sul, desenvolviam-se de forma transversal ao eixo da bacia e, a leste, longitudinalmente. Em trabalhos anteriores, é referenciada como os conglomerados basais da Formação Santa Bárbara ou, em parte, como a Unidade de Fácies 1 (Conglomerados Organizados) da Seqüência Vulcano-Sedimentar 4, de Porcher *et al.* (*op. cit.*).

As revisões realizadas durante as etapas de campo na Folha Cachoeira do Sul, permitiram a extensão da área de ocorrência desta unidade para a região de Lavras do Sul, onde até então eram cartografadas como pertencentes à Formação Santa Bárbara. Este incremento na área de ocorrência foi baseado na verificação de feições interpretadas, em fotografias aéreas, como discordâncias angulares entre a Formação Santa Bárbara e este conjunto de camadas, principalmente entre os arroios do Hilário e das Lavras. Onde as camadas destas duas unidades apresentam mergulhos relativamente concordantes, como na região da serra de Santa Bárbara, esta discordância aparece sob a forma de uma discordância erosiva, que põe em contato arenitos da Formação Santa Fé com conglomerados da Formação Santa Bárbara. A oeste desta serra, aflora em um bloco abatido encaixado em arcóseos da Formação Maricá, limitado por falhas do sistema SW-NE.

Outra área de ocorrência praticamente contorna o Cerro da Mineração, no setor nordeste da área, estendendo-se parcialmente para a Bacia do Piqui-

ri, onde contata por discordância angular com a Formação Arroio dos Nobres. Esta área em trabalhos anteriores era cartografada como pertencente ao Membro Vargas (Tessari & Picada, 1966). Todavia, o reconhecimento da ocorrência de uma discordância entre camadas de conglomerados com mergulhos baixos e camadas dobradas de conglomerados, levou à individualização desta unidade neste setor da bacia.

Outras duas localidades assinaladas como de ocorrência desta unidade, e anteriormente relacionadas ao Membro Vargas do Grupo Bom Jardim (*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966), situam-se nas Minas do Camaquã, onde os conglomerados são mapeados como o "Conglomerado Superior", e a sudoeste, no limite sul da Folha. Nestas duas áreas o contato inferior se faz com camadas de turbiditos pertencentes à Formação Hilário e, embora na região da mina não se faça notável, na segunda ocorrência caracteriza-se como uma discordância angular.

Esta unidade está composta por ortoconglomerados róseos, compostos por seixos, blocos e matácões predominantemente de rochas ígneas ácidas (riolitos e granitos) e subordinadamente de rochas metamórficas, ocorrendo ainda arcóseos também róseos, muito grossos a conglomeráticos, com abundantes seixos de granito e riolito, que, de intercalados com as camadas de conglomerados na base da unidade, passam a predominar em direção ao topo, compondo um ciclo granodecrescente, podendo ainda ser encontradas intercalações de camadas pelíticas junto ao topo, como observado na serra de Santa Bárbara.

As atitudes desta unidade estão condicionadas a blocos basculados junto aos bordos da bacia, sendo que, na região da serra de Santa Bárbara, sua atitude regional é N5°W/20°NE; na região do arroio Hilário é N20°W/10°NE e, na região da mina e do arroio Catarina, é N20°E/20°NW a N65°E/30°NW, acompanhando a estruturação da anticlinal da mina.

Pelo posicionamento estratigráfico acima da Formação Acampamento Velho (Cambriano), contendo predominantemente clastos desta unidade e jazzer em discordância abaixo da Formação Santa Bárbara (Cambriano-Ordoviciano), admite-se neste trabalho uma idade cambriana para a Formação Santa Fé.

### **Formação Santa Bárbara (€ Osb)**

Definida por Robertson (1966), e utilizada por Ribeiro *et al.* (*op. cit.*) para representar conglomerados, arenitos e intercalações de pelitos, com cores vermelhas, aflorantes a oeste de Caçapava do Sul e



a leste desta cidade, principalmente na região das Minas do Camaquã. Foi objeto de estudo detalhado por Paim (1994), conferindo-lhe um tratamento em termos de estratigrafia de seqüências, reconhecendo e cartografando duas aloformações: serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo, representativas de rochas originadas a partir de depósitos sedimentares gerados por processos de progradação deltaica, compondo o Alogruppo Santa Bárbara.

Para a Folha Cachoeira do Sul, adotou-se o termo Santa Bárbara conforme sua proposição litoestratigráfica, porém retirando-se a área de afloramento situada a leste das Minas do Camaquã, restringindo assim a área de ocorrência àquelas interpretadas por Paim (*op. cit.*) como pertencentes às duas aloformações. Jaz em discordância erosiva, e localmente angular, sobre a Formação Santa Fé, e faz contato por falha com a Formação Hilário, a leste de Caçapava do Sul. Seu contato superior também é uma discordância angular com a Formação Guaritas, fazendo ainda contato por falha com rochas metamórficas a oeste de Caçapava do Sul.

Esta unidade está constituída predominantemente por arenitos e pelitos de cores avermelhadas, com arenitos conglomeráticos e conglomerados passando a predominar nas camadas de topo, correspondendo parcialmente ao que Porcher *et al.* (*op. cit.*) designaram de Seqüência Vulcano-Sedimentar 4, identificando três unidades de fácies: Conglomerados Organizados, Arenitos Finos e Pelitos Tabulares e Arenitos Conglomeráticos. Tem sua principal área de ocorrência a oeste de Caçapava do Sul e entre esta cidade e Lavras do Sul.

Os arenitos finos a muito finos e os pelitos, de cores avermelhadas a róseas, constituem camadas tabulares com espessuras variando entre 1 e 15cm. Internamente as camadas de arenitos podem exibir-se maciças, com gradação normal, laminação plano-paralela ou laminação cruzada cavalgante, sendo comum a ocorrência no topo das camadas de marcas onduladas assimétricas. São comuns intercalações de camadas lenticulares de arenitos médios contendo intraclastos de pelito e exibindo estratificação cruzada tangencial que, ao final da lente, pode evoluir para laminação ondulada e/ou plano-paralela. Os pelitos possuem laminação plano-paralela ou, quando são na fração silte, laminação cruzada cavalgante. É freqüente a ocorrência de micas nos planos de acamadamento e em algumas camadas pelíticas são encontradas gretas de contração.

Arcóseos e arcóseos conglomeráticos de cores róseas, contendo grânulos de quartzo e seixos de quartzo, xisto, granitos e quartzito, ocorrem em ca-

madras lenticulares, com grande freqüência exibindo geometria sigmoidal, amalgamadas entre si ou separadas por camadas de pelitos, podendo ainda intercalar camadas tabulares de arenitos e pelitos. Camadas lenticulares com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte, com seixos nos *foresets* e intercalações de camadas lenticulares de conglomerados polimíticos, tornam-se freqüentes no topo desta formação, tendo como melhores exposições a região da Pedra do Segredo, a sudoeste de Caçapava do Sul.

Segundo Porcher *et al.* (*op. cit.*) e Paim *et al.* (1995), representam depósitos de um sistema flúvio-deltaico arenoso, compreendendo um evento transgressivo na base, seguido por uma progradação deltaica e seu afogamento por um segundo evento transgressivo, culminando seu registro com um segundo evento progradacional que instala na bacia um sistema fluvial entrelaçado.

Na área a sudoeste de Caçapava do Sul as camadas conformam uma grande sinforme com mergulhos regionais da ordem de 24° a 45° e eixo orientado segundo SW-NE, formada pelo dragueamento das camadas junto à falha regional que se estende para sudoeste a partir do granito de Caçapava. Sinclinais e anticlinais abertas, com comprimentos de onda em torno de 2km, são encontradas dentro desta estrutura maior e, em alguns afloramentos, foram observadas falhas inversas de alto ângulo, algumas desenvolvendo duplicação de camadas com rejeitos da ordem de 2m. A leste de Caçapava do Sul, as camadas desta unidade mergulham para sudeste, sendo recobertas em discordância pela Formação Guaritas, voltando a aflorar na região das Minas do Camaquã, acompanhando a estruturação da anticlinal ali desenvolvida.

Esta unidade contém a mineralização de chumbo e zinco da Jazida Santa Maria, situada a sudoeste das Minas do Camaquã, e admite-se uma idade cambro-ordoviciano com base em seu posicionamento em relação às formações Santa Fé e Guaritas.

### Formação Guaritas (Og)

Com base nas observações de campo e trabalhos de fotointerpretação executados durante o projeto, adotou-se para esta unidade litoestratigráfica a interpretação de Paim (1994), com o objetivo de representar rochas sedimentares e vulcânicas básicas que anteriormente foram tratadas como Formação Guaritas e Conglomerado Coxilha (Robertson, 1966 e Ribeiro *et al.* 1966), incluindo ainda a região a leste das Minas do Camaquã, que nos

trabalhos de Ribeiro *et al.*, (*op. cit.*), Ribeiro e Fantinel, (1978), e nos trabalhos de integração de Carro *et al.* (1974) e Santos *et al.* (1989), é cartografada como de domínio da Formação Santa Bárbara (*sensu* Ribeiro *et al.*, 1966).

Desta forma, a Formação Guaritas corresponde ao Alogrupo Guaritas, de Paim (1994), e está dividida em duas fácies, correspondendo a unidades aloestratigráficas (aloformações), separadas por uma superfície de erosão, para as quais se manteve as mesmas denominações, Pedra Pintada e Varzinha, sem todavia fazer uma proposição formal de criação de duas novas unidades litoestratigráficas. Dentro desta concepção, o vulcanismo Rodeio Velho ocorre junto à fácies inferior (Pedra Pintada).

A Formação Guaritas assenta-se sobre a Formação Santa Bárbara por discordância angular e está estruturada em amplas sinclinais e anticlinais, com o mergulho das camadas nos seus flancos raramente ultrapassando 10°, e eixos paralelos à estrutura regional da bacia. Estende-se desde a região a sudoeste de Caçapava do Sul, até o limite sudeste da bacia, no contato com as rochas metamórficas a oeste de Santana da Boa Vista. Ao norte esta formação está recoberta pelas rochas sedimentares gondiônicas e ao sul estende-se para fora da área da Folha. Com base na sondagem CQP-1-RS (Favilla & Rheiheimer, 1978) e observações de campo na região da Guarda Velha, sua espessura mínima é de 1.385m. Sua idade é ordoviciana, tendo por base a idade do vulcanismo Rodeio Velho (470Ma).

A sucessão inferior de camadas, Fácies Pedra Pintada (Ogpp), esta composta por arcóseos médios a finos, de cores róseas a avermelhadas, exibindo estratificação cruzada acanalada de grande, médio e pequeno porte, laminação plano-paralela e ocasionalmente intercalações de lentes ou *drapes* de pelitos. De ocorrência subordinada são encontrados arcóseos conglomeráticos contendo seixos de quartzo, granitos e rochas metamórficas. Segundo Paim *et al.* (1995), estas rochas representam um ambiente desértico, representado por depósitos de dunas do tipo barcana e depósitos relacionados a áreas de interdunas úmido. Ainda segundo este autor, com base na análise dos dados de paleocorrentes, os ventos dominantes eram provenientes de sudoeste.

A leste das Minas do Camaquã, a ocorrência de camadas de pelitos, de arenitos muito finos a siltitos com laminação cruzada cavalgante e de arenitos finos com geometria sigmoidal, intercalados nos depósitos eólicos, é indicativa do desenvolvimento de lagos efêmeros, durante períodos de maior intensi-

dade de chuvas, nos quais desenvolveram-se depósitos deltaicos. Também a presença de camadas de arcóseos e arcóseos conglomeráticos, indica a associação de fluxos fluviais efêmeros associados às áreas de interdunas. A espessura mínima desta fácies com base na sondagem CQP-1-RS, descontadas as rochas vulcânicas, é de 559m.

O Membro Rodeio Velho (Ogrv) contém as rochas vulcânicas básicas que se associam a este intervalo sedimentar para as quais, em contraste com as interpretações até o presente vigentes (Ribeiro *et al.*, 1966; Wildner *et al.*, 1997), admite-se que, pelo menos parcialmente, mantenham relações de intrusão com parte das rochas da Fácies Pedra Pintada, conforme também observado por Silva Filho *et al.* (1996). Estes autores referem que feições como texturas e estruturas que possam indicar fluxo em estado plástico, e a presença de uma matriz vítrea, também são passíveis de ocorrer em intrusões rasas. Diques desta unidade cortam as formações Santa Fé e Santa Bárbara na região da Serra de Santa Bárbara, a sudoeste de Caçapava do Sul.

A maior área de ocorrência desta unidade situa-se a leste das Minas do Camaquã, aflorando ao longo da zona central de uma anticlinal, prolongando-se para o sul além dos limites da Folha. Outras áreas de importância em termos de caracterização deste vulcanismo situam-se a oeste da BR153. Na sondagem CQP-1-RS, realizada na região da Guarda Velha, esta unidade apresentou uma espessura de 119,50m.

Estas rochas apresentam-se com cor cinza-escuro a preto, castanho-escuro a castanho-avermelhado, com texturas afanítica, microporfirítica, quando se destacam cristais prismáticos de plagioclásio de grão fino a, localmente, seriada de grão médio a fino. Ocorrem vesículas subarredondadas a arredondadas e amígdalas, de dimensões milimétricas a submilimétricas, preenchidas por quartzo e carbonato ou atapetadas por uma película de cor esverdeada. Os microfenocristais de plagioclásio estão normalmente zonados (An<sub>58</sub> no núcleo a An<sub>32</sub> na borda) e mostram alteração seletiva dos núcleos, quase sempre carbonatizados e sericitizados. Os fenocristais são glomeroporfiríticos, isolados ou arranjando-se radialmente. A matriz é normalmente vítrea, afanítica, rica em cristálitos. São classificadas como andesitos, basalto-andesitos e basaltos.

Conforme Wildner *et al.* (1997), em afloramento a feição mais marcante destas rochas é o seu desenvolvimento a partir de derrames formados por lóbulos

lenticulares de lavas dos tipos em corda e aa. Estes lóbulos ocorrem com espessuras de 0,5 a 2m, com bordo de resfriamento mais rápido aprisionando uma porção central altamente vesiculada, podendo conter tubos com centros ocos nas porções distais. Exibem topo e base altamente vesiculados, podendo conter amígdalas do tipo *pipe* concentradas nas porções basais. Segundo estes autores, estes depósitos assemelham-se às formas de derrames de lavas toleíticas havaianas do tipo *pahoehoe*.

Todavia, em contraste com a estruturação encontrada nos principais afloramentos desta unidade, as relações de contato com as rochas sedimentares da Fácies Pedra Pintada são sempre sob a forma de contato abrupto, com assimilação da encaixante por parte da lava, sendo comuns xenólitos de arenitos até 1m abaixo do contato, preservando as estruturas sedimentares, bem como estão presentes apófises da rocha vulcânica adentrando a rocha sedimentar, tanto através de fraturamentos e planos de acamadamento, quanto por assimilação, como pode ser observado nos afloramentos do arroio Carajá e do arroio dos Neves.

Hartmann *et al.* (1998) posicionam este evento magmático no Ordoviciano Médio, com uma idade de 470Ma, obtida através de datação U-Pb em zircão, que baliza o posicionamento cronoestratigráfico das unidades da Formação Guaritas.

As rochas sedimentares relacionadas à Fácies Varzinha (Ogv) correspondem à Formação Guaritas conforme utilizado por Ribeiro *et al.* (*op. cit.*), Carraro *et al.* (1974) e Santos *et al.* (1989) e, conforme Paim *et al.* (*op. cit.*), caracterizam-se por uma sucessão de fácies aluviais e subordinadamente eólicas na base e deltaica no topo.

Estas rochas fazem contato através de uma superfície de erosão com a Fácies Pedra Pintada, e não são afetadas pelo vulcanismo Rodeio Velho. Sua base está composta por camadas de ortoconglomerados polimíticos, contendo seixos, blocos e matações de granitos, quartzo, gnaisse, quartzito, xisto, riolito e andesito, e sua matriz é composta por arcóseo médio a grosso. Arcóseos avermelhados, de granulação média a grossa, conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada sucedem as camadas de conglomerados. Nas proximidades da BR-392 ocorrem arenitos finos a médios, micáceos, em camadas lenticulares com marcas onduladas assimétricas no topo, podendo ser maciços ou exibir estratificação cruzada tangencial, e intercalando lentes de siltito cinza-escuro. No topo da sucessão de camadas, nesta mesma área, são encontrados arenitos finos, muito bem selecionados, quart-

zosos, exibindo estratificação cruzada de grande porte.

A estimativa da sua espessura, feita com base na sondagem CQP-1-RS (cota de 80m junto ao arroio Caldeirão), que assinala a base destas camadas aos 521,50m de profundidade, e o ponto mais elevado do cerro (cota de 265m), situado 4km a leste, correspondendo a 185m acima do local da sondagem, totaliza 706,50m de espessura para esta fácies nesta região.

Os sistemas deposicionais interpretados por Paim *et al.* (*op. cit.*), teriam se desenvolvido sob clima semi-árido, consistindo em um sistema de leques aluviais proveniente do bordo leste da bacia, e um sistema fluvial entrelaçado desenvolvendo-se no lado oeste, ativos durante períodos de maior precipitação e retrabalhados por processos eólicos durante períodos de estiagem, acompanhados por gretação das superfícies lamosas e de precipitação de silcretes e calcretes. As camadas superiores são interpretadas pelos autores como de origem deltaica, formadas em um ambiente lacustre, progredindo para sudoeste. A ocorrência de fácies eólicas junto a esse conjunto de camadas conduz à interpretação da continuidade do retrabalhamento eólico nas margens deste corpo d'água.

#### 2.3.4.2 Bacia do Piquiri

A Bacia do Piquiri está situada na região sudeste da Folha Cachoeira do Sul, ocorrendo como uma faixa estreita e alongada, com uma largura variando de 2,5 a 5km e um comprimento de 72km, que se estende desde as margens do rio Camaquã, a sudoeste da cidade de Santana da Boa Vista, até a região do arroio Piquiri, nas proximidades da BR-153, a nordeste, onde é recoberta em discordância angular pelas rochas sedimentares gonduânicas. Seus bordos são controlados por falhas regionais do sistema N30°-40°E, e as rochas sedimentares estruturam-se paralelas a este alinhamento, com mergulhos da ordem de 40° a 60° para noroeste, fazendo contato com rochas metamórficas, com o Granito Encruzilhada e com o Sienito Piquiri.

Os trabalhos de integração de dados realizados para a Folha Cachoeira do Sul, mostraram haver um uso generalizado, na literatura geológica do Rio Grande do Sul, dos nomes Vargas e Mangueirão para designar as rochas conglomeráticas e os ritmitos areno-pelíticos que ocorrem nas bacias do Camaquã e Piquiri, havendo ocasiões onde rochas semelhantes em fácies, mas de idades distintas foram incluídas em uma mesma unidade, como oca-

siões em que fácies idênticas, e de mesma idade, foram relacionadas a unidades litoestratigráficas distintas, resultando em um elevado grau de dificuldade ao se tentar obter um mapa de integração regional, e mesmo na compreensão dos modelos evolutivos propostos pelos diversos pesquisadores que trabalharam nestas áreas.

Desta forma, para o presente trabalho, adotou-se aplicar o termo Formação Arroio dos Nobres apenas para as rochas sedimentares aflorantes no vale do Piquiri, sem estendê-lo para as demais regiões de domínio de rochas similares. Da mesma forma, evitou-se o uso dos termos Vargas e Mangueirão, mesmo para a área deste vale, pois a última denominação tem sua área-tipo de ocorrência fora do vale, sendo inicialmente utilizada por Tessari & Picada (*op. cit.*) e Ribeiro *et al.* (*op. cit.*), por correlação, devido à similaridade entre os depósitos sedimentares areno-pelíticos que ocorrem em ambas bacias.

### Formação Arroio dos Nobres (Nan)

A Formação Arroio dos Nobres foi proposta por Tessari & Picada (1966), tendo como principais litótipos siltitos e grauvacas com estratificação rítmica e conglomerados, aflorantes no vale do Piquiri e a leste da cidade de Caçapava do Sul. Estes autores reconheceram dois membros: Vargas (Ribeiro *et al.*, 1966), composto por conglomerados e lentes arenosas, podendo ter contato transicional ou erosivo sobre as camadas do Membro Mangueirão, tendo por área-tipo a região do arroio dos Vargas no vale do Piquiri (Tessari & Picada, 1966), e Mangueirão, constituído por camadas de arenitos e siltitos vermelhos a bordôs, subordinadamente cinza ou rosados, ritmicamente intercalados e com raras camadas delgadas de conglomerados, com área-tipo situada entre as localidades de Mangueirão e Passo da Pitangueira, a leste de Caçapava do Sul. Esta unidade seria discordante sobre a Formação Maricá e estaria sotoposta, também por discordância, às formações Santa Bárbara e Guaritas. Lavina *et al.* (1985) interpretaram estes depósitos sedimentares como desenvolvidos por sistemas de leques costeiros.

Oliveira (1994), estudando parte desta bacia, considerou-a como do tipo *strike-slip basin* continental, cujas falhas controladoras teriam possuído movimento transcorrente levógiro. O preenchimento foi interpretado por este autor como tendo ocorrido através de um sistema fluvial axial, que se desenvolvia de nordeste para sudoeste, e por sistemas de leques deltaicos laterais, dividindo-o em três seqüências sedimentares cujos limites, associados à

presença de intraclastos de rochas sedimentares e às mudanças abruptas de petrofácies, refletiriam o controle exercido na sedimentação pelos eventos tectônicos que afetaram a região. Estas seqüências estão estruturadas em três grandes ciclos granodécrescentes, com espessuras da ordem de 1.500m, e são compostas de onze litofácies, constituídas por para e ortoconglomerados, brechas, arenitos arcósianos e ritmitos areno-pelíticos.

A Formação Arroio dos Nobres está constituída no vale do Piquiri por duas associações de fácies que mantêm relações de contato gradacionais entre si: 1) uma conglomerática, correspondendo ao Membro Vargas, conforme descrito para a região do arroio dos Vargas por Tessari & Picada (*op. cit.*), ou às litofácies de paraconglomerados a arenitos arcósianos associados, de Oliveira (*op. cit.*); e 2) outra composta por uma alternância de camadas pelíticas com intercalações de camadas arenosas, predominantemente tabulares em nível de afloramento.

A Fácies Conglomerática (Nanc) tem sua área de afloramento a partir da região das cabeceiras do arroio Piquirzinho em direção a sudoeste, até as proximidades do rio Camaquã, e no vale do arroio Galho do Piquiri, a sudeste do Cerro da Mineração. É composta por uma sucessão de camadas de orto e paraconglomerados polimíticos, constituídos por seixos, blocos e matações de rochas metamórficas, graníticas, riolitos, quartzo e arenito, tendo como matriz arenito arcósiano, médio a grosso. Arcóseos conglomeráticos e arcóseos, de granulação média a muito grossa podem ocorrer de forma intercalada. Representam depósitos proximais de sistemas de leques deltaicos, e correspondem em parte aos ruditos de leques marinhos, de Fragoso César *et al.* (1984), e às litofácies I a X, de Oliveira (1994).

A Fácies Pelítica (Nanp) ocupa predominantemente o setor nordeste do vale, estando composta por uma alternância de camadas tabulares de pelitos e arenitos finos a médios, de cor marrom a castanho-avermelhado, que podem exibir-se maciças ou com laminações plano-paralelas. Ocorrem ainda intercalações de camadas lenticulares de arcóseos finos a muito finos com intraclastos de pelitos. Representam depósitos distais de sistemas de leques deltaicos, correspondendo em parte ao que Fragoso César *et al.* (1985) chamaram turbiditos do Membro Mangueirão, aos ritmitos de leques marinhos, de Fragoso César *et al.* (1984), e à litofácies XI, de Oliveira (*op. cit.*).

Embora a aparência em fotografias aéreas e em campo seja de que as camadas da Formação Arroio dos Nobres estejam estruturadas como uma ho-

moclinal, os dados obtidos em afloramentos, principalmente na área de afloramento da associação de fácies de ritmitos pelíticos, indicam que a deformação tectônica produzida pela reativação dos falhamentos transcorrentes originou uma estruturação mais complexa, devida ao desenvolvimento de falhas inversas de baixo ângulo, com deslocamento interestratal ao longo do plano de acamamento das camadas pelíticas, ocasionando duplicação e inversão de camadas.

Outro dado verificado foi o desenvolvimento de uma foliação (N30°W) nas rochas que fazem contato com o embasamento da bacia em sua margem sudeste, correspondendo à litofácies de brechas xistificadas, de Oliveira (1994). Todavia, este autor, embora descreva a ocorrência de “dobras concêntricas, em *chevron* normais e em caixa”, não faz menção aos falhamentos inversos que afetam estas rochas, e que, no conjunto das estruturas de deformação, devem estar ligadas à uma mesma origem por reativação, com movimento transcorrente levógiro, das falhas que limitam a bacia.

### 2.3.5 Bacia Sedimentar do Paraná

A seqüência de rochas sedimentares gonduânicas ocupa principalmente a porção norte da Folha Cachoeira do Sul, estendendo-se, de maneira contínua, desde as proximidades da rodovia BR-290, para além dos limites da folha, a norte, leste e oeste. Este pacote sedimentar abrange uma área de aproximadamente 5.200 km<sup>2</sup>, que corresponde à região geomorfológica denominada Depressão Periférica Gaúcha, caracterizada por um relevo aplainado, com ondulações suaves e arredondadas, em que são observados poucos afloramentos de boa qualidade. Áreas de exposição menores ocorrem sobre o embasamento pré-gonduânico, seja na forma de morros-testemunho, ou como preenchimento de paleodepressões. Destacam-se entre elas as situadas na porção sudeste da folha, nas proximidades do rio Camaquã, anteriormente identificadas como Formação Caneleiras, e neste relatório integradas à Bacia Sedimentar do Paraná.

O empilhamento e descrição deste pacote sedimentar são fundamentados na nomenclatura estratigráfica proposta por Aboarrage & Lopes (1986) para a seqüência gonduânica no Estado do Rio Grande do Sul, modificada. A principal alteração, em relação à coluna apresentada por aqueles autores, refere-se à elevação da Formação Rosário do Sul à categoria de grupo e sua divisão nas formações Sanga do Cabral e Santa Maria.

Na Folha Cachoeira do Sul estão presentes desde a seqüência glaciogênica permo-carbonífera (Formação Rio do Sul) até os depósitos eólicos jurássicos (Formação Botucatu), estes sobrepostos por rochas basálticas da Formação Serra Geral. O mergulho regional das camadas sedimentares é de 1° a 2° para nordeste, com muitas variações, devidas ao movimento de blocos falhados, que por sua vez controlam a ocorrência de unidades e seu espessamento, como por exemplo na fossa do Capané.

Apesar da escassez de afloramentos de boa qualidade, as muitas centenas de furos de sonda executados para delimitação de jazidas de carvão, acompanhados de perfis geofísicos e descrições litológicas detalhadas de testemunhos de sondagem, permitem descrições bastante completas das seções verticais de quase todas as unidades gonduânicas.

#### 2.3.5.1 Grupo Itararé

No Estado do Rio Grande do Sul o Grupo Itararé está representado por um pacote de diamictitos, arenitos finos a médios, siltitos pretos, varvitos e ritmitos com seixos pingados, correlacionado por Schneider *et al.* (1974) à Formação Rio do Sul e que corresponde ao intervalo superior deste grupo. Esta correlação foi igualmente adotada por Aboarrage & Lopes (1986), considerando que as rochas pertencentes às fácies Suspiro e Budó do Grupo Itararé (Delaney & Goñi, 1963) se encontram interdidadas em direção ao centro da bacia.

A Formação Rio do Sul (Prs) ocorre em pequena extensão superficial, principalmente na porção central da Folha Cachoeira do Sul (região de Irapuazinho), onde está sobreposta por discordância angular a rochas sedimentares ordovicianas da Bacia do Camaquã. Nessa região, Lopes (1995) identificou o paleovale do Capané, ao qual associou uma ação erosiva por movimentação de gelo, evidenciada pela configuração do perfil do paleovale e pelo registro de pavimentos estriados. Registra-se ainda a presença de exposições isoladas dessa formação, que ocorrem na forma de *outliers* no embasamento pré-gonduânico, a nordeste da Suíte Granítica Caçapava do Sul e nas cabeceiras do arroio Camaquã Pelado. A espessura da Formação Rio do Sul varia desde dezenas de centímetros até 67m registrados em sondagem na região de Durasnal, ressaltando-se que muitos dos furos de sonda executados no paleovale do Capané não atingiram a base da formação, uma vez que o objetivo precípuo dos mesmos era a pesquisa das camadas de carvão.

Litologicamente, a formação é caracterizada por fácies de orto e paraconglomerados de grânulos e seixos, mal selecionados, do tipo diamictito com matriz silteica, arenosa fina e argilosa. São comuns arenitos finos esbranquiçados, de aspecto porcelânico com matriz argilosa abundante. Os ritmitos várvidos com laminação plano-paralela ou cruzada de pequeno porte (*climbing ripples*) ocorrem nas seqüências mais espessas, por vezes com seixos pingados de granitos. Siltitos argilosos cinza-escuros a pretos são encontrados, particularmente no topo das seqüências mais espessas, nas partes mais profundas do paleovale do Capané. Intercalações de margas de pequenas espessuras, com estrutura *cone-in-cone*, estão presentes com alguma freqüência.

Camozzato & Petry Marques (1977) e Tomazelli & Soliani Jr. (1982), com base na ocorrência de pavimentos estriados de seixos e blocos polidos, facetados e estriados; de blocos erráticos exóticos, associados a fácies sedimentares comuns em ambientes glaciais, atribuem uma origem sob condições glaciais para as rochas englobadas na Formação Rio do Sul. Adicionalmente, sugerem que a movimentação da massa de gelo deu-se no sentido de sul para norte, considerando as feições observadas em pavimentos estriados da região de Irapuá. Segundo Aboarrage & Lopes (1986), esta formação compreende seqüências sedimentares de caráter continental (leques aluviais, fluviais e lacustres) e marinhos (pelitos bacinais, turbiditos e leques submarinos), bem como transicionais ao longo da linha de costa, depositados sob regime climático glacial e periglacial.

A idade da Formação Rio do Sul é admitida como eopermiana, correspondente ao intervalo Sakmariano – Artinskiano (Marques-Toigo, 1988).

### 2.3.5.2 Grupo Guatá

Este grupo, de grande distribuição superficial na Folha Cachoeira do Sul, é composto pelas formações Rio Bonito, à qual estão relacionadas as jazidas de carvão, e Palermo.

Lopes (1995), utilizando princípios de estratigrafia de seqüências, estabeleceu um arcabouço aloestratigráfico para o intervalo Rio Bonito-Palermo dividido em quatro seqüências deposicionais (seqüências A, B, C e D, da base para o topo), limitadas por superfícies erosivas. Nessas seqüências distinguiu a presença dos seguintes quatro sistemas deposicionais: 1) Sistema Deltaico, presente nas áreas proximais das seqüências A, B e C, imediatamente acima das superfícies erosivas, compreendendo litofácies de prodelta, de frente deltaica e de planície deltaica; 2) Sistema de

Barreiras Litorâneas e Marinho Raso, identificado nas seqüências B e C, abrangendo litofácies de arenitos quartzosos interdigitados com depósitos de sedimentação lagunar e/ou pantanosa (litofácies de carvão e pelitos carbonosos); 3) Sistema Estuarino, representado nas seqüências C e D com desenvolvimento máximo na última, constituído da litofácies de arenitos grossos lenticulares, com ocorrência subordinada de carvão e de depósitos de tempestade; e 4) Sistema Marinho de Costa Afora, presente nas quatro seqüências, tendo como litofácies característica a de pelitos com acamadamento *wavy* e *linsen* e, subordinadamente, tempestitos e arenitos grossos lenticulares.

Segundo Marques-Toigo (1988), com base em pólen das formações Rio Bonito e Palermo, o Grupo Guatá é de idade permiana, equivalente aos andares Artinskiano e Kunguriano.

A Formação Rio Bonito (Prb) ocupa extensas áreas da metade norte da Folha Cachoeira do Sul, principalmente nas regiões centro e oeste, enquanto na porção leste as áreas aflorantes são restritas. De maneira geral, as rochas sedimentares da Formação Rio Bonito estão dispostas discordantemente sobre o embasamento pré-gonduânico. Apenas na região central, onde Lopes (1995) identificou o paleovale do Capané, arcóseos médios a muito grossos e conglomeráticos dessa formação assentam por discordância erosiva sobre pelitos pretos da Formação Rio do Sul.

No Estado do Rio Grande do Sul, segundo Aboarrage & Lopes (1986), não é aplicável a divisão da Formação Rio Bonito nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.*, 1974), tendo em vista que no território gaúcho dominam sedimentos depositados em um ambiente continental litorâneo, com depósitos flúvio-deltaicos e litorâneos, enquanto nos estados de Santa Catarina e Paraná estão representados principalmente por depósitos marinhos. Aboarrage & Lopes (*op. cit.*) descreveram para esta formação, a oeste de Osório, três conjuntos litológicos distintos, todos representados na Folha Cachoeira do Sul, que ocorrem tanto em associação vertical como interdigitados lateralmente.

O primeiro conjunto, normalmente situado na porção basal em contato discordante sobre o embasamento pré-gonduânico ou separado por superfície erosiva da Formação Rio do Sul, é constituído por arenitos arcosianos cinza-claros, médios a grossos, localmente conglomeráticos com grânulos e seixos de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas, tendo como estruturas sedimentares mais freqüentes acamadamento gradacional e estratificação cruzada de médio e grande porte. Secundariamente,

ocorrem arenitos muito finos a finos e médios com estratificação cruzada de pequeno e médio porte, laminação cruzada cavalgante e laminação paralela, enquanto siltitos cinza e cinza-esverdeados, ou escuros e carbonosos com leitos e camadas de carvão estão representados subordinadamente.

O conjunto intermediário, predominantemente pelítico, é composto por siltitos cinza a cinza-claros e siltitos cinza-escuros a pretos, carbonosos, por vezes argilosos, maciços, raramente com interlaminações de arenito com *wavy* e *linsen*, e intercalações de leitos e camadas de carvão. Na região de Capané ocorrem intercalações de arenitos finos a grossos, quartzosos ou feldspáticos, lenticulares com estratificação cruzada. É neste conjunto que estão representadas as principais camadas de carvão.

O conjunto superior compreende essencialmente arenitos quartzosos a ortoquartzíticos, finos a médios, localmente grossos com grânulos e seixos dispersos. Acamadamento gradacional, estratificação cruzada planar de médio e grande porte, alinhamento de grãos, laminação plano-paralela, laminação ondulada, *climbing*, *flaser* e *drape* são as estruturas sedimentares mais freqüentes nestes litótipos. Subordinadamente, ocorrem leitos e camadas de siltitos cinza a cinza-escuros, carbonosos, e leitos e camadas de carvão, localmente de interesse econômico, como por exemplo na jazida de Capané.

A Formação Palermo (Pp), excetuando-se alguns locais da porção leste da Folha Cachoeira do Sul, em que assenta diretamente sobre o embasamento, apresenta contatos concordantes, freqüentemente com feições erosivas, com a seqüência sedimentar da Formação Rio Bonito, principalmente quando sua seção basal se encontra sobreposta a camadas de carvão e de siltitos carbonosos.

Seu intervalo basal é constituído predominantemente por siltitos e arenitos muito finos interlaminações, apresentando como estruturas sedimentares laminação ondulada, *wavy*, *linsen*, *drape* e, localmente, *flaser*. Freqüentemente, se encontram fluidizados e localmente bioturbados com deformação da laminação. Neste conjunto ocorrem intercalações de leitos e lentes de arenito fino a médio, localmente com pequenas lentes de conglomerado de grânulos, com estratificações, ondulada e, esporadicamente, cruzada por truncamento de ondas. A porção superior desta formação é composta por siltitos arenosos com raras intercalações de arenitos muito finos.

A sedimentação Palermo se desenvolveu em um ambiente marinho de plataforma rasa, predominantemente abaixo do nível de ação das ondas de tempesta-

de, com períodos de lâmina d'água mais rasa, com exposição ao retrabalhamento por tempestades.

### 2.3.5.3 Grupo Passa Dois

Este grupo engloba os últimos depósitos paleozóicos da seção sedimentar da Bacia do Paraná, dividido nas formações: Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto, conforme estabelecido por Aboarrage & Lopes (1986) para o Estado do Rio Grande do Sul. Na região da Depressão Central Gaúcha, as formações Irati e Estrada Nova, têm sido cartografadas de forma agrupada (Pen/i no mapa geológico 1:250.000), tendo em vista a dificuldade de se estabelecer critérios de separação em afloramentos, quase invariavelmente de rochas pelíticas muito alteradas, com suas características mascaradas. Entretanto, em sub-superfície as duas formações são bem identificadas, tanto em testemunhos de sondagem, como nos perfis geofísicos. O contato inferior do Grupo Passa Dois é concordante e transicional entre as formações Palermo e Irati.

A Formação Irati constitui uma seqüência sedimentar pelítica de coloração cinza-escura a preta, com a qual se associam níveis carbonáticos principalmente na porção superior. Com espessura variável de 10 a 20m, é muito uniforme ao longo de toda a área de ocorrência na Folha Cachoeira do Sul, apresentando feição muito característica nos perfis gama e resistividade. Seu contato com a Formação Palermo tem aspecto transicional e é afetada por intrusões básicas, na forma de soleiras por vezes de extensão considerável, relacionadas ao magmatismo Serra Geral.

Na metade inferior da unidade estão presentes folhelhos e siltitos cinza-escuro a pretos, com matéria orgânica dispersa. Na seção superior aparecem intercalações de leitos e camadas de margas dolomíticas e, em algumas áreas, folhelhos pirobetuminosos. A estrutura mais comum é a laminação paralela, enquanto os intervalos carbonáticos mostram brechas intraformacionais, oólitos, marcas onduladas, laminação algálica e silicificação dos carbonatos.

Os sedimentos desta unidade se depositaram em plataforma de águas rasas e calmas, com produtividade e preservação de matéria orgânica elevadas, principalmente do tipo microplantônica. Tempestades ocasionais de grande intensidade produziram brechas intraformacionais, com conteúdo fossilífero. Na metade superior da formação o ambiente era de plataforma mista, carbonático-detrítico, como atesta a presença de margas. Esta situação deve ter favorecido restrições da ba-

cia, onde houve maior produção e preservação de matéria orgânica, originando os folhelhos pirobetuminosos. Marques-Toigo (1988) situa a Formação Iрати no Neopermiano, intervalo Kazaniano.

A Formação Estrada Nova, na sua seção basal, é representada por uma seqüência de argilitos, folhelhos e siltitos cinza a cinza-escuros, com poucas variações laterais e verticais, usualmente maciços e com fratura conchoidal, localmente com laminação paralela, aos quais se intercalam lentes e concreções sílico-carbonáticas. No topo grada para arenitos muito finos cinza-claros, com marcas de onda e *flaser*, intercalados de calcários com oólitos e estruturas *cone-in-cone*. Seus contatos, inferior e superior, são transicionais.

O ambiente de deposição foi definido por Schneider *et al.* (1974) como de transição entre marinho de águas calmas, abaixo do nível de ação de ondas na base, passando para uma situação de corpo d'água de menor profundidade com maior nível de energia, dominado por ação de marés no topo. A idade desta formação é permiana superior.

A Formação Rio do Rasto (Prr), que apresenta contato transicional com a Formação Estrada Nova, marcado pelo progressivo aparecimento de cores avermelhadas, consiste essencialmente em rochas clásticas finas. A porção inferior é composta por siltitos e argilitos de coloração esverdeada, bordô ou avermelhada, com intercalações de leitos e camadas de arenitos finos, quartzosos e bem selecionados. Os pelitos apresentam laminação lenticular, paralela e *wavy*, enquanto nas camadas arenosas as estruturas sedimentares estão representadas por laminação cruzada, ondulada e *hummocky*.

Em direção ao topo passam a dominar arenitos finos a médios, avermelhados, arroxeados ou esbranquiçados, com esparsas intercalações de argilitos e siltitos avermelhados e maciços. Os arenitos, de geometria lenticular ou sigmoidal, apresentam estratificação paralela ou cruzada acanalada de pequeno a médio porte.

Sua sedimentação iniciou-se num ambiente marinho raso, passando gradativamente a depósitos de planície costeira. Sua posição cronoestratigráfica é Permiano Superior (Ricomini *et al.*, 1984).

#### 2.3.5.4 Grupo Rosário do Sul

O Grupo Rosário do Sul, de ocorrência restrita à porção sul da Bacia Sedimentar do Paraná e com representação em superfície apenas no Estado do Rio Grande do Sul, engloba os depósitos sedimentares triássicos neste estado. Compreende da base

para o topo, as formações, Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita (Andreis *et al.*, 1980), das quais as duas primeiras estão representadas na Folha Cachoeira do Sul.

A Formação Sanga do Cabral (TRsc), que ocupa a porção norte da Folha Cachoeira do Sul estendendo-se para além dos limites leste e norte, consiste predominantemente numa seqüência arenítica, com intercalações conglomeráticas lenticulares de pequena expressão volumétrica, passando superiormente a siltitos. O contato com a Formação Rio do Rasto subjacente segundo alguns autores é discordante (*e.g.* Schneider *et al.*, 1974; Andreis *et al.*, 1980), enquanto outros consideram como concordante e, em algumas áreas, transicional (Aboarrage & Lopes, 1986).

Os arenitos, de coloração avermelhada, são predominantemente finos a muito finos, quartzosos a arcossianos, mal selecionados, com grãos arredondados e angulosos. Na base da seqüência ocorrem com maior freqüência arenitos médios até grossos. Lentes de conglomerado intraformacional, representados por clastos de argila imersos em matriz arenosa, e de ortoconglomerado polimitico, localizadas e de pequena espessura, com seixos de quartzo, granito e xistos, distribuem-se preferencialmente na seção inferior da formação.

Os arenitos mostram estratificações cruzadas acanalada e tabular de médio porte, enquanto os siltitos da porção superior são maciços ou apresentam laminação paralela. O ambiente de deposição foi predominantemente fluvial e sua sedimentação é atribuída ao Eo-Triássico (Scythiano) (Schultz, 1995).

As rochas atribuídas neste trabalho à Formação Santa Maria (TRsm) ocorrem no setor sudeste da Folha Cachoeira do Sul, aflorando na forma de mesetas ao longo das estradas que ligam Encruzilhada do Sul a Santana da Boa Vista e a sudeste dessa última cidade, estendendo-se para fora da área em direção ao sul, onde foram descritas no âmbito da Folha Pedro Osório por Ramgrab & Wildner (inedito).

As camadas apresentam-se horizontalizadas ou com mergulhos de baixo valor (3° a 9°), os quais podem se acentuar próximos às falhas (12° a 17°). O contato com rochas do Escudo Sul-Rio-Grandense se faz por discordância erosiva ou através de falhas, como nas bordas do gráben do Moirão a sudeste de Santana da Boa Vista. Nesta estrutura, encontra-se sobreposta por rochas sedimentares aqui relacionadas à Formação Botucatu e vulcânicas básicas da Formação Serra Geral, além de coberturas sedimentares recentes, ao longo do curso do arroio dos Vargas.



Dominam arenitos finos a muito finos e siltitos em camadas lenticulares alongadas, com ocorrência subordinada de arenitos médios a grossos e lentes de conglomerados de grânulos e seixos, em camadas lenticulares com contato basal normalmente erosivo sobre os litótipos mais finos. Os siltitos, com cor avermelhada, maciços ou laminados, podem ainda exibir laminação cruzada cavalgante e marcas onduladas no topo das camadas. Os arenitos finos a muito finos apresentam cores róseas, as camadas são lenticulares, sigmoidais, maciças ou com laminação cruzada cavalgante, enquanto que camadas tendendo à tabularidade mostram laminação plano-paralela. Medidas de paleocorrentes obtidas a partir de ondulações em arenitos muito finos indicam área-fonte situada a norte.

Os arenitos médios a grossos podem ser conglomeráticos, com abundância de seixos a grânulos de quartzo e quartzito, as cores róseas predominam e a estrutura sedimentar mais freqüente é a estratificação cruzada acanalada, cujas medidas de paleocorrentes indicam transporte para leste e, juntamente com as camadas de conglomerados de grânulos e seixos de quartzo e quartzito, exibem contatos basais erosivos.

No conjunto interpreta-se o desenvolvimento desta sedimentação em um ambiente transicional, deltaico, com os litótipos finos representando os depósitos desenvolvidos em um corpo d'água possivelmente lacustre, enquanto que os litótipos mais grossos representariam depósitos de canais distributários.

A ocorrência de fósseis de rincossauros e cinodontes indicando uma idade jurássica (Andar Carniano, 220-230Ma), relatada por Faccini *et al.* (1990) na região do Passo da Campina, são a base da relação de idade para estas rochas, sendo correlacionáveis temporalmente à Formação Santa Maria. Assumindo-se esta premissa, a sedimentação aqui registrada teria se desenvolvido em condições mais proximais em relação às áreas-fonte situadas junto ao Escudo Sul-Rio-Grandense, sob clima desértico e com domínio do regime de enxurradas, responsáveis pela existência de lagos efêmeros. Esta relação de idade é também a base para a proposição de Ramgrab & Wildner (inédito), para o abandono do termo Formação Caneleiras para estas rochas.

### 2.3.5.5 Grupo São Bento

O Grupo São Bento está representado na área por rochas ígneas hipoabissais e vulcânicas básicas, e por arenitos correlacionados à Formação Botucatu.

Como Formação Botucatu (Jb) são relacionados os quartzos arenitos muito bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande porte composta por sets bimodais, com granulação fina e muito fina, de cor esbranquiçada a bege, anteriormente também atribuídos à Formação Caneleiras, aflorantes a sudeste de Santana da Boa Vista, na encosta do vale do rio Camaquã, ao sul da BR-392, e que jazem abaixo das rochas da Formação Serra Geral e sobre os litótipos de idade jurássica atribuídos à Formação Santa Maria. Este posicionamento estratigráfico e as estruturas sedimentares, indicativas de uma deposição em sistema eólico, foram as referências utilizadas para esta primeira tentativa de correlação com unidades litoestratigráficas consagradas para a Bacia do Paraná.

A Formação Serra Geral se faz presente sob a forma de freqüentes diques e *sills* de diabásio encaixados nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná na região norte da área, a partir da BR-290, tanto aflorando ao longo desta rodovia, quanto detectados em sondagens realizadas para a pesquisa de carvão entre as cidades de Minas do Leão e Cachoeira do Sul. Rochas relacionadas ao vulcanismo básico da Formação Serra Geral também foram descritas na área, por Jost (1981), a sudeste de Santana da Boa Vista, junto à BR-392.

Segundo Sander (1994, inédito), as rochas que compõem as fácies hipabissais são, de um modo geral, basaltos de cor escura, pretos a verdes, com texturas variando de afaníticas a faneríticas, equigranulares a porfíricas, com grão fino a médio, raramente ocorrendo bolsões pegmatóides. A mineralogia principal consiste em plagioclásio labradorítico a andesítico, dois clinopiroxênios (augita e/ou pigeonita); a olivina, minerais opacos (na maior parte das vezes, óxidos), apatita e quartzo são normalmente acessórios. Como minerais secundários e/ou de alteração estão presentes argilominerais, carbonato, zeólitas, epidoto, quartzo e sericita, entre outros. A mineralogia principal caracteriza típicos basaltos toleíticos.

Os derrames que ocorrem no sul da área foram descritos por Jost (1981) como compostos por basaltos de cor cinza a cinza-rosado, granulação muito fina, localmente porfíricos e vesiculares, exibindo estruturas de fluxo.

A revisão de dados geocronológicos realizada por Peate (1990; *in* Mincato, 1994), indicou que o magmatismo processou-se entre 155 a 100Ma, com a maioria das datações contidas entre 135 a 115Ma (Cretáceo Inferior), corroborando os dados obtidos através de diferentes métodos por vários autores, que colocam como idade preferencial

130Ma para este magmatismo (Amaral *et al.*, 1966; Melfi, 1967; Mantovani *et al.*, 1985a; Hawkesworth *et al.*, 1992; todos *in* Mincato, *op. cit.*).

### 2.3.6 Coberturas Cenozóicas

#### 2.3.6.1 Terciário – Quaternário (TQ)

Depósitos sedimentares aluviais de idade terciária-quaternária são encontrados na região sudeste da área, sendo a ocorrência mais expressiva ao longo da margem noroeste do vale do rio Camaquã, junto à escarpa das serras sustentadas por rochas graníticas neoproterozóicas e, dentro do vale, recobrimo em contato discordante rochas sedimentares mesozóicas da Formação Santa Maria.

Estes depósitos estão constituídos por areias grossas a muito grossas, conglomeráticas, com seixos e eventualmente blocos de quartzo, sendo de ocorrência subordinada camadas de silte/argila de cor cinza.

Junto aos derrames da Formação Serra Geral que afloram na BR-392, a sudeste de Santana da Boa Vista, ocorrem conglomerados compostos predominantemente por matacões, blocos e seixos de basalto, com presença subordinada de clastos de arcóseo e siltito. A cimentação carbonática é intensa, tanto ao redor dos clastos quanto preenchendo fraturas e, em um afloramento na estrada, foi verificado que o contato basal é erosivo sobre litótipos relacionados à Formação Santa Maria. O posicionamento como unidade cenozóica para estes litóti-

pos deve-se à ausência de maiores informações quanto às relações de contato com as rochas vulcânicas; informações que permitiriam um posicionamento temporal mais acurado destes depósitos.

#### 2.3.6.2 Quaternário

Ao longo dos vales dos principais cursos d'água da região encontram-se sedimentos fluviais predominantemente arenosos (Qa1), representando o assoreamento destes vales por depósitos de barras de canal e, quando da avulsão ou abandono de parte do curso dos rios, por depósitos de transbordamento ao longo das planícies de inundação laterais aos cursos d'água. Nesse caso, se caracterizam por uma sedimentação arenosa média a muito fina, com importante acúmulo de siltes e argilas nos estágios finais das cheias, gerando terreno propício ao desenvolvimento de atividades agrícolas.

Próximo a áreas de relevo mais acentuado, são comuns barras de cascalho compostas por seixos e matacões das rochas que compõem as áreas-fonte atravessadas pelos cursos d'água.

No setor sudeste da área, ao longo do vale do rio Camaquã, foi possível a individualização de um nível de terraço fluvial mais antigo (Qa2), representando uma sedimentação desenvolvida sob nível de base mais elevado do que o atual. Este terraço acha-se escavado, encaixando o canal atual do rio Camaquã, ao longo do qual desenvolvem-se barras arenosas.

# 3

---

## GEOLOGIA ESTRUTURAL

### 3.1 Introdução

No Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995b) foram caracterizados dois eventos tectônicos principais, marcados por diferentes padrões cinemáticos e condições de metamorfismo sintectônico, atribuídos a processos orogênicos do Ciclo Brasileiro.

A deformação principal do primeiro evento, com transporte tectônico transversal ao alongamento do cinturão, foi denominada Deformação Transversal. É caracterizada por zonas de cisalhamento subhorizontais (retificando-se os efeitos da deformação posterior) desenvolvidas sob condições metamórficas de grau médio a alto. Essa deformação foi atribuída à colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari, seguindo-se ao fechamento do Oceano Adamastor (Fernandes *et al.*, 1992a). É registrada principalmente pelas rochas mais antigas que afloram no Domínio Oriental – granitóides calcialcalinos do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Ramgrab & Wildner, no prelo) e através do retrabalhamento do embasamento paleoproterozóico na porção leste do Domínio Central (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos), interpretado como um segmento do Cráton Rio de La Plata. A deformação transversal ao alongamento do cinturão é igual-

mente exibida por associações de rochas juvenis brasileiras como os gnaisses que afloram no Domínio Ocidental, região de Lavras do Sul.

A segunda fase tectônica principal reconhecida no Cinturão Dom Feliciano é conhecida como Deformação Longitudinal, sendo registrada por uma trama com lineações de estiramento paralelas ao alongamento do cinturão (NE-SW), desenvolvida sob condições metamórficas de baixo grau, que afeta principalmente associações de rochas dos domínios Ocidental e Central. Esse evento manifesta-se através do desenvolvimento de zonas de cisalhamento subhorizontais que, no Domínio Central, intercalam gnaisses do embasamento paleoproterozóico (Gnaisses Encantadas) com rochas supracrustais neoproterozóicas (Complexo Metamórfico Porongos) e por zonas de cisalhamento transcorrentes com abundante magmatismo sintectônico.

As tramas originadas durante as deformações transversal e longitudinal estão registradas tanto em associações de rochas que representam crosta juvenil quanto em unidades do embasamento pré-brasiliano, onde retrabalham as estruturas preexistentes. Enquanto nessas últimas pode-se observar a reorientação das estruturas anteriores para a direção E-W, quando originalmente discrepantes, nas primeiras as mesmas são marcadas

por zonas de alta deformação e/ou estruturas de fluxo magmático com a mesma orientação em rochas plutônicas sintectônicas.

O principal objetivo do presente capítulo é caracterizar as tramas compostas principais em todos os tipos de rochas e os efeitos causados pelas estruturas tardias que afetam as mesmas. Assim, para cada unidade são descritas as estruturas principais originadas durante a deformação dúctil. Essa descrição é precedida por uma breve apresentação dos critérios utilizados para o seu agrupamento e seguida de uma interpretação genética sucinta das estruturas e dos diagramas de orientação das foliações e lineações, quando disponíveis.

O estudo mais detalhado das zonas de alta deformação, necessário para o entendimento da cinemática da deformação principal que afetou as rochas deformadas na Folha Cachoeira do Sul foi prejudicado pela qualidade das exposições. As poucas zonas de alta deformação mapeadas foram reconhecidas pela presença de estruturas mesoscópicas em tectonitos de diversos tipos de rochas. Essas estruturas foram interpretadas como o registro do principal episódio tectônico que afetou as rochas, sendo responsável pelo desenvolvimento de feições de deformação no estado sólido em diversas escalas.

As características de cada episódio deformacional são baseadas na interpretação da geometria e orientação das superfícies principais de fluxo – a denominada trama principal. A direção de transporte tectônico é marcada pela orientação das lineações e o sentido de cisalhamento marcado por indicadores cinemáticos (cf. Passchier & Trouw, 1996). Aspectos mais abrangentes da metodologia utilizada foram resumidos por Fernandes *et al.* (1991) e são apresentados na figura 3.1. Interpretações baseadas em observações, nas poucas embora avantajadas, exposições examinadas em detalhe, foram estendidas para as todas as associações de rochas com protólitos e história metamórfico-deformacional semelhantes que afloram na região.

## 3.2 Deformação Transversal

### 3.2.1 Complexos Metamórfico Várzea do Capivarita e Gnáissico Arroio dos Ratos

As características estruturais das rochas dessas unidades (**Pvc** e **Par**) são descritas em conjunto, visto que, com exceção das feições primárias, as principais estruturas exibidas pelas mesmas foram produzidas durante episódios de deformação que afeta-

taram ambas as associações de rochas. Rochas incluídas nessas unidades afloram no domínio geofísico central no Escudo Sul-Rio-Grandense e também no domínio geofísico oriental no Uruguai, estabelecendo, desse modo, uma ligação estratigráfica entre esses dois segmentos crustais separados pela Sutura de Porto Alegre (Fernandes *et al.*, submetido). Dados geocronológicos recentes apontam idades paleoproterozóicas para o protólito dessas rochas, e neoproterozóicas para alguns dos principais eventos metamórfico-deformacionais que as afetaram (Silva *et al.*, 1997b; Leite *et al.*, 1999).

À semelhança das estruturas caracterizadas para as demais unidades apresentadas nesse item, o bandamento composto e as duas gerações de dobras isoclinais observadas nos para e ortognaisses foram incluídas como parte da trama principal. Lineações minerais marcadas por sillimanita prismática e de estiramento, marcadas por agregados feldspáticos, apresentando orientações idênticas e características típicas de alta temperatura, foram incluídas na trama composta. Trata-se da estrutura mais antiga, cuja atitude original (subhorizontal) pôde ser restaurada, através da reconstituição dos efeitos das dobras tardias e falhas, sendo interpretada como registro da principal deformação que afetou as rochas dessas unidades (**Pvc** e **Par**). Essa trama plano-linear apresenta direções E-W na porção oriental da área de afloramento, infletindo para NW e mesmo N-S em direção ao ocidente. As variações na orientação mostradas pelo bandamento composto são provavelmente controladas por estruturas mais jovens, incluindo dobras normais abertas com charneiras de pequeno caimento e direções E-W, NE-SW, N-S e NW-SE, além dos efeitos da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu e de falhas mais jovens, bem como suas reativações (Fernandes *et al.*, 1993 e 1995b). Algumas das principais estruturas de deformação dúctil observadas nessas rochas são apresentadas nas pranchas que acompanham o texto (pranchas 1, 2, 3 e 4).

A geometria das estruturas de maior escala, geralmente mesoscópica, é marcada pelo bandamento composicional, que nas rochas da **Pvc** trata-se muitas vezes do acamamento preservado. Esse bandamento é afetado por duas fases de dobras isoclinais coaxiais ( $F_1$  e  $F_2$ ) e uma fase de dobras normais a inclinadas ( $F_3$ ) que controlam o padrão de afloramento. Com exceção das dobras  $F_3$ , essas estruturas foram interpretadas como originadas durante deformação sob condições de temperatura equivalentes às da fácies anfíbolito e mais elevadas, como indicado pelas paragêneses minerais e micro-

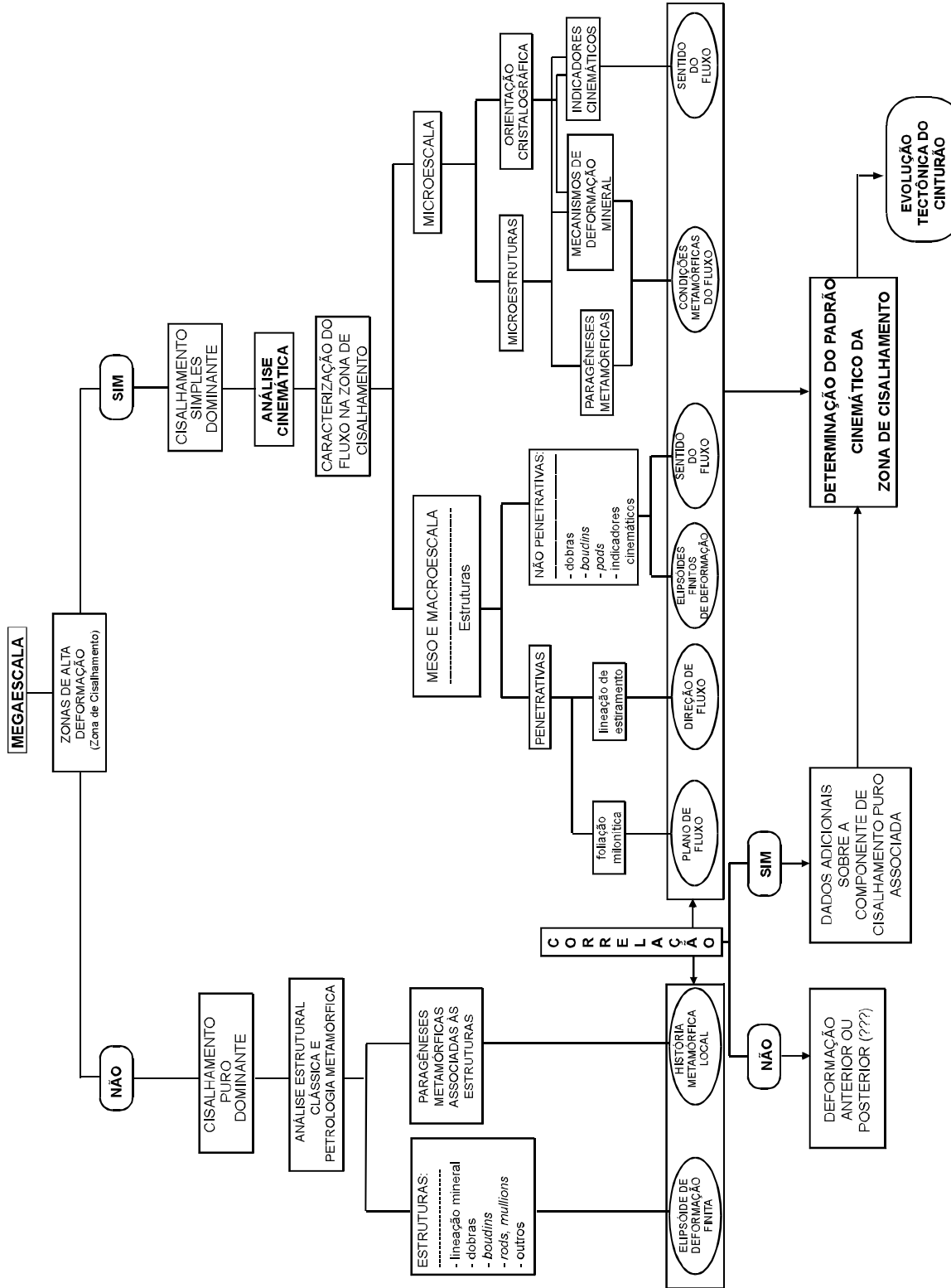
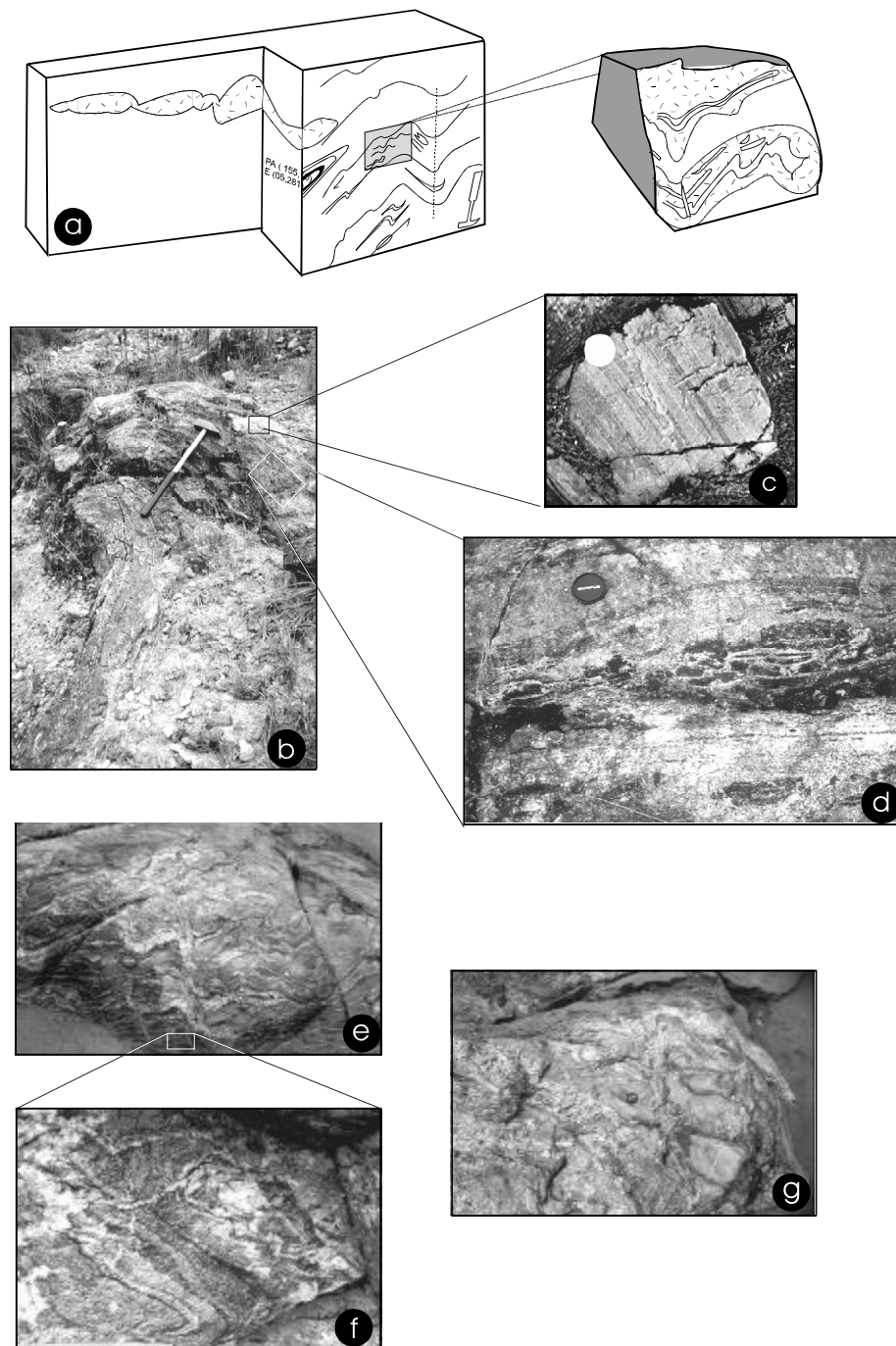


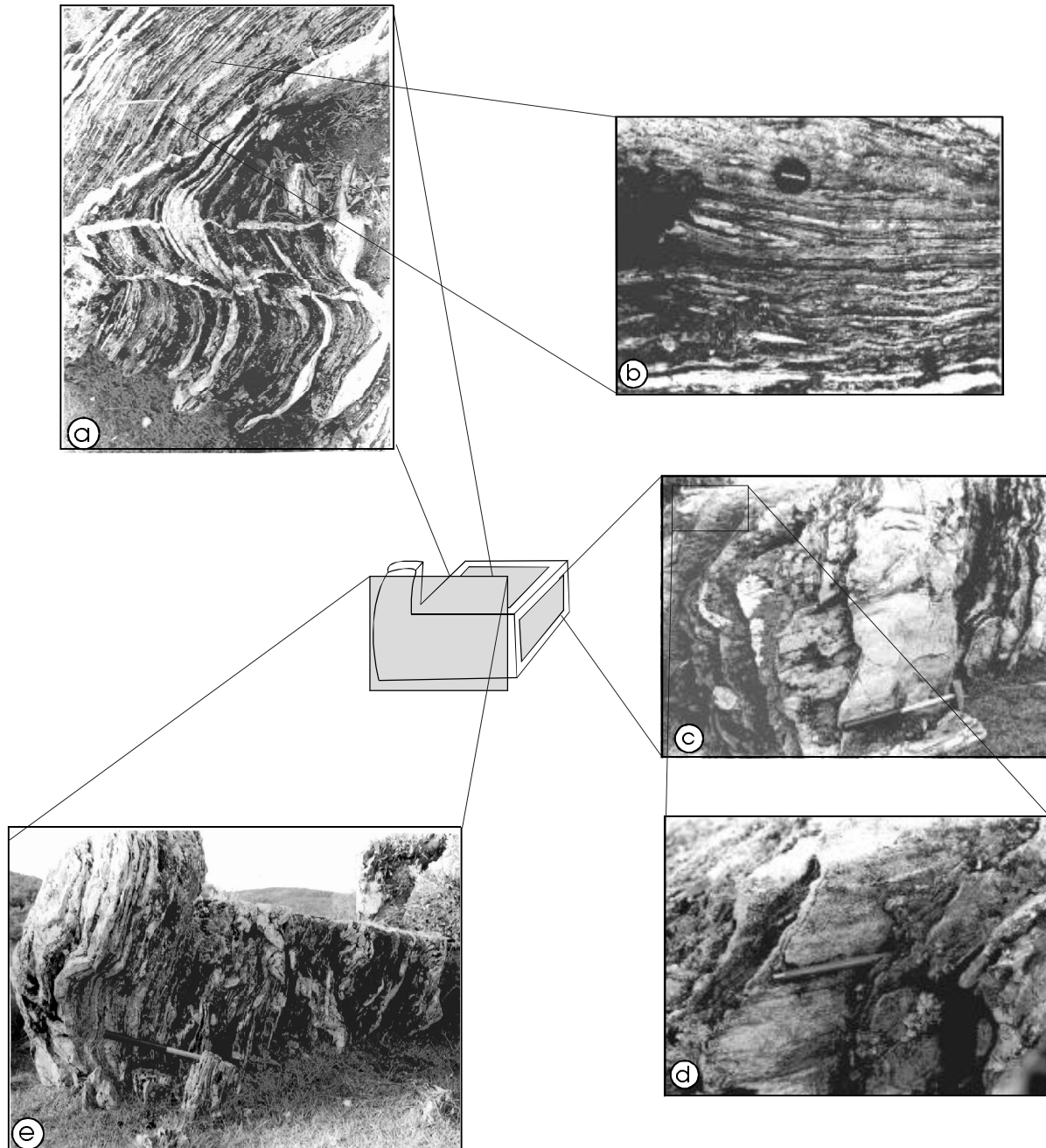
Figura 3.1 – Fluxograma com a síntese dos procedimentos adotados para a realização da análise cinemática de uma associação de rochas.



- (a) Dobras isoclinais recumbentes de segunda fase ( $F_2$ ) redobradas coaxialmente por dobras da terceira fase ( $F_3$ ). Essas estruturas são as mais comumente observadas e controlam o padrão dos afloramentos. Note a forma boudinada dos veios trondhjemiticos (no detalhe) mostrando *boudinage* e estruturas de *pinch-and-swell* afetadas pelas dobras isoclinais.
- (b) Dobras da segunda fase ( $F_2$ ) em sequência de mármore e rochas calcissilicatadas na localidade da Várzea do Capivarita, a leste da Folha Cachoeira do Sul.
- (c) Detalhe do bandamento composicional no gnaíse calcissilicático, mostrando bandas mais ricas em diopsídio e minerais opacos, e bandas mais claras mais ricas em carbonatos. A presença, nessa mesma rocha, de resquícios de estruturas sedimentares como estratificação cruzada indica que o bandamento mimetiza o acamamento sedimentar.
- (d) Detalhe do bandamento disrupto por *boudinage* (mármore impuro). As bandas escuras e mais competentes são ricas em olivina originada por reações metamórficas.
- (e) Silimanita gnaíse com porções quartzo-feldspáticas (fusões ?) afetadas por dobras  $F_2$  com charneiras levemente espessadas (f) e por dobras  $F_3$  normais tardias.
- (g) Apófise do Metagranito Arroio Francisquinho cortando o bandamento no sillimanita gnaíse da mesma exposição.

Prancha 1 – Estruturas das rochas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.





(a) Na porção superior do afloramento observa-se dobra tardia concêntrica aberta (pa: 270/76; eixo: 79/320) afetando o bandamento gnáissico e apófises de trondhjemitos intrusivos.

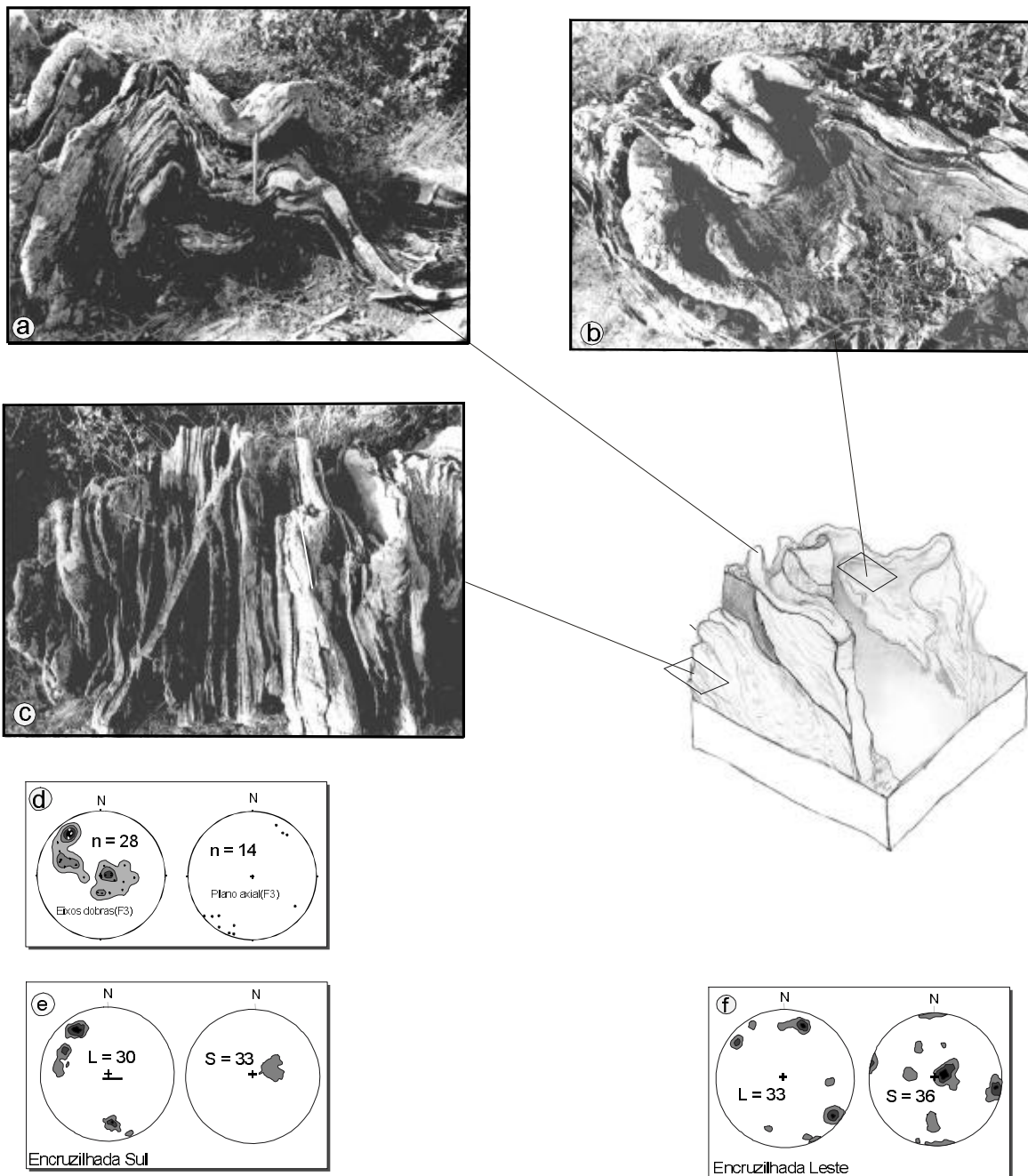
(b) Detalhe do bandamento mostra dobras intrafoliais isoclinais ( $F_2/F_1$ ?) com limbos rompidos. A dobra aberta afeta veios trondhjemiticos (brancos), ressaltados no afloramento. Desses veios, os paralelos ao bandamento, que marcam a charneira das dobras tardias, foram boudinados antes do dobramento. O veio superior, com orientação NE-SW embora discordante do bandamento do gnaiss, mostra-se igualmente boudinado e dobrado. Essas pequenas dobras têm uma vergência e simetria incompatível com a esperada para dobras parasitas geneticamente relacionadas à dobra principal mostrada na figura. O veio que está paralelo ao plano axial da dobra poderia ter sua *boudinage* reforçada durante a deformação que originou a dobra concêntrica. Essas são evidências adicionais à observação de que os veios trondhjemiticos são anteriores às dobras  $F_2$ , e, portanto, certamente mais antigos que essa dobra tardia.

(c) A superfície do bandamento mostra uma conspícua lineação (marreta com 45cm de comprimento; cabo marca a posição da lineação). Detalhe maior do bandamento.

(d) Dobras intrafoliais isoclinais com limbos rompidos e charneiras espessadas ( $F_1/F_2$ ?) paralelas à lineação.

(e) A porção frontal do bloco mostra dobras com plano axial de baixo ângulo (pa: 155/23; eixo: 30/220), que afetam o bandamento composto e são, possivelmente, as estruturas dúcteis mais jovens nessas rochas.

**Prancha 2 – Afloramento com exposição em três dimensões mostrando as relações entre as dobras de pequena escala em mármores e gnaisses calcissilicatados do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita.**



(a,b) Dobras  $F_3$  com comprimento de onda e amplitude proporcionais às espessuras das camadas afetando o bandamento composto em rochas calcissilicatadas. As bandas mais claras são de trondhjemito. Essas, apesar de discordantes do bandamento composicional, apresentam boudinagem anterior ao desenvolvimento das dobras, como atestado pela presença de *boudins* na charneira. Note a presença de dobras parasitas e geometrias indicando a atuação de flambagem na sua formação, o que implica na existência de um marcante contraste de viscosidade entre as bandas.

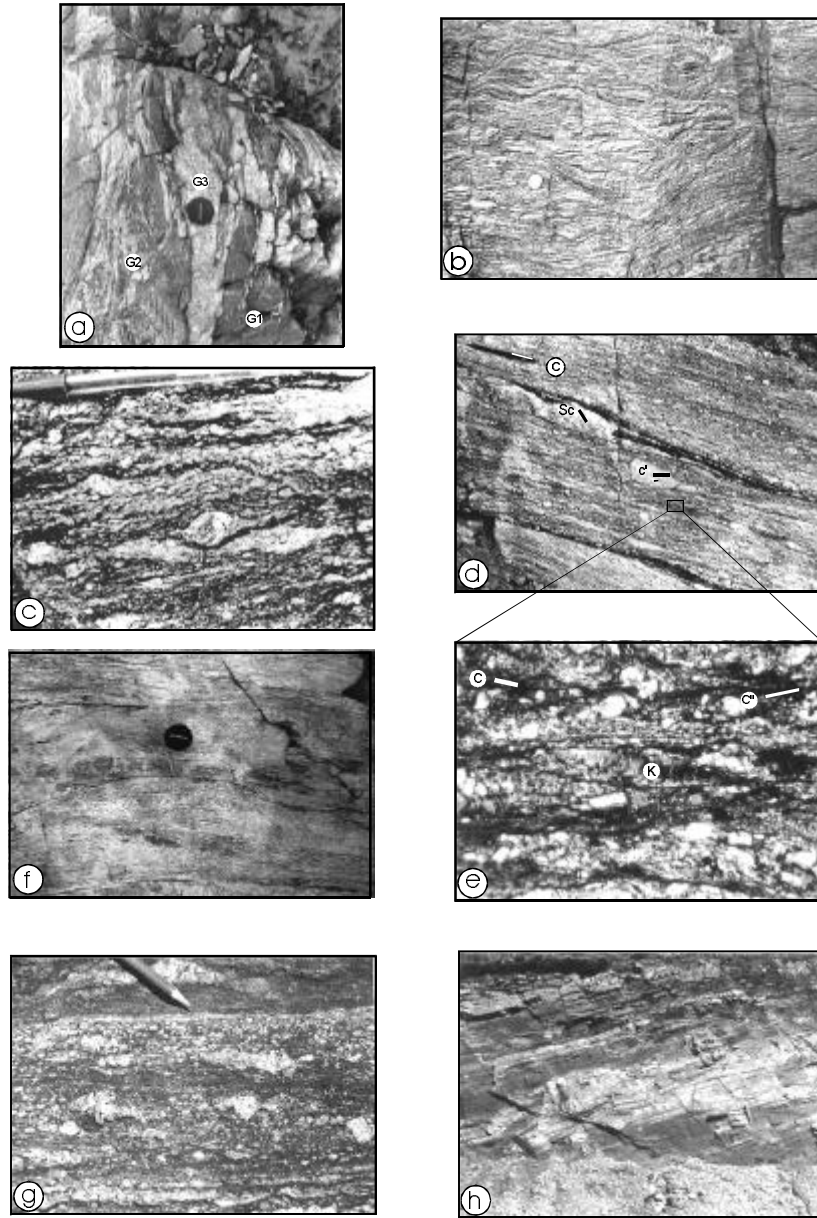
(c) Uma visada de topo do afloramento (c) mostra as dobras ( $F_2$ ) apertadas a isoclinais afetando os gnaisses trondhjemíticos (veios esbranquiçados à esquerda) O veio retilíneo na porção centro-esquerda da foto é da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, que aflora nas imediações.

(d) Mostra a variação dos eixos e planos axiais das dobras  $F_3$ , demonstrando a sua geometria de dobras acilíndricas, produto tanto da atitude espacial original das apófises de trondhjemito, quanto do processo de dobramento.

(e, f) Mostram a atitude do bandamento e das lineações mais antigas da trama principal na região de Encruzilhada do Sul. Na área ao sul de Encruzilhada do Sul (e) a atitude do bandamento é predominantemente subhorizontal e as lineações de estiramento de alta temperatura com caimento tanto para NW quanto para S. No diagrama construído com medidas na porção leste da área (f) observa-se uma grande variação dos pólos do bandamento e também a variação das lineações para praticamente todos os quadrantes, principalmente SE, NE, e NW.

**Prancha 3 – Geometria das dobras  $F_3$  em seqüência de mármore e rochas calcissilicáticas intrudidas por gnaisses trondhjemíticos e pela Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (o desenho esquemático mostra a posição das fotos na exposição em 3 dimensões).**





(a,b) Mostram o granito mais antigo  $G_1$ , na porção escura, inferior direita. Esse granito tem um bandamento fino, que é cortado pelo granitóide leucocrático ( $G_2$ ), na porção inferior esquerda da fotografia. O granitóide  $G_2$  é afetado por dobras de pequena amplitude e comprimento de onda. Os dois granitóides  $G_1$  e  $G_2$  são cortados por um granitóide granodiorito a tonalito, de grão grosso ( $G_3$ ). O bandamento do granitóide  $G_1$  é marcado por agregados quartzo-feldspáticos extremamente deformados que formam o bandamento de mais alta temperatura.

(c) Esse bandamento pode ser observado em (c), onde agregados quartzo-feldspáticos com formas lenticulares assimétricas são interpretados como indicadores cinemáticos. Caudas de recristalização do tipo  $\sigma$  indicariam o topo para a direita da foto.

(d) Zona de alta deformação no granitóide  $G_3$  originando estruturas ou bandamento ou foliação C, marcada pela caneta, que é o plano principal de cisalhamento, estruturas obliquas C' (interpretadas como uma banda de cisalhamento) e uma clivagem S-C que poderia estar relacionada à mesma deformação.

(e) Fotomicrografia (aumento de 10x) mostrando feições microestruturais dessas foliações. K marca um porfiroblasto de feldspato alcalino. Nas porções mais escuras foi onde houve maior intensidade na redução do tamanho de grão.

(f) Bandas decimétricas de ultramilonito, que cortam um milonito anterior, mostrado em (d) e (e), que no entanto têm microestruturas e associações minerais compatíveis com a mesma deformação.

(g) Feição de afloramento das porções de alta deformação tardi- $D_1$  mostrando as feições de deformação em feldspato que indicam temperaturas mais baixas, compatíveis com as da transição da fácies xisto-verde e anfíbolito, como pode ser observado pela forma irregular dos agregados de feldspato.

(h) mostra ultramilonitos das zonas tardi- $D_1$ , já intemperizadas. As partes claras são geralmente mais ricas em quartzo.

**Prancha 4 – Idade relativa dos granitóides do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e feições de alta e de baixa temperatura da deformação tangencial tardia (tardi- $D_1$ ) (relações entre os granitóides  $G_1$ ,  $G_2$  e  $G_3$  do Complexo Arroio dos Ratos).**

estruturas observadas. Ocorrem ainda conjuntos de dobras normais a inclinadas mais novas, com planos axiais de direções NE-SW, NW-SE e N-S que são brevemente descritos no final desse capítulo.

A estrutura mais antiga nessa unidade (**Pvc**) é um bandamento composicional ( $S_p$ ) de escala variável mas comumente de espessura decimétrica. Em zonas de baixa intensidade de deformação, como nos mármore dolomíticos e rochas calcissilicáticas nas proximidades de Encruzilhada do Sul e áreas contíguas (Várzea do Capivarita, a leste da Folha Cachoeira do Sul), pode-se observar remanescentes de estruturas primárias preservadas, como estratificação cruzada e resquícios do acamamento (Prancha 1b, c, d, f). Nos gnaisses quartzo-feldspáticos e pelíticos, a natureza primária ou secundária do bandamento é freqüentemente mais incerta, em função da presença de bolsões de fusão, segregados tanto paralelamente à variação litológica (prancha 1e, f), como em locais de mais baixa deformação, como sombras de pressão em granadas e pescoços de *boudins*. No entanto, mesmo nesses gnaisses, o controle composicional herdado da seqüência sedimentar manifesta-se claramente através do desenvolvimento de certos minerais, como cordierita, ocorrendo restrita a determinadas bandas.

O bandamento composicional mostra-se boudinado em praticamente todos os tipos de rochas. As variações composicionais são evidenciadas através do controle da viscosidade relativa das bandas, originando estruturas como *boudins* de gnaisses calcissilicatados em mármore e gnaisses quartzo-feldspáticos (prancha 1b). Onde não ocorre uma variação composicional significativa, como é o caso das seqüências de metapelitos e gnaisses quartzo-feldspáticos, mais espessas e reologicamente mais homogêneas, as estruturas mais freqüentes são bandas de cisalhamento (*shear bands*). Essas estruturas registram um importante episódio de deformação extensional ao qual estão possivelmente associados os episódios principais de metamorfismo que afetaram as rochas supracrustais e metaplutônicas dessa região.

O bandamento composicional foi afetado por dois conjuntos de dobras isoclinais com charneiras paralelas às lineações de estiramento e mineral. Essa última é bastante conspicua, sendo marcada pela orientação dimensional de cristais centimétricos de silimanita nos metapelitos, de piroxênio em gnaisses calcissilicatados e quartzo-feldspáticos e de anfibólios nos diques de metabasitos que cortam o bandamento composto.

As dobras mais antigas reconhecidas ( $F_1$ ) são, em geral, intrafoliais e de pequenas dimensões (cm a dm) mostrando charneiras espessadas (classes 1C e 2), flancos geralmente rompidos e altas razões amplitude/comprimento de onda (~10). Essas dobras ocorrem principalmente em gnaisses quartzo-feldspáticos bandados e em rochas calcissilicáticas, onde são marcadas por bandas félsicas de espessura centimétrica (prancha 2b). É difícil correlacionar essas dobras entre diferentes exposições e, até mesmo, entre tipos litológicos de composição contrastante numa mesma exposição, devido às variações da intensidade da deformação e do comportamento reológico de cada rocha. Em gnaisses ricos em biotita e mármore dolomíticos impuros, a presença de finas bandas competentes (quartzo-feldspáticas e ricas em diopsídio ou olivina) e de alto contraste de viscosidade em relação à matriz, favorece a nucleação de dobras. Nesses casos não é rara a presença de duas ou mais gerações de dobras intrafoliais que poderiam ser produzidas durante deformação progressiva, dificultando a sua correlação com estruturas em exposições contíguas.

As dobras isoclinais mais jovens ( $F_2$ ) apresentam geralmente dimensões mais avantajadas (m a dm) e mostram eventualmente charneiras espessadas (classes 1B e 1C). São as estruturas de grande escala, mais freqüentemente observadas nas pedreiras de mármore da localidade de Várzea do Capivarita, a leste da Folha Cachoeira do Sul. São dobras isoclinais com flancos geralmente contínuos e as razões amplitude/comprimento de onda geralmente mais modestas (3 a 5) do que as dobras anteriores ( $F_1$ ) e são comumente observadas em quase todas as exposições onde o bandamento é bem desenvolvido (prancha 1e, f). Embora interpretadas como parte da trama composta, essas dobras não foram aparentemente afetadas pela intensa deformação extensional registrada tanto pela *boudinagem*, que afetou os flancos das dobras mais antigas, como pelo desenvolvimento das bandas de cisalhamento e segregação de material quartzo-feldspático (prancha 1a).

As estruturas descritas acima, algumas das quais podem ser correlacionadas com as fases de deformação propostas por Frantz *et al.* (1984), são afetadas por um conjunto de dobras ( $F_3$ ) concêntricas apertadas a abertas, normais a inclinadas e com planos axiais de direção E-W. O caimento dos eixos dessas dobras é bastante variável, possivelmente em função da atitude espacial e natureza irregular do bandamento afetado. Em alguns dos exemplos ilustrados (pranchas 2 e 3), o bandamento

é composto, tanto por bandas de variação composicional original em rochas calcissilicatadas e mármores, como por intrusões de trondhjemitos e tonalitos. Essas, apesar de fortemente boudinadas e dobradas junto com as rochas encaixantes, são claramente discordantes da variação litológica original (pranchas 2a e 3c). O dobramento por flambagem de uma seqüência de rochas e estruturas irregulares como essas, mesmo sob condições de temperatura relativamente elevadas, origina variações significativas nos valores de caimento das charneiras, como observado para as dobras  $F_3$ .

Com exceção do bandamento composicional, os ortognaisses do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Par) exibem estruturas apresentando geometrias e atitudes semelhantes às dos gnaisses da Suite Metamórfica Várzea do Capivarita (Pvc). Feições que possam ser atribuídas à deformação subsólida, comuns nos granitóides foliados do Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado (Npm) (Ramgrab & Wildner, no prelo) não são observadas nessas rochas, mesmo nas porções de baixa deformação.

As idades relativas dos granitóides incluídos no Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos foram estabelecidas a partir das suas relações de intrusão com as tramas desenvolvidas nessas rochas durante os diversos episódios deformacionais que afetaram as mesmas.

Os ortognaisses tonalíticos são as rochas mais antigas (prancha 4a). Apresentam um bandamento freqüentemente marcado por agregados granoblásticos de feldspatos alongados e outras estruturas de alta temperatura e intensa deformação, como bandas de cisalhamento (prancha 4b). Caudas de recristalização do tipo sigma são os indicadores cinemáticos mais freqüentemente observados. A forma trapezoidal, a ausência de limites nítidos com o porfiroclasto original, o tamanho de grão avantajado e as texturas observadas indicam tratar-se de estruturas de fluxo plástico de alta temperatura (Mesquita & Fernandes, 1990; Tommasi, 1991). Em lâmina delgada observa-se que a redução de tamanho de grão que afeta essa trama manifesta-se através da recristalização dos minerais mais avantajados da trama anterior e sua substituição por agregados granoblásticos de textura mais fina, desenvolvidos principalmente ao longo dos limites de grão. A presença de indicadores cinemáticos como feldspatos com caudas de recristalização e feições típicas de intensa deformação, tais como bandas de cisalhamento, permitem interpretar essas rochas como milonitos de alta temperatura (prancha 4b, c).

No entanto, a complexidade geométrica que apresentam e a exposição insuficiente tornam extremamente difícil a reconstrução da posição espacial original das zonas de alta deformação dessas rochas através da análise estrutural. Desse modo, as estruturas mais antigas, cuja atitude espacial original pode ser determinada nesses gnaisses, são zonas de cisalhamento subhorizontais (retirando-se os efeitos das deformações posteriores) com lineações paralelas às dos milonitos de alta temperatura e, portanto, interpretadas como registro dos estágios finais da mesma deformação (prancha 4d, g).

As texturas apresentadas por essas rochas são típicas das desenvolvidas sob condições de temperatura decrescentes, equivalentes às da fácies anfíbolito a xisto-verde. Essas condições são denunciadas por feições microestruturais indicativas da atuação de difusão em feldspatos (recristalização por migração de contatos e formação de mirmequitos) e ativação de sistemas de deslizamento de média a alta temperatura no quartzo (prismático <a>), além das variações composicionais das biotitas (Tommasi, 1991). Nessas zonas de alta deformação observa-se forte redução de tamanho de grão formando milonitos com dezenas de metros de espessura (prancha 4h) mostrando indicadores cinemáticos planares e assimetria de caudas de recristalização que apontam movimento do topo da seqüência para leste (prancha 4d, e). Zonas discretas de ultramilonitos com espessura decimétrica cortando os milonitos e protomilonitos e restritas às porções de mais alta deformação são freqüentemente observadas (prancha 4f). Nesses ultramilonitos, bandas de cisalhamento, caudas de recristalização assimétricas em porfiroclastos de feldspatos, e sombras de pressão assimétricas indicam a mesma direção e sentido de movimento e permitem interpretar essas rochas como produto de deformação progressiva. Constituem-se, nesse caso, de evidências para a localização ainda mais acentuada da mesma deformação, possivelmente em função do incremento das taxas de *strain* ou de redução das temperaturas do metamorfismo sintectônico.

### 3.2.2 Complexo Granito-Gnáissico Pinheiro Machado

Os granitos foliados do Complexo Pinheiro Machado, interpretados como pertencentes a um arco magmático mais novo (Fernandes *et al.*, 1995b) afloram numa área bastante restrita, a SE da folha, sendo apenas brevemente caracterizados no presente trabalho.

As rochas dessa unidade mostram evidências de terem sofrido dois principais episódios de deformação e metamorfismo. O mais antigo e de mais alta temperatura ( fácies anfíbolito predominante) mostra direções de transporte tectônico NW-SE. É registrado por tramas magmáticas e deformacionais de atitude subhorizontal com indicadores cinemáticos de movimento do topo da seqüência para NW. A deformação mais nova e de mais baixa temperatura ( fácies xisto-verde) é relacionada às zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais de espessura decamétrica que retrabalham as tramas anteriores. Estruturas de escala microscópica da trama mais antiga foram parcialmente obliteradas por recristalização estática (Tommasi *et al.*, 1994b).

Maiores detalhes sobre as estruturas principais dessas rochas, na região ao sul da área mapeada (Folha Pedro Osório) são apresentados por Ramgrab & Wildner (no prelo).

### 3.2.3 Complexo Cambai

Na região de Lavras do Sul o Complexo Cambai compreende a Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira (ortoanfíbolitos e metaultramafitos), a Seqüência Metamórfica Arroio do Marmeleiro (rochas supracrustais) e os Gnaisses Cambai (ortognaisses) (prancha 5a). Na medida em que todos os litodemas dessas associações apresentam estruturas indicativas de terem sido afetadas pelo principal episódio de deformação dúctil, a descrição e interpretação das estruturas desenvolvidas nas mesmas são apresentadas em conjunto.

As feições estruturais originadas durante a deformação principal e o metamorfismo sintectônico de fácies anfíbolito a xisto-verde apresentado por essas rochas incluem dois grupos principais: (i) estruturas que são parte da trama regional e foram originadas durante o fluxo de alta ductilidade e temperatura responsável pela acomodação da deformação principal e (ii) as estruturas tardias, particularmente dobras abertas que afetam a trama composta principal.

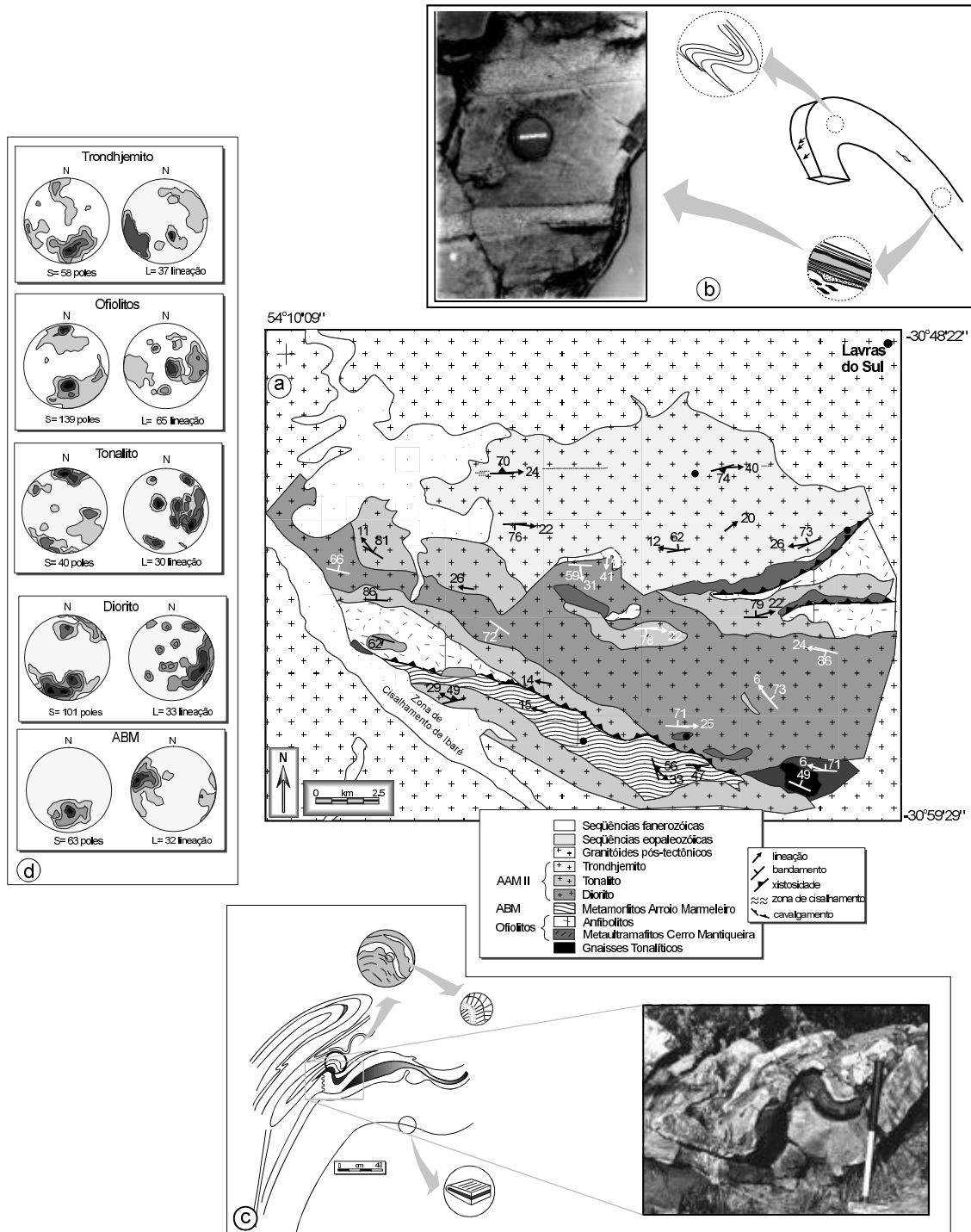
Estudos de orientação preferencial de trama cristalográfica não foram possíveis de serem realizados devido à ocorrência de um episódio de recristalização estática pós-tectônico que produziu texturas granoblásticas poligonais equigranulares em praticamente todos os tipos de rochas, principalmente as quartzo-feldspáticas (Tommasi *et al.*, 1994a). Microestruturas de deformação intracristalina são raras, de modo que o reconhecimento e interpretação da cinemática das zonas de alto *strain* nessas rochas foram baseados principalmente na

interpretação de estruturas mesoscópicas indicativas de plasticidade acentuada. Milonitos recristalizados, litoclastos, lineações de estiramento e mineral, dobras isoclinais de grande amplitude e limbos rompidos; indicativos de alta deformação e temperaturas elevadas, são estruturas comumente observadas nessas rochas.

A principal trama deformacional da Associação Básico-Ultrabásica é um bandamento composto que inclui estruturas possivelmente primárias e as formadas durante a deformação de alta temperatura que atingiu essas rochas. As estruturas mais antigas das rochas ultramáficas incluem vestígios de um bandamento decimétrico composicional marcado pela alternância de camadas ricas em olivina e enstatita mostrando variações marcantes de tamanho de grão. Uma lineação bem desenvolvida é definida pela orientação dimensional de agregados policristalinos de ortopiroxênio, possivelmente como pseudomorfos de uma lineação mineral mais antiga. Lentes de cromititos observadas em *hazburgitos* serpentinizados mostram o eixo maior paralelo à lineação mineral (prancha 6d). Essa estrutura mesoscópica foi igualmente interpretada como marcando a direção do fluxo durante a deformação no estado sólido de alta temperatura. Xistos com antofilita, talco, tremolita, serpentina e clorita, que envolvem as lentes de rochas ultramáficas e apresentam orientações idênticas às da trama principal, foram interpretados como originados durante o metamorfismo retrogressivo que afetou as rochas durante os estágios finais da deformação principal (Tommasi *et al.*, 1994a).

Um bandamento regular, marcado pela alternância de bandas de espessura centimétrica ricas em plagioclásio e hornblenda, é a estrutura planar mais característica dos anfíbolitos (prancha 6c). Feições de boudinagem de veios trondhjemíticos discordantes são também bastante comuns, principalmente nos estágios finais dessa deformação, atestando a alta competência dessas bandas félsicas em relação à rocha encaixante (biotita anfíbolito). Dobras isoclinais com limbos adelgaçados e charneiras espessadas paralelas às lineações minerais e de estiramento são bastante comuns. Muitas são marcadas por veios trondhjemíticos e algumas mostram geometria de dobras ptigmáticas.

As texturas principais dos anfíbolitos são as heterogranular granoblástica e nematoblástica, embora texturas poligonais granoblásticas com limites de grão retilíneos ou lobados sejam freqüentemente observadas. As lineações minerais são marcadas pela orientação dimensional de cristais de anfi-

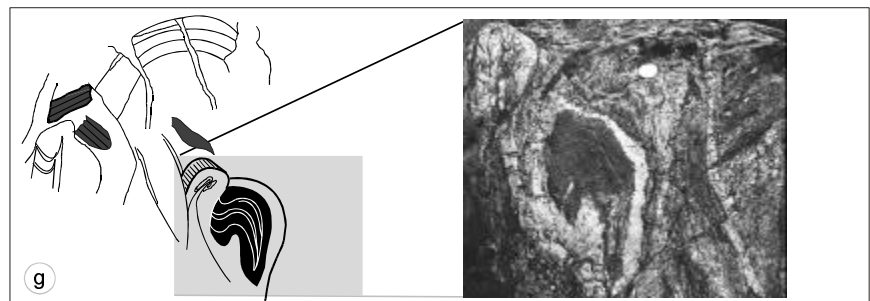
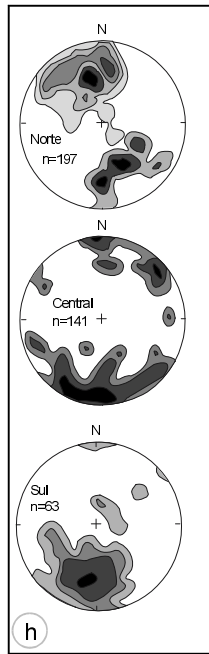
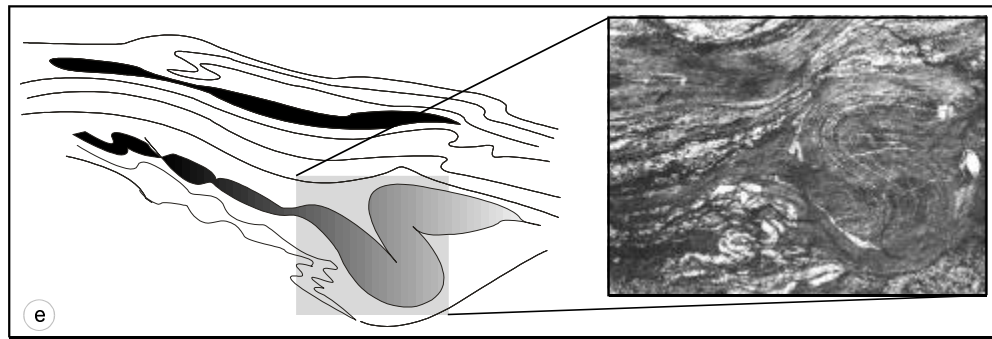
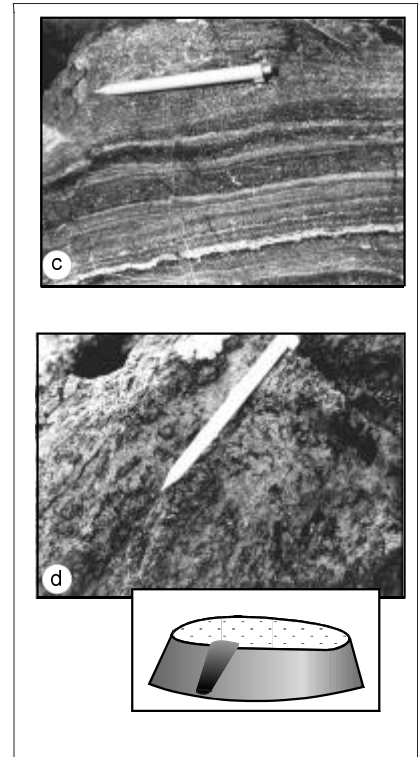
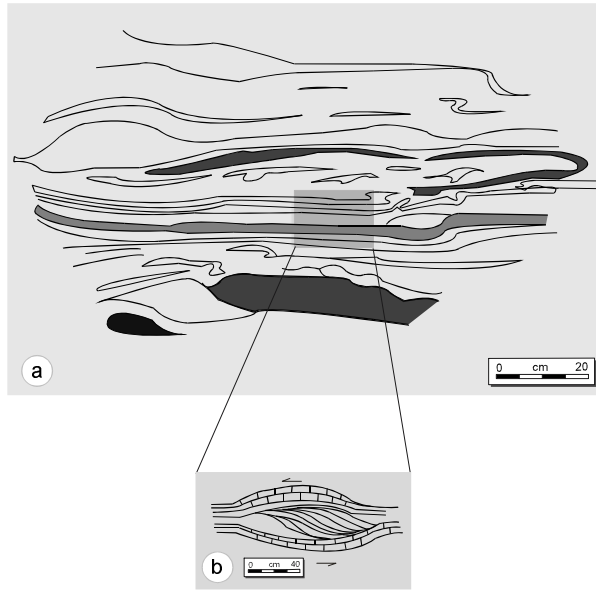


(b) Metassedimentos do Arroio Mameleiro com bandamento composicional marcado por camadas decimétricas mais ricas em filossilicatos, alternadas com camadas centimétricas a decimétricas ricas em feldspato e quartzo. Essa rocha situa-se no flanco de antiforme inclinada da segunda fase de dobras ( $F_2$ ) observadas na seqüência do Mameleiro. Essa última estrutura situa-se no flanco norte de uma antiforme da terceira fase de dobras concêntricas E-W ( $F_3$ ) que controlam a altitude do bandamento composto na região ao sul do Granito Lavras.

(c) Exemplo das dobras normais de terceira geração ( $F_3$ ) que controlam o padrão de afloramento na região e que afetam as dobras isoclinais recumbentes ( $F_2$ ) mais antigas em gnaisses tonalíticos, onde dique de anfibolito em gnaisses tonalíticos são afetados por dobra de geometria em "Z" da fase ( $F_3$ ) mostrando *trends* E-W. Na exposição observa-se que essas dobras afetam dobras isoclinais de grande amplitude com espessamento de charneira, que seriam as dobras ( $F_2$ ) originadas ainda durante a deformação dúctil principal. Note o detalhe da clivagem plano-axial espaçada das dobras tardias ( $F_3$ ).

(d) Diagramas de foliações e lineações de rochas do Complexo Cambai, na região de Lavras do Sul.

Prancha 5 – (a) Esboço litoestrutural da região de Lavras do Sul.





- (a) Dobras isoclinais com limbos rompidos em rochas ricas em anfibólio e feldspato indicam a forte deformação e a alta plasticidade atingida pelas mesmas durante a formação dessas estruturas. Litoclastos de rochas trondhjemiticas são mostrados em tons mais claros, enquanto os anfibólitos são mostrados em tons de cinza mais escuro. Os tons intermediários correspondem aos dioritos.
- (b) “Peixes de foliação” em mármore. A interpretação do sentido de cisalhamento indicado por esse litoclasto é semelhante a de uma microestrutura do tipo *mica-fish*, ou seja, o sentido de transporte seria da direita para a esquerda, o que no terreno seria de leste para oeste.
- (c,d) Ortoanfíbilito bandado, nas proximidades das rochas ultramáficas ao sul do Cerro da Mantiqueira. Bandas máficas decimétricas a centimétricas ricas em anfibólio e diopsídio alternam-se com bandas centimétricas a milimétricas ricas em plagioclásio. A banda mais clara da porção inferior da fotografia é de um leucodiorito intrusivo (c). Lineação marcada por agregado granoblástico de ortopiroxênio (d), provavelmente constituindo-se um pseudomorfo de uma lineação mineral de ortopiroxênio mais antiga. Porção inferior da prancha mostra cromita podiforme com a mesma atitude dos pseudomorfos de ortopiroxênio. Agregado de cromita com dimensões de 70cm (eixo maior) por 15cm (eixo intermediário) por 5cm (eixo menor) em metaperidotitos. Atitude do bandamento no topo da exposição (285/83). O peridotito encaixante dessa lente (*pod*) mostra cristais de enstatita em uma matriz preta, opaca, composta por olivina. Atitude da lineação marcada pelo eixo maior da lente é 55/290.
- (e) Milonito dobrado em zona de alta deformação afetando gnaisses trondhjemiticos. As bandas félsicas são litoclastos da rocha original (trondhjemitito) e as bandas mais escuras são as porções feldspáticas onde houve redução mais intensa do tamanho de grão. O milonito dobrado que está marcando a dobra em forma de “S” foi preservado como um litoclasto nessa zona de alta deformação. Fica claro que a forte *boudinage* mostrada no desenho esquemático ao lado é posterior à principal milonitização. A textura em lâmina delgada desta rocha é granoblástica poligonal, sendo os cristais geralmente isentos de deformação interna.
- (f) Estruturas do tipo *mullion* em trondhjemitito deformado em zona de alta deformação constritiva. Não se trata de intersecção de duas direções de clivagem, ou ainda a intersecção de um bandamento com uma clivagem, como pode ser visto na porção direita da fotografia, onde observa-se um corte perpendicular à lineação.
- (g) Dobra concêntrica de direção E-W afetando anfibólitos. Os anfibólitos bandados finos marcam bem a charneira de uma das dobras parasitas. A porção NW da fotografia mostra uma banda de anfibólito leucocrático fino, que marca uma dobra apertada com limbos adelgaçados. As porções félsicas que ocorrem circundando o *boudin* de anfibólito são aparentemente trondhjemiticas.
- (h) Diagramas de frequência de pólos do bandamento das unidades pré-cambrianas deformadas ductilmente na porção norte, central e sul da área de afloramento. O estereograma do topo (N da área) mostra duas principais regiões de concentração dos pólos materializando uma guirlanda cujo eixo corresponde ao das dobras concêntricas. Essas estruturas mostram *trends* para NE onde o bandamento composto, inclusive as dobras E-W foram reorientadas por ação de falhas. A porção central da área mostra dois pólos de concentração que correspondem à principal atitude do bandamento na área. O eixo dessa guirlanda estaria próximo à posição das charneiras das dobras concêntricas da fase E-W, onde são pouco afetadas pelas estruturas ainda mais tardias. O estereograma inferior (S da área) mostra a predominância de mergulhos de toda a sequência de rochas para o norte, inclusive das zonas de cavalgamento que separam os gnaisses da sequência ortoderivada dos metassedimentos da Suíte Marmeleiro. A notação adotada obedece a “regra-da-mão-esquerda”.

*Prancha 6 – Estruturas em zonas de alta deformação afetando gnaisses tonalíticos com enclaves de anfibólitos e veios de trondhjemitos.*

bólitos e plagioclásios. Litoclastos triaxiais (X,Y,Z ~ 5:3:2), com eixos mais longos paralelos às lineações minerais e de estiramento, observados no interior das poucas zonas de alta deformação são marcados por redução de tamanho de grão.

As rochas supracrustais da Sequência Metamórfica Arroio do Marmeleiro, que ocorrem principalmente a oeste da Folha Cachoeira do Sul, exibem foliações (bandamento e xistosidade) marcadas por paragêneses minerais típicas de fácies xisto-verde a anfibólito inferior, características para cada tipo composicional. A trama mais antiga reconhecida é um bandamento composicional formado por remanescentes preservados do acamamento que se manifesta como alternância de bandas mais ricas em biotita e muscovita e quartzo e feldspato (prancha 5b). O bandamento é afetado por duas gerações de dobras isoclinais a apertadas. As dobras da primeira fase são similares intrafoliais e de pequenas dimensões, mostrando charneiras espessadas e limbos adelgaçados. São interpretadas como estruturas originadas durante a fase de deformação dúctil responsável pela formação da trama principal dessas rochas. Apresentam uma xistosidade plano-axial bem desenvolvida, marcada por paragêneses minerais da fácies anfibólito a xisto verde.

As dobras da segunda geração são paralelas, com pequeno espessamento de charneira (classe 1C), geralmente coaxiais com as primeiras (prancha 5b).

Excetuando-se o bandamento composicional e a xistosidade, são as estruturas mais evidentes nas exposições desse tipo de rocha. A clivagem plano-axial dessas dobras é marcada por biotita e muscovita e, a presença de porfiroblastos pré-tectônicos (estauroлита/granada ?) atesta a sua natureza retrogressiva.

As feições estruturais observadas nos litodemas da suíte plutônica calcialcalina (Gnaisses Cambaí) são descritas em conjunto para todos os tipos reconhecidos (dioritos, tonalitos e trondhjemitos). Remanescentes de uma possível foliação magmática estão preservados em lentes de baixa deformação, principalmente nos dioritos, representada pela orientação dimensional de cristais de anfibólio e plagioclásio. Em zonas de alta deformação nos tonalitos essa trama é transformada em um bandamento de espessura decimétrica a centimétrica com abundantes dobras intrafoliais, que mostram charneiras espessadas com orientação paralela às lineações mineral e de estiramento (prancha 6a). Esse tipo de trama é igualmente exibido pelos trondhjemitos. Nas porções de deformação constritiva, as rochas apresentam uma trama L>S, marcada por *mullions* e enclaves máficos deformados (prancha 5g). A única zona de alta deformação caracterizada na escala regional é uma zona de cisalhamento de espessura decamétrica e direção E-W que afeta os trondhjemitos a norte da estrada Lavras do

Sul-Bagé (Kraemer, 1995). Ao longo dessa zona foram desenvolvidos quartzos miloníticos que são afetados por dobras tardias de escalas variadas e bastante evidentes nessa exposição.

Com exceção dos peridotitos que mostram evidências de deformação característica de condições de fluxo mantélico, de temperatura muito mais elevada do que a registrada nas rochas metaplutônicas e supracrustais (Tommasi *et al.*, 1994a), a deformação registrada pelas paragêneses minerais preservadas na fábrica composta da maior parte dos litodemas dos Complexo Cambaí é de fácies anfíbolito médio (Kraemer, 1995).

Os indicadores cinemáticos observados nessas rochas incluem *foliation fish* em mármore (prancha 6b), que denunciam um sentido de deslocamento do topo para W durante a deformação principal. Os padrões de lineação das rochas ultramáficas e metaplutônicas juntamente com os poucos indicadores cinemáticos observados nos granitos deformados e mármore, sugerem transporte tectônico segundo a direção E-W ao longo de zonas de cisalhamento subhorizontais. No entanto, porfiroclastos com caudas de recristalização assimétricas mostrando sentidos contraditórios (topo para leste e topo para oeste) são frequentemente observados, principalmente nos granitóides deformados.

As rochas sedimentares da Sequência Metamórfica Arroio Marmeleiro estão tectonicamente imbricadas com os gnaisses do Complexo Cambaí e com a Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira. Restituindo-se a posição subhorizontal da foliação composta na área como um todo, as rochas metassedimentares e vulcano-clásticas da Sequência Arroio Marmeleiro estariam sotopostas aos ortognaisses e ultramafitos. O exame do padrão das lineações nas proximidades de onde estaria localizada a principal descontinuidade tectônica assinalada no mapa como cavalgamento (prancha 5a) mostra que as mesmas estão orientadas E-W. A interpretação mais simples desse padrão seria a de que o transporte tectônico durante a deformação responsável pela intercalação dessas duas unidades foi segundo a direção E-W. Trata-se, possivelmente nesse caso, da mesma deformação que afetou as demais associações de rochas dessa região, originando a estrutura aqui denominada de trama principal.

As principais estruturas tardias que controlam a atitude e distribuição da trama composta das rochas do Complexo Cambaí incluem um conjunto de dobras abertas com plano-axial de alto ângulo de mergulho e charneiras de direção E-W e as zonas

de cisalhamento rúpteis e dúcteis de direção NW e NE. Essas estruturas mais jovens afetam e controlam o padrão de distribuição da trama composta.

A orientação E-W original da trama principal mostra mergulhos preferencialmente para norte e sul, na porção setentrional e meridional da área mapeada, respectivamente. Esse mergulho é controlado por dobras abertas tardias que estão bem representadas na escala de afloramento por antiformes assimétricas abertas com eixo E-W e plano axial de alto mergulho para norte.

As dobras tardias principais que afetam a trama composta são geralmente concêntricas (classes 1B e 1C) com superfícies axiais subhorizontais e charneiras com baixos caimentos e direção E-W. As relações de proporcionalidade entre comprimento de onda e amplitude das dobras e a espessuras das camadas, bem como a abundância de dobras parasitas são indicativas da atuação do mecanismo de flambagem (*buckling*) durante a sua formação. A clivagem plano-axial é bem desenvolvida, sendo marcada por crescimento de biotita nos granitóides e anfíbolitos.

Embora dobras dessa geração sejam as estruturas tardias mais comuns, na área ocorrem outros conjuntos de dobras normais abertas com *trends* NE, NW e N-S. O reconhecimento dessas estruturas em diversos locais no Escudo Sul-Rio-Grandense, onde afetam associações de rochas tão jovens quanto os granitóides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes, como ocorre na região de Encruzilhada do Sul, sugere que as mesmas sejam estruturas bem mais jovens e não relacionadas geneticamente aos principais processos de evolução tectônica das rochas dessa região.

Estereogramas com medidas do bandamento dos granitóides da suíte plutônica metamorfizada mostram uma guirlanda de pólos no norte e sul do diagrama, exibindo um pólo de concentração da maioria das medidas na parte sul do diagrama. A concentração mais forte das medidas do bandamento composto no pólo sul dos diagramas é possivelmente controlada por dobras normais assimétricas tardias com *trend* E-W, que apresentam um flanco sul curto e um flanco mais longo mergulhando para o norte. A fatorização das medidas da trama composta em três diagramas para as porções norte, intermediária e sul mostra uma mudança dos mergulhos predominantemente para o sul no norte da região e para o norte no sul (prancha 6i), sugerindo um controle dessa trama pelas dobras tardias com *trend* E-W. Na ausência de dados geofísicos nessa área e, devido à escassez de exposição, tor-



na-se difícil determinar se essa mudança de atitude do bandamento é controlada por uma grande dobra sinforme assimétrica ou se essa distribuição é produzida por diversas dobras de menor porte (prancha 5c).

Os estereogramas do bandamento composto e lineações nas rochas por unidade das seqüências máfica-ultramáfica e metassedimentar mostram padrões extremamente semelhantes aos apresentados pelos granitóides. Enquanto as estruturas planares das rochas metassedimentares estão predominantemente mergulhando para o norte, as rochas da seqüência máfica-ultramáfica mostram dois pólos de concentração (prancha 5d). Esses padrões podem ser explicados em termos de distribuição dessas seqüências nas porções sul e central da área mapeada, respectivamente. Os padrões de lineação nos metagranitóides, seqüências máfica-ultramáfica e metassedimentar apresentam baixos caimentos e forte concentração próxima a E-W. A dispersão dessas guirlandas é igualmente controlada pelas zonas de cisalhamento tardias que são oblíquas à direção da trama regional.

Pela análise da sua atitude e distribuição na área e, retirando-se os efeitos da deformação tardia, controlada principalmente pelas dobras concêntricas, a trama composta mostra uma atitude subhorizontal com lineação mineral e de estiramento de baixo caimento e direção E-W. As inflexões na direção tanto do bandamento quanto das lineações, de E-W para NW e NE refletem a influência da Zona de Cisalhamento de Ibaré e das falhas com direção NE.

### 3.3 Deformação Longitudinal

#### 3.3.1 Deformação Tangencial (SW-NE) no Domínio Central

A faixa contínua de rochas metamórficas que ocorre na porção mais central do Escudo Sul-Rio-Grandense e apresenta orientação NE-SW é conhecida como Faixa Metamórfica Porongos (Hartmann *et al.*, no prelo). A principal unidade desta faixa é o Complexo Metamórfico Porongos, constituído por rochas metavulcano-sedimentares tectonicamente intercaladas com granitóides metamorfizados em condições de fácies xisto-verde a anfíbolito. Intercalados nesses metamorfitos ocorrem lentes do embasamento paleoproterozóico, representados pelos Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista.

A evolução tectônica da Faixa Porongos pode ser dividida em três estágios principais, com base no comportamento reológico dominante das rochas afetadas pela deformação (Porcher & Fernandes, 1990). O primeiro estágio caracteriza-se pela presença de estruturas dúcteis, tais como dobras isoclinais a apertadas, lineações de estiramento, bandamento gnáissico, *boudins* e estruturas *pinch-and-swell*. O segundo estágio, de natureza rúptil-dúctil, está registrado principalmente por dobras abertas regionais e mesoscópicas, que controlam o padrão de afloramento das unidades (prancha 7). O último desses estágios é marcado pelo desenvolvimento de falhas NE-SW e NW-SE, indicando um comportamento rúptil generalizado. A subdivisão com base no tipo de deformação dominante implica que cada estágio de deformação ocorreu em um nível crustal diferente, progressivamente mais superficial, mas não significa necessariamente que a associação de estruturas de cada estágio tenha se desenvolvido em um único evento deformacional.

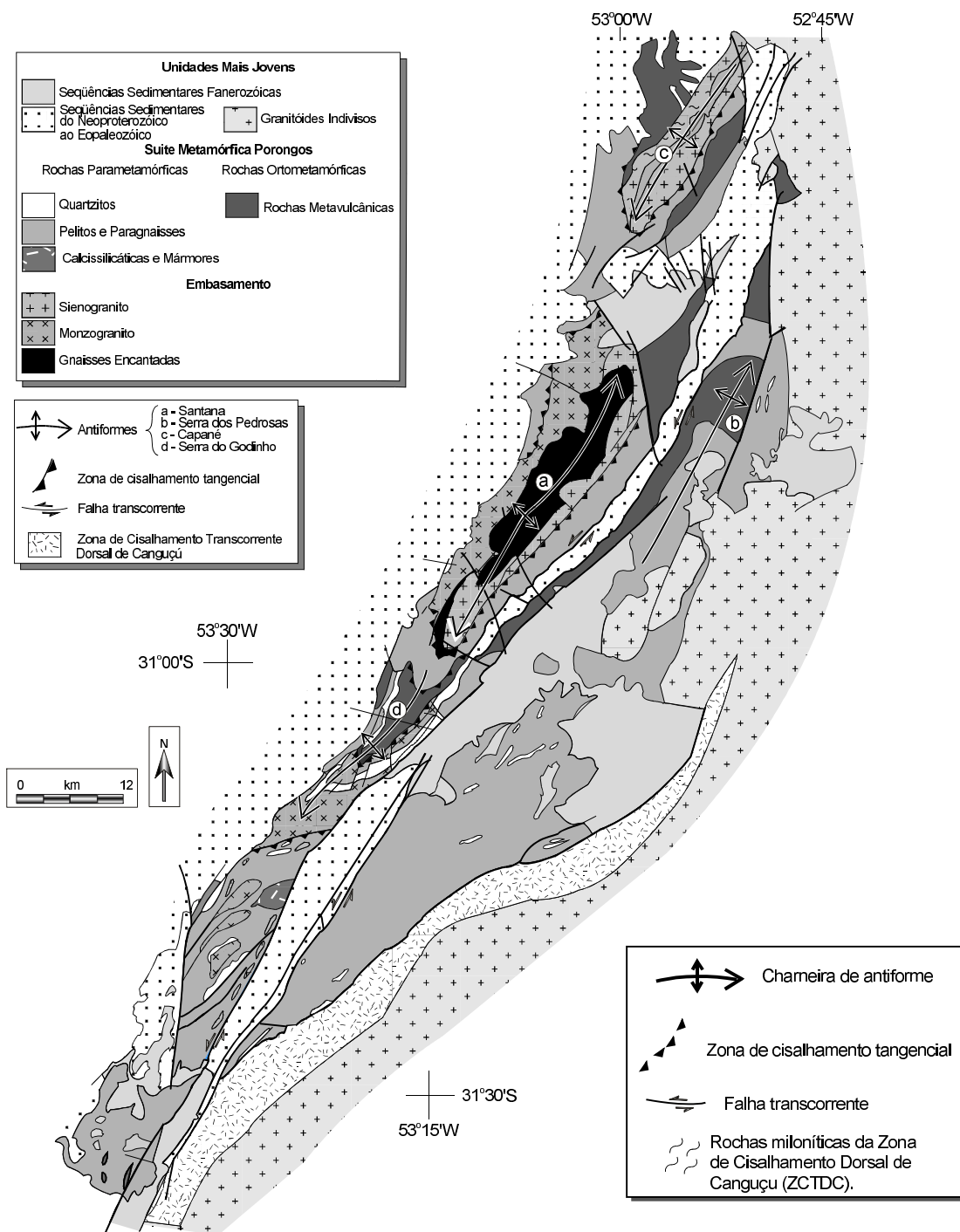
Diversos autores (Jost & Bitencourt, 1980; Machado *et al.*, 1987; Remus *et al.*, 1987; Porcher & Fernandes, 1990; Remus *et al.*, 1990; Porcher, 1992; Marques, 1996) investigaram a evolução estrutural da faixa ao longo de toda sua extensão. A descrição a seguir é uma síntese desses trabalhos, seguindo a concepção de organização da deformação apresentada por Porcher & Fernandes (1990). A tabela 3.1 resume as principais estruturas formadas nos estágios de deformação dúctil e dúctil-rúptil.

#### 3.3.1.1 Estruturas do Estágio Dúctil

As estruturas do estágio dúctil correspondem principalmente à trama penetrativa dos metamorfitos do Complexo Porongos e das rochas do embasamento (prancha 8). Dois eventos de deformação dúctil são reconhecidos. O mais antigo (paleoproterozóico) afetou apenas os Gnaisses Encantadas, desenvolvendo estruturas dúcteis de alta temperatura (prancha 9). O evento mais jovem (evento dúctil principal), que afetou o Complexo Porongos e ocasionou a intercalação de lentes do embasamento, está registrado na maior parte das unidades da faixa por tramas penetrativas desenvolvidas em condições de metamorfismo de médio a baixo grau.

A principal feição da associação de estruturas mais antigas, registrada nos Gnaisses Encantadas, é o bandamento gnáissico ( $S_b$ ), que se encontra melhor preservado do evento de deformação dúctil nas porções mais afastadas do contato com os granitóides miloníticos. Nestes locais, os gnaisses

ESBOÇO GEOLÓGICO DA FAIXA PORONGOS



Prancha 7 – Distribuição dos principais litótipos do Complexo Metamórfico Porongos e das lentes de embasamento paleoproterozóico na Faixa Metamórfica Porongos (modificado de UFRGS, 1989, 1990, 1993 e 1994; e Porcher & Fernandes, 1990). A disposição da foliação principal é controlada por antifomes regionais tardias assinaladas no mapa. A porção ocidental do mapa é grosso modo delimitada da oriental por estreitas faixas de rochas sedimentares da Bacia do Piquiri, condicionadas por falhas transcorrentes. Em termos litológicos, a porção ocidental caracteriza-se pela maior variabilidade de litótipos e pela presença de lentes do embasamento intercaladas na seqüência do Complexo Metamórfico Porongos. A porção oriental é dominada por xistos e rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias com níveis de quartzito intercalados.

Tabela 3.1 – Principais estruturas dos eventos de deformação reconhecidos no Complexo Metamórfico Porongos. Compilado e modificado de Porcher & Fernandes (1990) e Porcher (1992). (SBV = Santana da Boa Vista; Genc = Gnaisses Encantadas; GMSBV = Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista;  $m_{vulc}$  = rochas meta-vulcânicas;  $S_m$  = foliação milonítica;  $L_{est}$  = lineação de estiramento).

Evento Deformacional		Unidade Litotectônica	Estruturas
Eventos de deformação dúctil	mais antigo	Gnaisses Encantadas	$S_b$ + F1 (dobras sem raiz)
	principal	Gnaisses Encantadas, Granitóides miloníticos de SBV, Complexo Metamórfico Porongos	no embasamento: $F_2$ dos Gnaisses Encantadas, $S_m$ e $L_{est}$ dos Genc, GMSBV. No Complexo Porongos: $S_1$ e $S_2$ dos xistos, dobras $F_1$ e $F_2$ nos xistos e $m_{vulc}$ , $S_m$ e $L_{est}$ nas $m_{vulc}$ .
Eventos de deformação dúctil-rúptil		Gnaisses Encantadas, Granitóides miloníticos de SBV, Complexo Metamórfico Porongos	Dobras regionais e mesoscópicas abertas a fechadas. Fase mais antiga ( $F_3$ ) com plano-axial NE-SW, fase mais jovem ( $F_4$ ) com plano-axial NW-SE. Clivagens de crenulação e em todas as unidades afetadas sem crescimento de novos minerais metamórficos.

apresentam um bandamento fino, definido pela intercalação de bandas máficas (biotita-plagioclásio±hornblenda±quartzo) com bandas félsicas (plagioclásio-biotita±quartzo) e lentes leucocráticas (plagioclásio-quartzo). Estas últimas podem mostrar-se boudinadas ou marcar pequenas dobras intrafoliais transpostas e com charneiras rompidas ( $F_1$ ) (prancha 9b, c). Mais raramente observa-se porfiroclastos boudinados de feldspato (prancha 9d, e). As estruturas mesoscópicas do  $S_b$  indicam alta deformação, mas o arranjo granoblástico poligonal grosso dos grãos de plagioclásio e anfibólio sugere a ocorrência de recristalização estática de alta temperatura posterior à deformação. Considerando as texturas e paragêneses minerais dos Gnaisses Encantadas e lentes de anfibolitos, as condições metamórficas da deformação dúctil mais antiga registrada nos Gnaisses Encantadas são de alto grau (Jost, 1982; Phillip & Viero, 1995).

O evento de deformação dúctil principal está representado em cada uma das unidades da faixa Porongos por uma associação de estruturas mesoscópicas particulares (prancha 8), cujo desenvolvimento foi controlado pela composição mineral de cada rocha, pelo mecanismo de deformação mineral dominante durante a deformação dúctil e pela intensidade local da deformação (Porcher, 1992).

Nos Gnaisses Encantadas o estágio de deformação dúctil principal está representado por dobras  $F_2$  (prancha 8c), nas porções de mais baixa deformação, ou por uma petrotrama S-L (foliação milonítica + lineação de estiramento) nas porções de alta deformação. A transição de uma associação de estruturas para outra é caracterizada pela diminuição progressiva do ângulo interlimbo das  $F_2$ , que se tornam intrafoliais até que a maioria das dobras são transpostas e o gnaisse apresenta apenas uma

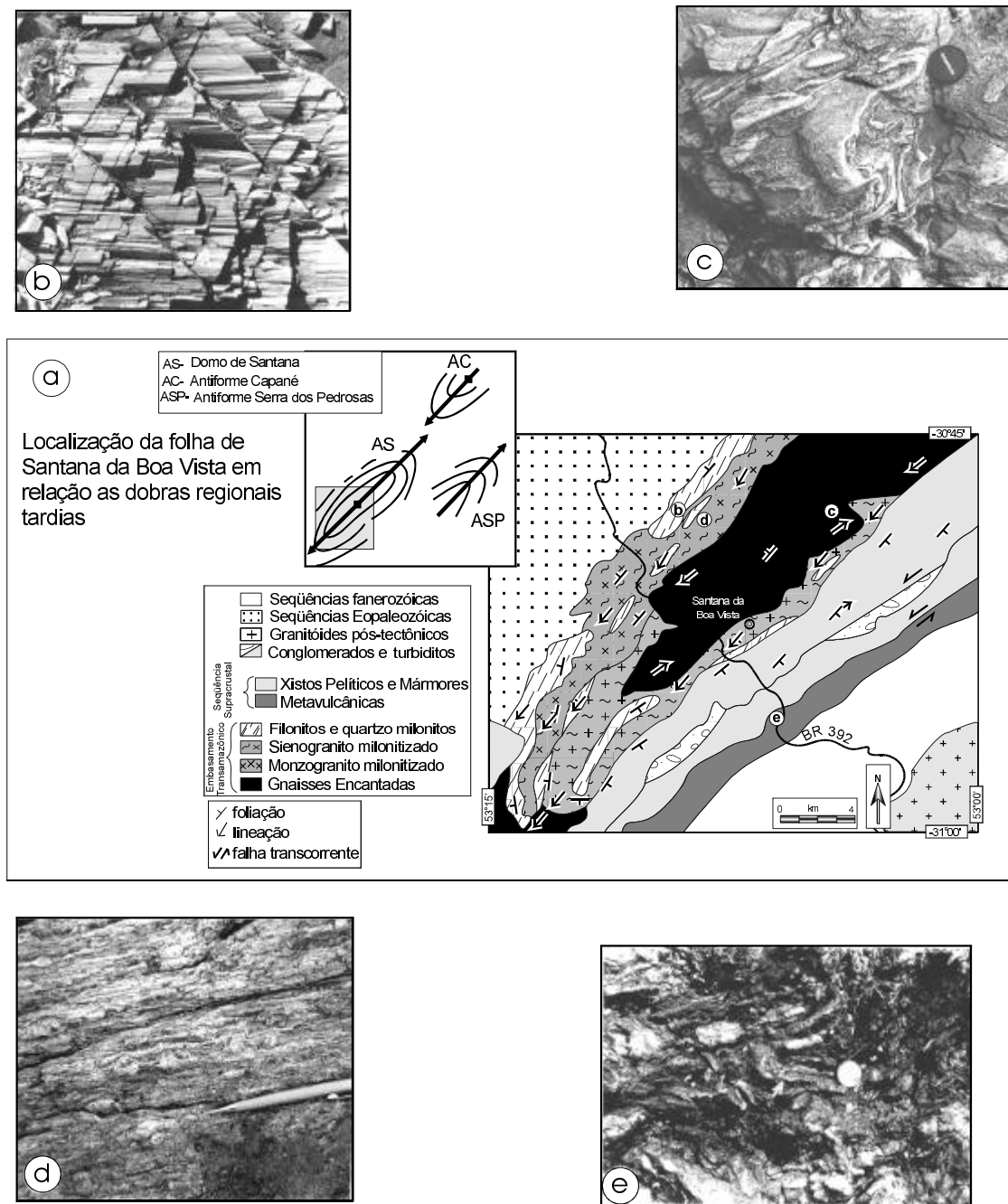
foliação milonítica proeminente com granulação fina, localizadamente afetada por dobras  $F_2$ .

As dobras  $F_2$  são sempre as dobras mais conspícuas dos afloramentos de gnaisse, afetando tanto o  $S_b$  quanto a petrotrama S-L do gnaisse milonitizado. São dobras fechadas a isoclinais e apresentam superfície axial paralela ou a baixo ângulo com o bandamento gnáissico. A superfície plano-axial não apresenta uma foliação plano-axial desenvolvida, sendo marcada pela reorientação das fases minerais do  $S_b$  através de mecanismos de deformação mineral, envolvendo plasticidade cristalina e conferindo alta ductilidade às camadas dobradas.

As  $F_2$  apresentam grande variação de escala, geometria e orientação da charneira (prancha 10b). Podem ser dobras decamétricas, mas mais frequentemente são métricas a decimétricas. São dobras cilíndricas, apresentando charneiras de orientação NE-SW com baixo ângulo de caimento, ou acilíndricas com charneiras de baixo ângulo mostrando direção NW-SE a NE-SW. A acilindricidade é variável e algumas dobras apresentam geometria de dobras em bainha (prancha 8c). São, na maioria das vezes, dobras simétricas, mas também podem ser assimétricas, apresentando vergência para NE, NW e SE.

Apesar das diferenças descritas, as dobras  $F_2$  apresentam diversas características comuns, indicativas de que o mecanismo de dobramento incluiu flambagem, com achatamento afetando camadas com alta ductilidade, tendo sido controlado pelo comportamento reológico das bandas félsicas. A variação da geometria e da orientação da charneira, formando uma guirlanda com maior concentração próxima à posição da lineação de estiramento (prancha 10b), sugere que essas dobras estão geneticamente associadas ao evento de deformação

ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS DO ESTÁGIO DÚCTIL

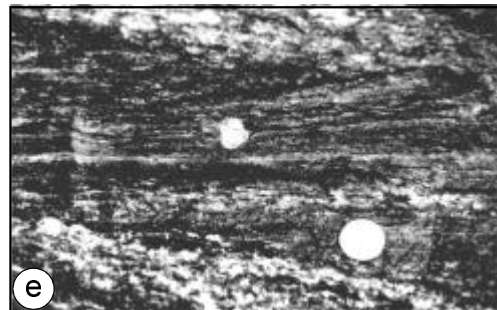
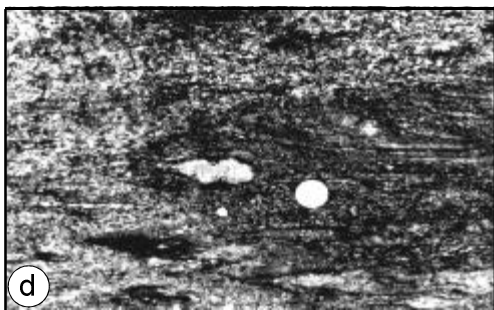
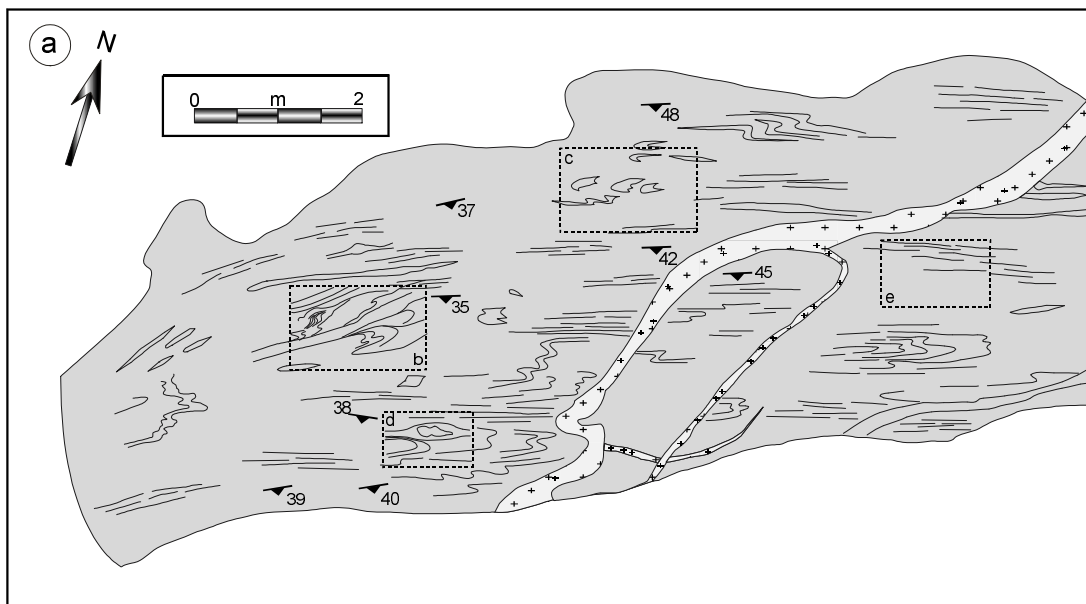
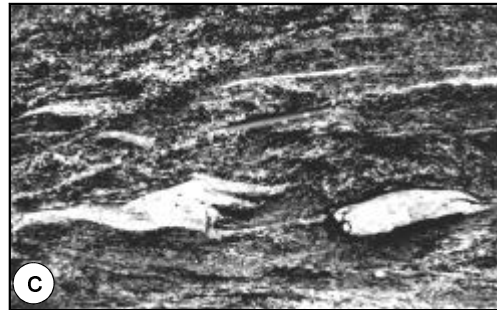


(a) Esboço geológico da Folha Santana da Boa Vista mostrando no *inset* a posição desta área em relação às principais antifomes regionais geradas no estágio de deformação rúptil-dúctil. As tramas desenvolvidas no estágio dúctil mostram diferentes aspectos dependendo do litótipo e da localização (o local de cada afloramento fotografado está marcado no mapa com a letra correspondente).  
 (b) Quartzito milonítico com lineação de estiramento bem desenvolvida.  
 (c) Gnaisses Encantadas com bandamento composicional (Paleoproterozóico) marcando dobras em bainha desenvolvidas durante o evento de deformação principal da Faixa Porongos (Neoproterozóico).  
 (d) Granitóide Milonitizado Santana da Boa Vista (monzogranito) com trama milonítica bem desenvolvida, caracterizada pela ocorrência de porfiroclastos de feldspato contornados por fitas de quartzo, lentes máficas e bandas de matriz quartzo-feldspática gerada por recristalização dinâmica.  
 (e) Clorita-muscovita xisto carbonoso com dobras do estágio dúctil marcadas por lentes de quartzo. A primeira fase de dobra (seta branca) está redobrada pela segunda fase, ambas isoclinais.

Prancha 8 – Estruturas mesoscópicas do estágio dúctil.



## ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS TRANSAMAZÔNICAS



- (a) Mapa de afloramento no Passo do Moinho, próximo a Santana da Boa Vista, apresentando as principais estruturas dúcteis mais antigas (Paleoproterozóico) preservadas nos Gnaisses Encantadas.
- (b) O bandamento gnáissico paleoproterozóico mostra dobras transpostas ( $F_1$ ) marcadas por bandas de composição trondhjemito-tonalítica. As zonas de transposição são preenchidas por material leucocrático (fusão?).
- (c) Algumas bandas trondhjemíticas mais espessas marcam charneiras isoladas de dobras com flancos rompidos.
- (d, e) O bandamento representa uma trama de alta deformação, indicada não só pela transposição e rompimento dos flancos das dobras, mas também pela presença de porfiroclastos de feldspato boudinados (d) e assimétricos (e). As condições metamórficas são de alta temperatura, o que é sugerido pela boudinagem dúctil dos porfiroclastos de feldspato e pela trama granoblástica poligonal grossa apresentada por esta rocha. Localização das fotos no afloramento marcada no mapa. Lapiseira = 15cm.

*Prancha 9 – Estruturas mesoscópicas transamazônicas.*

principal, tendo sido originadas em regime de deformação não-coaxial com progressiva reorientação das charneiras segundo a direção de transporte tectônico principal (NE-SW). Algumas dobras  $F_2$ , que mostram ângulo interlimbo maior, podem ter sido formadas originalmente com charneira paralela à  $L_{est}$ . São as denominadas dobras oblíquas (Passchier & Trouw, 1996).

Em afloramentos onde o efeito da deformação dúctil principal foi mais intenso, os gnaisses apresentam granulação muito fina e a trama característica é uma foliação conspicua acompanhada de lineação de estiramento proeminente, de baixo ângulo e orientação NE-SW (prancha 10a), marcada por delgadas fitas de quartzo e agregados feldspáticos alongados, acompanhados por porfiroclastos de plagioclásio. A origem milonítica da foliação ( $S_m$ ) é confirmada em escala microscópica pela observação de feições de recristalização dinâmica dos feldspatos e quartzo.

O aspecto da  $S_m$  varia dependendo das fases minerais cristalizadas durante a milonitização. Em rochas dominadas por recristalização dinâmica de feldspato e quartzo foram gerados milonitos quartzo-feldspáticos, nos quais a  $S_m$  corresponde a um bandamento milimétrico bastante regular marcado pela intercalação de bandas de quartzo em uma matriz feldspática com tamanho de grão fino. De modo geral, são tectonitos L-S, com lineação de estiramento relativamente bem desenvolvida. Localizadamente são preservados porfiroclastos de plagioclásio nas bandas feldspáticas. É freqüente a ocorrência de grandes quantidades de epidoto desenvolvido durante a milonitização tanto na matriz feldspática quanto sobre os porfiroclastos. Onde a milonitização foi acompanhada pela formação de biotita e muscovita sobre feldspato, formaram-se filonitos com xistosidade ( $S_m$ ) marcada por filossilicatos e lentes de quartzo. A  $L_{est}$  está geralmente ausente, caracterizando uma petrotrama do tipo S.

Condições de metamorfismo retrógradas de fácies anfíbolito a xisto-verde e progressivamente mais hidratadas são indicadas principalmente pelas microestruturas e novas fases minerais dos Gnaisses Encantadas milonitizados (Porcher, 1992) e localizadamente pela paragênese mineral desenvolvida nos raros anfíbolitos afetados pela deformação dúctil principal (Phillip & Viero, 1995).

A trama típica dos Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista, desenvolvida no evento de deformação dúctil principal, é uma foliação milonítica ( $S_m$ ), que pode ou não apresentar uma lineação de estiramento ( $L_{est}$ ). O aspecto da  $S_m$  varia com a pro-

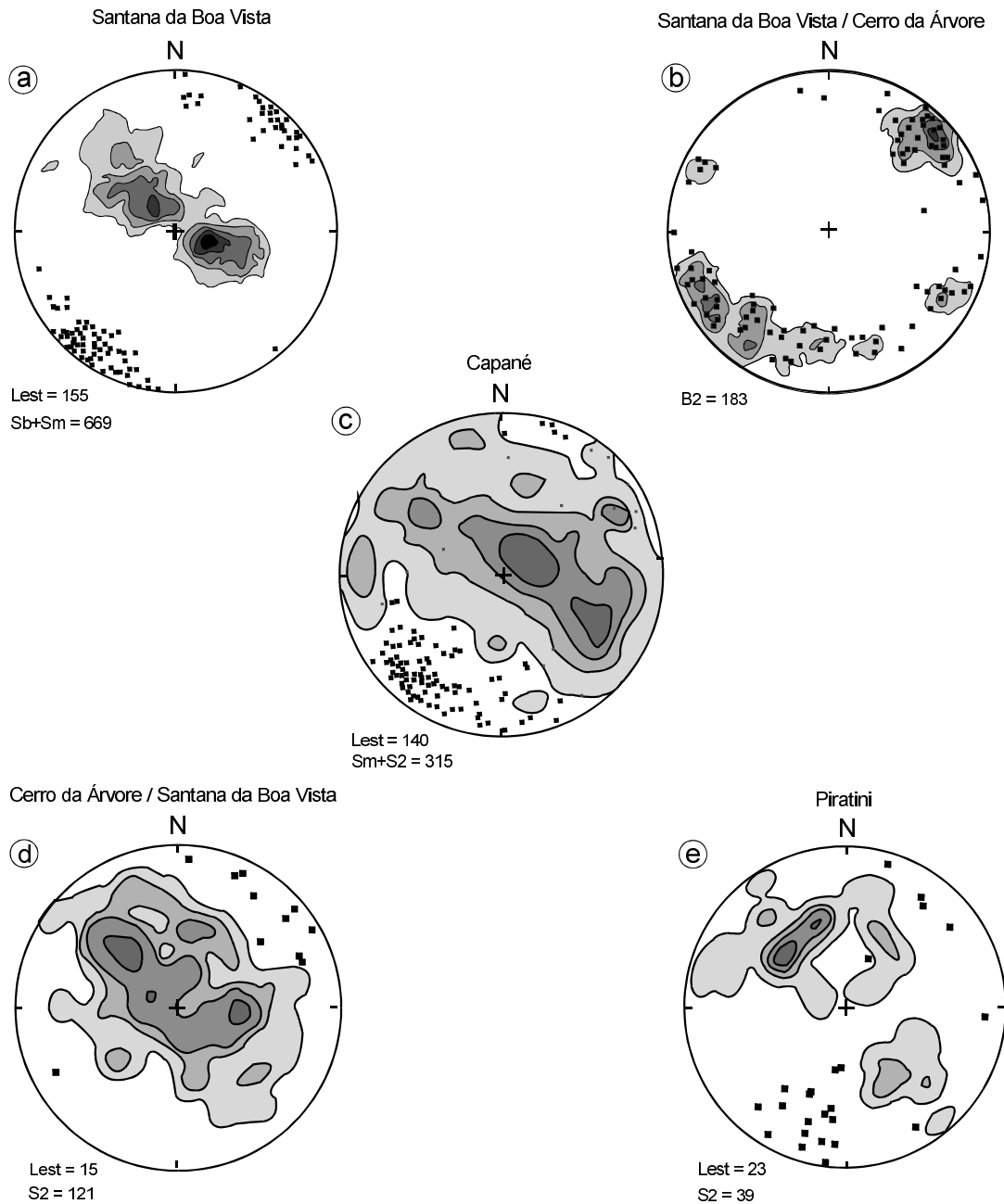
gressiva redução do tamanho de grão e com a intensidade das transformações minerais que acompanham esse processo. Nos protomilonitos, é uma foliação incipiente, gradando para uma foliação milonítica conspicua (pranchas 8d e 11a), marcada pela intercalação de fitas de quartzo com porfiroclastos de feldspato estirados, bandas feldspáticas e micáceas (prancha 8d) com o aumento da intensidade da deformação. Nos filonitos a foliação assemelha-se a uma xistosidade, mas contém porfiroclastos de feldspato e litoclastos quartzo-feldspáticos (prancha 11b) e grada lateralmente para a foliação milonítica dos ultramilonitos. A  $S_m$  dos quartzo-milonitos é marcada pela orientação de grãos alongados de quartzo (pranchas 8b e 11c), de finas palhetas de muscovita e, localizadamente, por delgadas bandas feldspáticas, podendo apresentar porfiroclastos/litoclastos feldspáticos boudinados.

A lineação é proeminente, marcada pela orientação dos porfiroclastos circundados por caudas de recristalização e agregados alongados de quartzo e de feldspato nos milonitos quartzo-feldspáticos e quartzo milonitos. A natureza da lineação de estiramento é indicada pela forma dos porfiroclastos em cortes perpendiculares à  $S_m$  e paralelos e perpendiculares à lineação. Em seções paralelas à  $L_{est}$ , os agregados de minerais são alongados e a foliação bem definida, apresentando porfiroclastos com formas assimétricas. Em seções perpendiculares à  $L_{est}$  agregados minerais e porfiroclastos mostram formas arredondadas, simétricas e a foliação é geralmente difusa. A foliação milonítica mostra orientação bastante variável, mas as lineações de estiramento apresentam baixo ângulo de caimento e direção NE-SW relativamente constante (prancha 10a).

Embora essas rochas não apresentem paragênese diagnósticas das condições de metamorfismo, as microestruturas desenvolvidas nos milonitos indicam condições retrógradas de metamorfismo de fácies anfíbolito a xisto-verde durante a evolução da deformação responsável pela milonitização (Porcher & Fernandes, 1990; Porcher, 1992).

No Complexo Metamórfico Porongos o estágio de deformação dúctil está registrado por diversas associações de estruturas penetrativas, dependendo da composição do protólito. A foliação principal dos micaxistos compõem, juntamente com dobras isoclinais que a afetam, a associação de estruturas penetrativas mais comum dessa unidade (prancha 8e). As rochas metavulcânicas, os metagranitóides, os mármore e alguns xistos feldspáticos, geralmente apresentam foliação milonítica penetrativa ( $S_m$ ) e lineação de estiramento conspicua

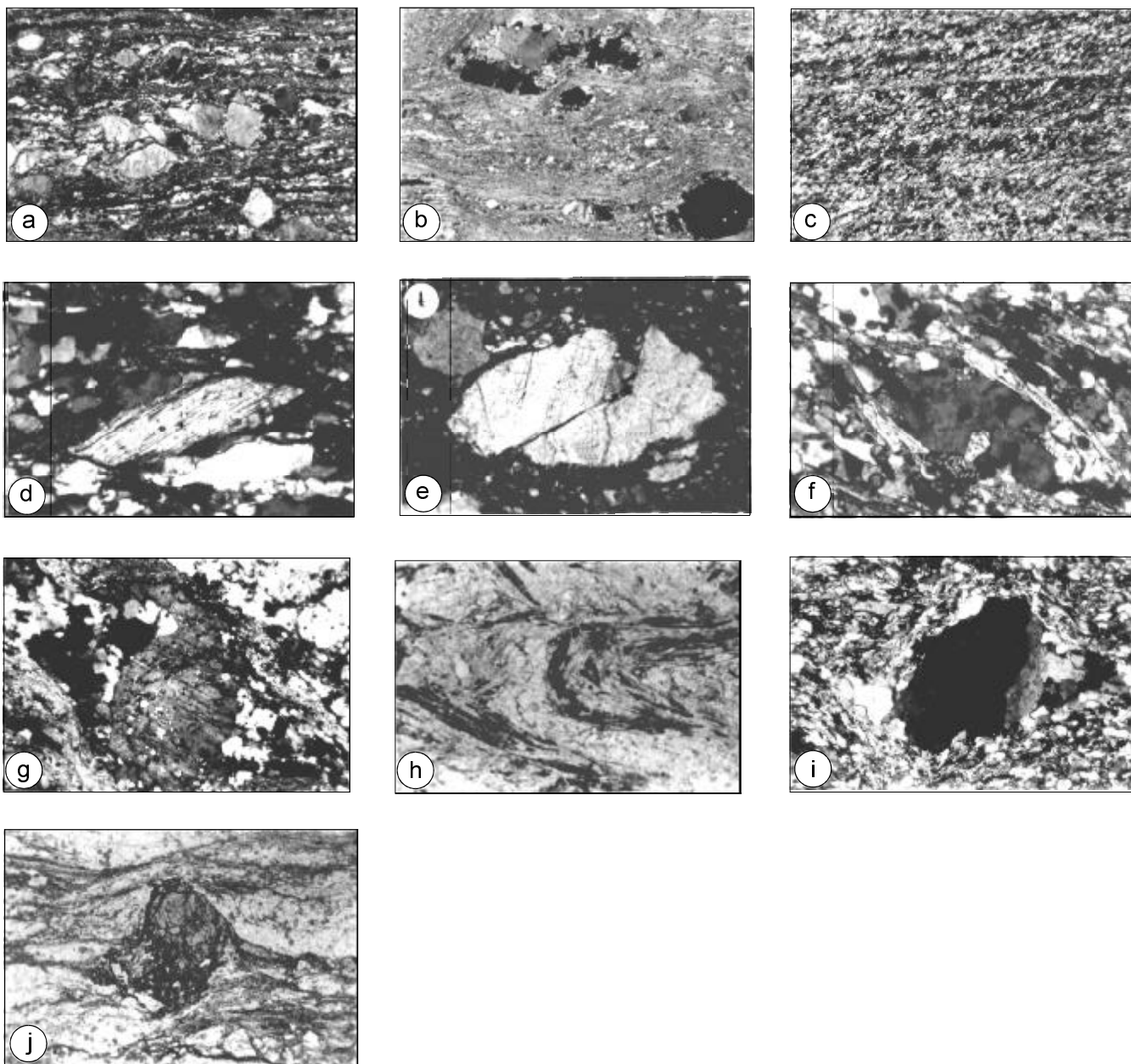
## DADOS ESTRUTURAIS DA FAIXA PORONGOS



- (a) Lineação de estiramento ( $L_{est}$ ) e pólos do bandamento gnáissico ( $S_b$ ) e da foliação milonítica ( $S_m$ ) da lente de embasamento da região de Santana da Boa Vista.
- (b) Charneiras ( $B$ ) de dobras  $F_2$  dos Gnaisses Encantadas nas regiões de Santana da Boa Vista e Cerro da Árvore.
- (c) Lineação de estiramento ( $L_{est}$ ) e pólos da foliação milonítica ( $S_m$ ) dos granitóides deformados e da foliação principal dos xistos do Complexo Metamórfico Porongos ( $S_2$ ) na região de Capané.
- (d) Lineação de estiramento das rochas metavulcânicas e pólos da foliação principal ( $S_2$ ) do Complexo Metamórfico Porongos nas regiões de Cerro da Árvore e Santana da Boa Vista.
- (e) Lineação de estiramento ( $L_{est}$ ) e pólos da foliação principal ( $S_2$ ) do Complexo Metamórfico Porongos a sul da Folha de Cachoeira do Sul (região de Piratini).
- (a, b, c, d) Estereogramas, onde as curvas marcam as concentrações dos pólos de foliações (2, 4, 6 e 8 %) e os quadrados correspondem à posição da  $L_{est}$ . No estereograma (b), as curvas marcam as concentrações de charneiras das  $F_2$  (2, 4 e 6 %).

*Prancha 10 – Estereogramas mostrando as atitudes das estruturas do estágio de deformação dúctil em diversas regiões da Faixa Metamórfica Porongos.*

MICROESTRUTURAS DOS METAMORFITOS



- (a) Milonito mostrando porfiroclastos de feldspato.
- (b) Filonito com litoclastos quartzo-feldspáticos boudinados.
- (c) Quartzo milonito com trama S-C marcada pela orientação de forma dos grãos de de quartzo (foliação S) oblíqua à orientação da foliação principal marcada por níveis de alta deformação com muscovita (foliação C).
- (d) Porfiroclasto de feldspato boudinado com pescoço formado por novos grãos gerados por recristalização dinâmica.
- (e) Porfiroclasto de feldspato com fratura sintética (R) indicando movimento do topo para NE. No Sienogranito Milonitizado.
- (f) Porfiroclastos de K-feldspato com mirmequitos gerados durante a deformação.
- (g) *Mica-fish* assimétrico indicando movimento do topo da seqüência para NE.
- (h) Porfiroclasto de K-feldspato sendo substituído por muscovita e quartzo durante o processo de filonitização. Nas rochas do Complexo Metamórfico Porongos.
- (i) Os xistos com cloritóide apresentam duas foliações, sendo a mais antiga marcada por porfiroblastos de cloritóite + clorita e muscovita, dobrada durante a formação da foliação principal.
- (j) As rochas metavulcânicas ácidas mostram porfiroclastos com caudas assimétricas, formadas a partir de fenocristais de quartzo, indicando movimento do topo da seqüência para NE.

*Prancha 11 – Feições microestruturais típicas de rochas da Faixa Metamórfica Porongos na região de Santana da Boa Vista nos Monzogranitos Milonitizados.*



( $L_{est}$ ) formando uma petrotrama L-S com a mesma orientação da trama observada nos milonitos desenvolvidos sobre as rochas do embasamento. A trama dos quartzitos da seqüência supracrustal é pouco orientada, sendo caracterizada ao microscópio por uma textura granoblástica poligonal. O desenvolvimento e preservação dessas estruturas penetrativas em diversas escalas refletem o controle da composição de cada rocha durante a deformação e metamorfismo a que foram submetidas.

Os xistos apresentam duas foliações ( $S_1$  e  $S_2$ ) marcadas pela orientação de filossilicatos (principalmente muscovita e clorita) que definem superfícies plano-axiais de dobras desenvolvidas durante a deformação dúctil principal. A foliação mais antiga ( $S_1$ ) está transposta, ocorrendo apenas localizadamente em micrólitos preservados na  $S_2$  (prancha 11h). Esta última é a xistosidade regionalmente dominante e encontra-se bastante perturbada por dobras tardias. As  $F_1$  ocorrem apenas raramente como dobras intrafoliais sem raiz de pequena escala. As  $F_2$  são dobras apertadas a isoclinais, centimétricas a decamétricas, que podem estar marcadas pela xistosidade. São, no entanto, mais freqüentemente registradas por veios de quartzo boudinados, afetados por dobras ptigmáticas achatadas (prancha 8e). Em alguns afloramentos ocorrem *boudins* de quartzo isolados, apresentando formas alongadas e achatadas e com orientação variável do eixo maior.

Os mármore comumente mostram trama milonítica, principalmente lineação de estiramento. Ao microscópio, entretanto, a textura apresenta, em grande parte, feições de recuperação estática, não sendo verificada a presença de feições de deformação intracristalina.

Os quartzitos, que ocorrem em maior volume na porção oriental do Complexo Metamórfico Porongos intercalados com os xistos, apresentam baixa intensidade de deformação, indicada pela dominância de textura granoblástica e ausência de trama milonítica.

As rochas metavulcânicas ácidas com freqüência possuem uma petrotrama L-S bem desenvolvida, composta por uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento proeminente (Porcher & Fernandes, 1990; Marques, 1996). A  $S_m$  é fina e bastante regular, sendo definida pela orientação de minerais micáceos dispersos em matriz feldspática e fitas de quartzo. A  $L_{est}$  é freqüentemente observada, assim como porfiroclastos de quartzo e feldspato circundados pela  $S_m$  são bastante comuns. A origem milonítica da foliação é indicada pela ocorrência de feições de recristalização dinâmica em caudas de re-

cristalização assimétricas nos porfiroclastos de quartzo (prancha 11i). Os porfiroclastos de feldspato mostram recristalização limitada às suas bordas. Muscovita ou epidoto formaram-se às expensas desses porfiroclastos. Essas feições são observadas, tanto em porções onde predominam as rochas metavulcânicas (região de Capané; Marques, 1996), quanto nas lentes que ocorrem intercaladas nos xistos (região de Santana da Boa Vista; Porcher, 1992). Mais raramente, texturas miloníticas são verificadas também em xistos (prancha 11j).

Nas rochas metavulcânicas máficas e intermediárias, a intensidade da deformação milonítica é geralmente mais baixa do que nos termos ácidos, o que é sugerido pela  $S_m$  e  $L_{est}$  pouco desenvolvidas (Porcher, 1992). Dentre essas, verifica-se que as rochas metavulcânicas intermediárias tendem a demonstrar uma maior intensidade de deformação que as máficas (Marques, 1996).

Os metagranitóides sintectônicos que ocorrem na região de Capané têm trama milonítica bem desenvolvida (Porcher & Fernandes, 1994; Marques, 1996), similar à encontrada nas rochas do embasamento. A orientação da foliação milonítica está modificada pelas dobras tardias dos eventos de deformação dúctil-rúptil, mas a lineação de estiramento mostra orientação NE-SW de baixo ângulo (prancha 10c) (Porcher & Fernandes, 1994; Marques, 1996). Segundo Marques (1996) os metagranitóides apresentam diferentes afinidades químicas e idades variadas em relação à deformação dúctil principal. Os ortognaisses com afinidades alcalinas, representados pelo Gnaisse Capané, seriam pré-tectônicos, enquanto os demais metagranitóides, com química peraluminosa, seriam sintectônicos ao principal evento de deformação dúctil.

A orientação original da petrotrama penetrativa nas rochas do Complexo Metamórfico Porongos encontra-se mais perturbada que nas unidades do embasamento pelo efeito das dobras tardias (prancha 10c, d). Esse efeito é mais acentuado sobre a orientação da foliação que sobre a atitude da  $L_{est}$ . Esta, apesar de mostrar uma maior dispersão da orientação no Complexo Porongos do que nas rochas do embasamento, mostra franca dominância das direções NE-SW de baixo a médio ângulo. A atitude da  $L_{est}$  é particularmente consistente na região de Capané (Marques, 1996), onde dominam os litótipos quartzo-feldspáticos (i.e. metagranitóides, rochas metavulcânicas, quartzo milonitos) em relação aos xistos. Nas demais porções do complexo, a maior dispersão da atitude da  $L_{est}$  pode ser atribuída ao restrito número de medidas e à acentuada

predominância de xistos na área de afloramento dessa unidade.

A interpretação do significado tectônico da deformação dúctil principal depende da importância conferida por cada autor às estruturas desenvolvidas neste evento. Os vários modelos propostos consideram o conjunto de estruturas penetrativas como indicativas de um evento de cavalgamento (deformação tangencial), apesar das diferentes interpretações acerca da idade, cinemática e temperaturas dessa deformação (Jost & Bitencourt, 1980; Machado *et al.*, 1987; Porcher & Fernandes, 1990; Remus *et al.*, 1990; Marques, 1996).

Jost & Bitencourt (1980) foram os primeiros a propor a existência de cavalgamentos que teriam carregado parte do Complexo Porongos (Complexo Cerro da Árvore) para oeste, sobre o embasamento representado pelos Gnaisses Encantadas. Parte do complexo é considerada autóctone por estes autores (Grupo Cerro dos Madeiras). O cavalgamento teria sido um evento de "natureza tardia e superficial" pois teria carregado "pacotes de rochas sedimentares" imbricados em calhas siniformes durante uma deformação por cataclase. Esse modelo baseia-se na interpretação da existência de uma descontinuidade metamórfica entre as seqüências de oeste (Grupo Cerro dos Madeiras) e leste (Complexo Cerro da Árvore) e da "vergência para NW" das dobras  $F_2$  dos Gnaisses Encantadas e do Complexo Porongos.

No entanto, mais recentemente, Porcher & Fernandes (1990) estudando essas rochas na região de Santana da Boa Vista reconheceram que a intercalação entre embasamento (gnaisses e granitos) e cobertura (xisto, mármore etc) foi originada por deformação sob condições metamórficas de fácies anfíbolito a xisto-verde, responsável pela foliação principal das rochas supracrustais e pela intensa milonitização nos gnaisses e granitóides do embasamento. Segundo esses autores, a deformação foi acomodada ao longo de zonas de cisalhamento subhorizontal com transporte tectônico de SW para NE, de acordo com a interpretação de indicadores cinemáticos e atitudes das lineações de estiramento (pranchas 10; 11).

A reinterpretção de grande parte das rochas do Grupo Cerro dos Madeiras na região de Santana da Boa Vista como granitóides milonitizados em condições retrogressivas até a fácies xisto-verde (Machado *et al.*, 1987; Porcher & Fernandes, 1990; Remus *et al.*, 1990) e a verificação de que na região de Capané (Marques, 1996) a  $S_2$  desenvolveu-se em condições similares às do Complexo Cerro da

Árvore, não confirmam a existência de uma descontinuidade significativa nas condições de metamorfismo dessa seqüência. As evidências recentes indicam que apenas as condições iniciais de metamorfismo foram diferentes, mas essas condições parecem ter sido equalizadas ao final do evento de deformação em grande parte das unidades do Complexo Porongos, com exceção dos xistos situados próximo ao contato com as rochas da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul (Metamorfitos Cerro do Facão). Jost & Bitencourt (1980) sugerem que a "cataclase" ocorrida durante o cavalgamento teria apagado em grande parte as evidências do metamorfismo regional pretérito do Grupo Cerro dos Madeiras. No entanto, restringem esses efeitos aos flancos orientais do Domo de Santana e da Antiforme Capané, estruturas já existentes por ocasião da ocorrência dos cavalgamentos. Porcher (1992) e Marques (1996), entretanto, verificaram que a retrogradação associada à milonitização ocorre em zonas de alta deformação que não são restritas aos flancos orientais das dobras regionais. Ao contrário, são afetadas por estas dobras, e portanto geneticamente relacionadas à deformação

Por outro lado, a interpretação da vergência de dobras  $F_2$  tem sido utilizada para propor modelos de cavalgamento para NW no Complexo Metamórfico Porongos (Machado *et al.*, 1987; Remus *et al.*, 1987). No entanto, as dobras  $F_2$  têm charneiras das mais diversas orientações (prancha 10b). Muitas dessas estruturas estão afetadas pelas dobras normais  $F_3$  como é o caso das dobras isoclinais  $F_2$  nos gnaisses da face SW do corte de estrada da BR-392 do trevo de acesso a Santana da Boa Vista, em direção NW. Essas dobras, localizadas no flanco SE do Domo de Santana foram interpretadas como apresentando vergência para NW (Machado *et al.*, 1987). No próximo corte de estrada, já localizado no flanco NW do domo de Santana, as mesmas dobras  $F_2$  apresentam vergência para SE. Na grande maioria dos casos reportados na literatura regional a vergência é produto de redobramento. De qualquer modo, interpretação cinemática baseada na assimetria e vergência de dobras não é confiável (cf. Passchier & Trouw, 1996), principalmente num contexto de deformação não-coaxial e de grande magnitude, como é o caso da que afetou as rochas dessa região.

Amparados na análise cinemática das tramas desenvolvidas durante o evento de deformação dúctil principal nas regiões de Santana da Boa Vista e Cerro da Árvore, Porcher & Fernandes (1990) e Porcher (1992) concluíram que a lineação de estiramento é o marcador da direção do transporte tectô-

nico principal. Essa conclusão é baseada na constância da atitude NE-SW de baixo ângulo da lineação de estiramento (prancha 10a, c, d, e) ao longo de toda a Faixa Porongos, e na verificação de que indicadores cinemáticos de topo para NE são observados apenas em cortes paralelos ao plano que contém a lineação de estiramento e é ortogonal à foliação milonítica (Porcher & Fernandes, 1994).

Considerando que as  $F_2$  dos gnaisses formaram-se em regime de deformação não-coaxial, apenas as dobras assimétricas, que apresentam charneiras a alto ângulo com a orientação das lineações de estiramento, possuem significado cinemático. A assimetria do perfil de  $F_2$ , analisada nos cortes ortogonais ao eixo Y do elipsóide de deformação, indicou invariavelmente sentido de movimento do topo da seqüência para NE (Porcher, 1992). Esse sentido de movimento é consistente com o interpretado para diversos outros tipos de indicadores cinemáticos de escala meso e microscópica (prancha 11a, c, e, f, g, i) encontrados em todas as rochas da faixa com trama milonítica, o que permite concluir que a direção de movimento tectônico durante o estágio de deformação dúctil principal foi NE-SW, com movimento do topo para NE. Restaurando-se o efeito das dobras tardias, o plano de movimento foi de baixo ângulo, caracterizando uma deformação tangencial (Porcher & Fernandes, 1990; Porcher, 1992). O mesmo padrão cinemático durante o cisalhamento foi reconhecido por Marques (1996) com base na análise cinemática das estruturas dúcteis observadas na região de Capané. Os principais indicadores cinemáticos identificados nas regiões de Santana da Boa Vista e Cerro da Árvore são apresentados na tabela 3.2.

A presença de rochas com trama milonítica é dominante na porção oriental da Faixa Porongos, indicando que esta porção foi dominada por fluxo não-coaxial. A porção ocidental dessas rochas caracteriza-se pelo predomínio de dobras normais abertas a fechadas e preservação do acamamento original.

O significado do evento de deformação tangencial SW-NE não foi ainda completamente entendido no contexto da evolução tectônica do cinturão. Não é clara a causa do movimento e se o evento de Deformação Longitudinal responsável pela formação dessa foliação subhorizontal representaria um cavalgamento ou uma zona de extensão crustal. A distinção entre esses dois regimes nem sempre é simples de determinar a partir dos dados estruturais e metamórficos, principalmente em zonas de cisalhamento de maior magnitude de deformação, típicas das porções internas de orógenos (Wheeler & Butler, 1994; Butler & Freeman, 1996). No caso específico do Complexo Metamórfico Porongos, a distinção é mais dificultada pelo desenvolvimento das dobras tardias, pois embora seja possível reconhecer que a foliação era de baixo ângulo, é impossível determinar a sua atitude original. A carência de dados a cerca da evolução e idade do metamorfismo também não permite uma comprovação segura da natureza compressional ou extensional da deformação de baixo ângulo.

Além das dificuldades para se definir o regime de deformação, a interpretação da deformação tangencial da Complexo Metamórfico Porongos no contexto evolutivo do Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Fernandes *et al.*, 1992) é limitada pela ausência de dados a respeito da idade absoluta dos eventos

Tabela 3.2 – Principais indicadores cinemáticos observados nas rochas com trama milonítica da Faixa Porongos. O sentido de cisalhamento indicado é constante para todos os tipos de estruturas assimétricas, em todos os tipos de rochas e escalas analisadas. Modificado de Porcher (1992).

	Escala Mesoscópica		Escala Microscópica		
	Tipos de Indicadores Cinemáticos	porfiroclastos com caudas assimétricas (tipo s)	Dobras assimétricas	porfiroclastos com caudas de recristalização assimétricas (tipo s) (Prancha 11i)	<i>mica-fish</i> assimétricos (Prancha 11d)
Unidade Litoestrutural	Granitóides Miloníticos de Santana da Boa Vista	Gnaisses Encantadas	Todas as unidades	Granitóides Miloníticos e Complexo Porongos	Granitóides Miloníticos (quartzo milonitos) e Complexo Metamórfico Porongos
Sentido de Cisalhamento Dominante	topo para NE em 90% das amostras e afloramentos	topo para NE, em 100% das dobras com charneiras a alto ângulo com a Lest	topo para NE em 90% das lâminas analisadas	topo para NE em 100% das lâminas analisadas	topo para NE em 100% das lâminas analisadas

Obs: estruturas investigadas em cortes paralelos à foliação milonítica e ortogonais à lineação de estiramento.

deformacionais. Fernandes *et al.* (1992; 1993) correlacionam o evento de deformação tangencial da faixa Porongos ao evento de formação das principais zonas de cisalhamento transcorrente. Esse evento tectônico foi denominado deformação longitudinal ( $K_2$ ) e individualizado com base no seu padrão cinemático e grau metamórfico.

Esse evento seria, ainda, responsável pela deformação ao longo da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e da Sequência Metamórfica Vacacai em Caçapava do Sul. Assim,  $K_2$  teria sido distribuído diferentemente nas diversas associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano.

Na porção sul da Faixa Porongos, granitóides peraluminosos sintectônicos à ZCTDC (Suíte Granítica Cordilheira) cortam as tramas principais do Complexo Metamórfico Porongos, o que indica que a deformação tangencial SW-NE é mais jovem do que o alojamento desses granitóides. O fato de que esses magmas foram posicionados durante os estágios finais de evolução da zona de cisalhamento, e a imprecisão dos dados radiométricos disponíveis para esses granitos (Koester *et al.*, 1997) pouco contribuem para delimitar mais precisamente a idade dessa deformação. A idade SHRIMP de  $540 \pm 11$  Ma obtida para o granito mais jovem do Complexo Granítico de Caçapava do Sul (Leite *et al.*, 1998), que apresenta estruturas típicas da deformação longitudinal (Costa *et al.*, 1994), coloca um limite inferior para esse evento tectônico.

### 3.3.1.2 Estruturas do Estágio Dúctil-Rúptil

As principais estruturas formadas durante a deformação dúctil-rúptil são dobras abertas a fechadas que afetam a associação de estruturas dúcteis e todas as unidades litoestruturais da Faixa Porongos, controlando o padrão de afloramento regional e causando a dispersão dos pólos da foliação dos metamorfitos dessa sequência (prancha 10).

Dois gerações principais de dobras tardias são reconhecidas na área com base na atitude do plano-axial. A mais antiga ( $F_3$ ) é constituída por dobras inclinadas com plano-axial NE-SW de médio a alto ângulo de mergulho (Machado *et al.*, 1987) que formam tanto estruturas regionais, como por exemplo o Domo de Santana, a Antiforme Serra dos Pedrosas e a Antiforme Capané (prancha 7), como de mesoescala. As  $F_3$  são as dobras tardias que causam maior modificação na orientação da trama planar desenvolvida nos tectonitos, mas afetam mais

discretamente a orientação da lineação de estiramento (prancha 10), uma vez que são coaxiais a estas. A foliação plano-axial formada é pouco pervasiva, correspondendo a uma clivagem de crenulação nos xistos e filonitos e a uma clivagem espaçada nas demais rochas. Não é observado o crescimento de minerais metamórficos ao longo dessas superfícies, o que indica condições de metamorfismo incipiente e níveis crustais superficiais para a formação dessas dobras (Porcher, 1992).

Alguns autores sugerem que a geração das dobras  $F_3$  foi acompanhada do desenvolvimento de falhas inversas de direção NE-SW com vergência para NW (Machado *et al.*, 1987) ou ainda de falhas transcorrentes e inversas (Remus *et al.*, 1990). No entanto, os flancos das  $F_3$  regionais mostram-se truncados por falhas transcorrentes como é o caso da Antiforme Serra dos Pedrosas (prancha 7), indicando serem essas estruturas mais antigas do que alguns dos principais episódios de movimentação das falhas transcorrentes.

As dobras mais jovens, com plano-axial subvertical e direção NW-SE ( $F_4$ ), são suaves, manifestando-se, principalmente, por crenulações e *kinks*. A interferência das duas fases de dobras tardias define um padrão do tipo domo-bacia que poderia ser responsável pelo duplo caimento da braquiantiforme conhecida por Domo de Santana (Machado *et al.*, 1987). Por outro lado, o duplo caimento dessa estrutura é mais provavelmente relacionado a uma acilindricidade original das dobras  $F_3$  (Porcher, 1992). O mecanismo de deformação flexural responsável por essas dobras produz invariavelmente estruturas acilíndricas. Reforçando essa interpretação observa-se a incompatibilidade entre as pequenas amplitudes e comprimentos de onda das dobras  $F_4$  com o duplo caimento da Antiforme de Santana que manifesta-se em escala regional. Ainda, segundo Remus *et al.* (1987, 1990) o desenvolvimento das dobras  $F_4$  foi contemporâneo ao desenvolvimento das falhas transcorrentes de orientação NW. No entanto, a carência de dados empíricos que comprovem a existência de relações genéticas entre essas estruturas torna interpretações como essa, altamente especulativas.

Diferentes propostas têm sido apresentadas para o significado tectônico das dobras tardias, envolvendo diferentes relações temporais e genéticas com falhas de empurrão e transcorrentes que afetam as rochas do Complexo Porongos.

Jost & Bitencourt (1980) consideram que as dobras regionais NE-SW seriam de idades diferentes

e estariam relacionadas a processos diversos. Segundo estes autores, o Domo de Santana seria uma feição do tipo domo gnáissico manteado e, da mesma forma que a Antiforme Capané, teria sido desenvolvido anteriormente ao evento de cavalgamento. Ainda, segundo esses autores, a Antiforme Serra dos Pedrosas corresponderia a uma dobra de arrasto gerada pelo movimento transcorrente da Falha Passo dos Marinheiros.

Trabalhos mais recentes na região consideram as dobras NE-SW ( $F_3$ ) formadas de modo contemporâneo ao longo do complexo metamórfico. Remus *et al.* (1990) sugerem que o desenvolvimento das dobras tardias ( $F_3$  e  $F_4$ ) é consistente com um modelo de formação de domos transpressionais, resultando da movimentação combinada das falhas NE-SW e NW-SE. Segundo esses autores, as  $F_3$  teriam sido formadas em decorrência da movimentação principal do sistema de falhas transcorrentes NE-SW, correspondendo a dobras em echeleon (Remus *et al.*, 1987) ou associadas ao desenvolvimento de uma estrutura-em-flor (Remus *et al.*, 1990). Segundo o modelo desses autores, as falhas NW-SE, responsáveis pela formação das dobras  $F_4$ , corresponderiam a fraturas antitéticas secundárias relacionadas ao sistema transcorrente NE-SW.

Segundo Porcher & Fernandes (1990) as dobras  $F_3$  e  $F_4$  são anteriores ao desenvolvimento das falhas e às movimentações em condições rúpteis da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Essas dobras, entretanto, afetam os milonitos da ZCTDC (principalmente as  $F_3$ ) e seriam, portanto, posteriores à movimentação principal da zona de cisalhamento. Algumas aparentemente afetam apófises do Granito Encruzilhada, de modo que esses autores propõem que o desenvolvimento das  $F_3$  seriam resultantes do encurtamento crustal ao final da estruturação do Cinturão Dom Feliciano ou ainda mais jovens.

As várias interpretações apresentadas para as dobras tardias são possíveis, considerando-se o precário conhecimento dessas estruturas. Se, por um lado, as condições metamórficas em que se desenvolveu o estágio de deformação dúctil-rúptil são compatíveis com a formação de falhas cogenéticas ao dobramento, por outro lado, a orientação das dobras tardias, principalmente das  $F_3$ , é compatível com a direção de encurtamento principal dos estágios de deformação tardia do Cinturão Dom Feliciano. No entanto, o entendimento da origem e evolução dessas estruturas requer um estudo mais detalhado das suas relações com as falhas.

### 3.3.2 Deformação Tangencial SW-NE no Domínio Ocidental

Neste domínio foram afetadas pela deformação tangencial a Seqüência Metamórfica Vacacaí, a Suíte Granítica Caçapava do Sul e o Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico, além do Complexo Cambaí na região de Vila Nova.

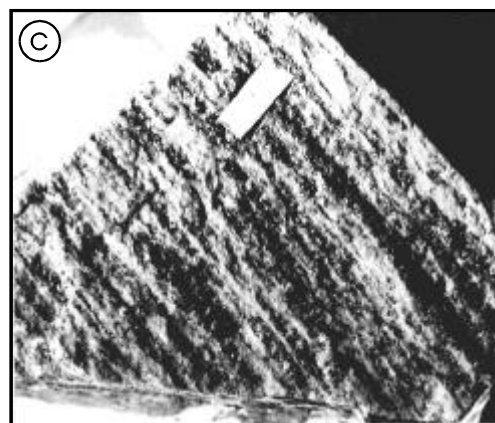
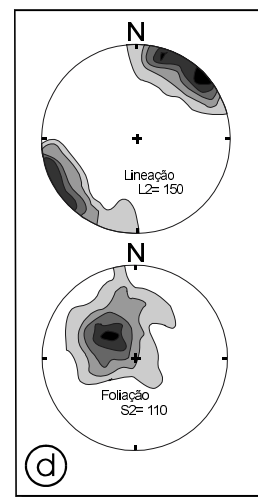
As rochas incluídas na Seqüência Metamórfica Vacacaí e os granitóides da Suíte Granítica Caçapava do Sul mostram estruturas deformacionais compatíveis com uma origem comum, sendo, portanto, descritas em conjunto. Apesar de terem sido interpretadas como deformadas durante o mesmo evento tectônico que originou as tramas das rochas do Complexo Porongos, essas unidades são descritas separadamente, visto que sua área de afloramento localiza-se no domínio ocidental, a oeste da Sutura de Caçapava.

As rochas supracrustais da Seqüência Metamórfica Vacacaí exibem uma xistosidade denominada de foliação de transposição (Bitencourt, 1983) e *layering*  $S_2$  (Silva Filho & Matsdorf, 1987). Essa foliação, cuja posição original subhorizontal pode ser reconstituída, compensando-se os efeitos das dobras posteriores, contorna e está bem desenvolvida nos granitóides deformados da Suíte Granítica Caçapava do Sul.

A direção de transporte tectônico (NE-SW) durante a deformação que originou a foliação de transposição predominante ( $S_2$ ) é indicada pela atitude das lineações de estiramento (*augen* de feldspatos e fitas de quartzo) e dobras em bainha nos granitóides deformados (Prancha 11b) e xistos (cristaloclastos de anfibólio). Nas zonas de alta deformação essas estruturas mostram-se paralelas à lineação mineral, marcada pela orientação dimensional de cristais de hornblenda nas porções mais preservadas da milonitização, e aos eixos de dobras isoclinais intrafoliais (prancha 12).

Embora facilmente identificadas nos granitóides, em função da presença de marcadores da deformação, como cristais de feldspatos e quartzo deformados e modificação de texturas originais, o reconhecimento das zonas de alta deformação nos xistos e anfibolitos é mais difícil. Trata-se de bandas de espessura decamétrica e de grão mais fino, que podem ser confundidas com filitos e interpretadas como produto de metamorfismo regional progressivo.

No caso das rochas supracrustais, evidências da existência de uma xistosidade de mais alta temperatura e mais antiga do que a foliação principal incluem a presença de cristaloclastos de anfibólitos e lito-



(a) Dobra concêntrica aberta com charneira de *trend* NE-SW e plano axial mergulhando para NW.  
 (b) Dobra em bainha afetando os granitos leucocráticos da Suite Caçapava do Sul. A charneira é paralela à lineação de estiramento, marcada por *augen* de feldspatos e fitas de quartzo (paralelas à escala).  
 (c) Detalhe da lineação de estiramento em amostra de mão mostrando o forte alongamento dos agregados de quartzo e cristais de feldspato.  
 (d) Atitude das lineações da trama principal ( $L_2$ ) e da foliação na região de Caçapava do Sul. Medidas incluem tanto as rochas supracrustais quanto os granitóides.

*Prancha 12 – Estruturas típicas das rochas supracrustais e granitóides deformados do Complexo Metamórfico Vacacai e Suite Granítica Caçapava do Sul (a, b, c - adaptadas de Fernandes et al., 1992).*

clastos de xistos e anfibolitos de grão mais grosso. Ocorrem como lentes circundadas pela foliação de transposição (*foliation fish* ?) marcada por associações minerais características da fácies xisto-verde. Xenólitos desses anfibolitos são comumente encontrados em zonas de baixa deformação dos monzogranitos, ao longo do bordo oeste do complexo. As texturas e microestruturas de alta deformação, diagnósticas de atuação de processos de recristalização, tão evidentes nos granitóides miloníticos, são bem mais raras no xistos e anfibolitos. Isso, tanto em função da sua composição e reatividade metamórfica, que promove a recuperação mais rápida e eficiente dos minerais, quanto pela dificuldades de reconhecer as zonas de alta deformação no campo e as

microestruturas apresentadas por minerais como anfibólios e micas no laboratório.

A concordância de orientação das estruturas de mais alta e mais baixa temperatura, principalmente as lineações minerais e as de estiramento foi interpretada como indicativa de uma origem genética comum para os dois eventos deformacionais ( $D_1$  &  $D_2$ ) e metamórficos reconhecidos nas rochas dessa região. Esses eventos foram interpretados como produto de deformação progressiva, em vista da impossibilidade de determinar se ocorreu reorientação de trama anterior durante a transposição (Fernandes et al., 1992a). Atribuir a atual orientação NE-SW à transposição durante a deformação progressiva com transporte longitudinal acompanhado



de uma redução da temperatura é uma interpretação mais simples. Padrões de metamorfismo sintectônico e retrogressivo são geralmente atribuídos a situações tectônicas onde o soerguimento crustal é controlado pela movimentação de cavalgamentos.

As rochas incluídas no Complexo Cambaí afloram nas regiões de Lavras do Sul e Vila Nova. As estruturas dos gnaisses da primeira região foram descritas anteriormente, tendo em vista apresentarem características diagnósticas do Evento de Deformação Transversal. Por sua vez, os gnaisses aflorantes na região de Vila Nova, embora exibam predominantemente estruturas com características genéticas e de grau metamórfico típicas do Evento de Deformação Transversal, mostram orientação NE-SW, relacionadas ao evento de Deformação Longitudinal.

A interpretação de que as principais tramas observadas nos gnaisses são mais antigas, tendo sido reorientadas durante a deformação longitudinal, baseia-se em duas principais evidências. A primeira é o fato de que as tramas deformacionais desenvolvidas nessas rochas são intrudidas por granitóides calcialcalinos, que, por sua vez, foram sucessivamente deformados. A alternância entre episódios deformacionais e magmáticos indica que a deformação dos ortognaisses teve lugar durante a construção do arco magmático. Na medida que essa deformação foi a primeira a ser registrada nessas rochas, a interpretação de que as tramas de mais alta temperatura foram produzidas durante a Deformação Transversal, tendo sido rotadas para a direção NE, torna-se mais plausível.

Os Gnaisses Cambaí dessa região são constituídos por rochas supracrustais (paragnaisses, lentes de mármore e quartzitos) intrudidas por granitóides (ortognaisses tonalíticos, trondhjemiticos, granodioríticos e graníticos) com características químicas e isotópicas típicas de crosta juvenil (Silva Filho & Soliani Jr., 1987; Chemale *et al.*, 1995; Babinsky *et al.*, 1996). Os ortognaisses são interpretados como representantes de magmatismo calcialcalino ao longo de uma margem continental ativa com subducção da litosfera oceânica da bacia marginal – Oceano Charrua (Fragoso Cesar, 1991) – para oeste, sob o Cráton Rio de La Plata (Tommasi & Fernandes, 1990; Fernandes *et al.*, 1992a, 1995a) ou para Leste, sob o “Microcontinente Encantadas”, como recentemente proposto por Chemale (no prelo).

De acordo com Silva F<sup>o</sup> (1991) a estrutura mais antiga apresentada pelas rochas supracrustais é um bandamento composto que denominou de “bandamento gnássico original.” Essa estrutura é afetada por três fases de dobras com charneiras

NE-SW ( $F_1, F_2, F_3$ ) e cortada por magmas calcialcalinos de uma suíte TTG que intrudiram o pacote de rochas durante vários estágios do desenvolvimento dessas dobras e suas foliações plano-axiais.

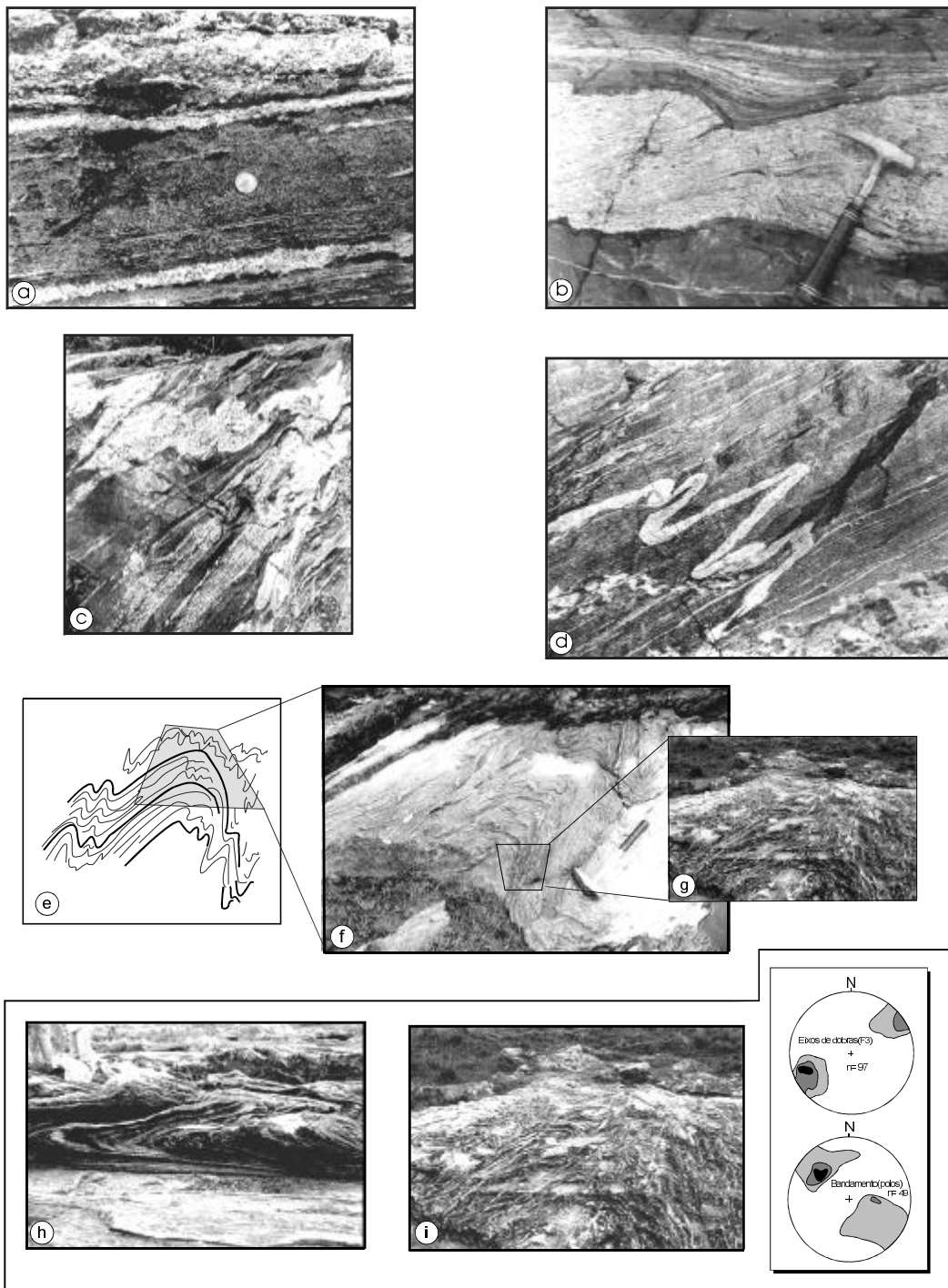
A primeira fase deformacional reconhecida nessas rochas por Silva Filho (1991) originou dobras isoclinais intrafoliais sem raiz que afetam o bandamento gnássico e neossomas quartzo-feldspáticos. Essas estruturas podem ser observadas em gnaisses dioríticos que são por sua vez intrudidos por gnaisses tonalíticos (prancha 13a). Esses últimos sofreram intensa deformação não-coaxial produzindo transposição das estruturas anteriores e desenvolvendo indicadores cinemáticos planares mostrando o movimento do topo da seqüência para SW.

A segunda fase deformacional produziu dobras  $F_2$  que são as estruturas mais conspicuas nos afloramentos. Essas dobras, isoclinais e de elevadas razões amplitude/comprimento de onda, afetam os trondhjemitos, e, portanto, os tonalitos, que são mais antigos do que aqueles; sendo frequentemente marcadas por apófises dobradas mostrando geometria de dobras 1C. Essas dobras são geralmente acilíndricas e mostram flancos cisalhados por pequenas zonas de cisalhamento que produzem dobras intrafoliais por adelgaçamento e ruptura dos seus flancos (Silva Filho, 1991).

Essa trama composta é, por sua vez, afetada pelas dobras normais com charneiras de direção NE-SW ( $F_3$ ). As dobras  $F_3$  são as principais responsáveis pelo controle da geometria e distribuição das rochas dessa associação na região. São dobras de grande escala e sua geometria foi reconstituída pela variação da atitude do bandamento na região (Silva Filho, 1991).

As demais fases de deformação descritas por esse autor produziram dobras ainda com *trends* NE ( $F_4$  e  $F_5$ ), mas que acomodaram muito pouca deformação. Silva Filho (1991) reconheceu ainda seis fases de deformação tardia que originaram dobras abertas e clivagens.

Silva Filho (1991) propõe uma orientação NW-SE para os principais esforços compressivos responsáveis pelas principais estruturas de deformação dúctil exibidas por essas rochas, principalmente as dobras  $F_1$  a  $F_3$ . Entretanto, de acordo com os critérios de interpretação da evolução cinemática de rochas altamente deformadas adotados no presente capítulo (figura 3.1), o bandamento gnássico composto e as dobras  $F_2$  materializam a trama principal dessas rochas. Essa trama é responsável pela acomodação da deformação principal e constitui-se na estrutura mais antiga cuja, atitude pode ser reconstituída.



- (a) Bandamento em gnaiss Diorítico marcado por pequenas dobras intrafoliais sem raiz (acima da moeda).
- (b) Trondhjemito mostrando feições de *boudinage* e foliação interna que indica movimento dextral, ou seja, topo do afloramento (para W).
- (c) Veio de trondhjemito boudinado e dobrado cortando gnaiss Diorítico com bandamento mais antigo.
- (d) Dobras ptigmáticas em veio trondhjemítico cortando o gnaiss Diorítico bandado. Fotografias da exposição na margem sul da BR-290, poucos quilômetros à oeste da localidade de Vila Nova.
- (e, f, g) Dobra  $F_3$  em gnaiss quartzo-feldspático mostrando dobras parasitas em M na charneira e em S no limbo W. Norte próximo à moeda, dobra com vergência incompatível com a pequena dobra apertada na banda intrafolial apertada com vergência incompatível com a dobra  $F_3$  maior (fotografia na sanga do Velocindo, a sudeste da Sede Campestre do CTG).
- (h) Dobras isoclinais recumbentes que materializam o bandamento composto nos gnaisses dessa região (modificado de UFRGS, 1996).
- (i) A posição subhorizontal é mantida na charneira das dobras  $F_3$  maiores, que controlam o padrão de afloramento das unidades dessa região. Estereogramas mostram a posição espacial dos eixos das dobras  $F_3$  e do bandamento (modificado de UFRGS, 1996).

Prancha 13 – Estruturas dos gnaisses do Complexo Cambaí na região de Vila Nova e Lagoa da Meia-Lua.



Na medida que as dobras regionais  $F_3$  apresentam feições diagnósticas da atuação de flambagem durante a sua nucleação, a reconstituição da atitude aproximada do bandamento composto afetado por essas estruturas pode ser realizada através da simples rotação dos seus flancos. A foliação composta dobrada isoclinamente por dobras recumbentes mostrando limbos rompidos ( $F_2$ ) assumiria, desse modo, uma atitude subhorizontal. Do mesmo modo, as estruturas lineares características de fluxo dúctil que fazem parte dessa foliação assumiriam uma atitude subhorizontal com direção NE-SW. Essa direção é exatamente paralela à atitude de lineações minerais e de estiramento (incluindo seixos de conglomerados) exibida pelas rochas do Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico e Sequência Metamórfica Vacacaí que afloram nas proximidades do Complexo Cambaí dessa região.

### 3.3.3 Deformação Longitudinal Transcorrente

As principais zonas de cisalhamento reconhecidas na área são as de direção NE e N-S. As de direção NE são as zonas de cisalhamento transcorrentes do Sistema Dorsal de Canguçu que afetam as rochas e retrabalham as estruturas das unidades incluídas nos complexos, Metamórfico Várzea da Capivarita e Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1993). As principais estruturas desse sistema são: a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e a Zona de Cisalhamento Transcorrente do Piquiri (ZCTP). A primeira apresenta uma longa história evolutiva, com diversas reativações durante todo o Fanerozóico (Fernandes *et al.*, 1995a), exibindo principalmente rochas de alta deformação e granitóides sintectônicos típicos de níveis crustais médios. A segunda abriga fragmentos de uma bacia transcorrente e exibe rochas e estruturas de nível crustal superficial, sendo discutida no item de tectônica rúptil no final do capítulo.

#### 3.3.3.1 A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

À Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu estão geneticamente associados os metagranitos Quitéria, Cordilheira, Passo do Moinho e Passo da Mozinha.

O Metagranito Quitéria apresenta uma trama magmática subvertical bem desenvolvida com direção N a NE e lineações marcadas pela orientação dimensional de megacristais de K-feldspato. Feições de entelhamento dos feldspatos e xenólitos

tabulares em algumas exposições sugerem um fluxo magmático de SW para NE (Koester, 1995 e Fernandes & Koester, 1999).

As estruturas apresentadas pelos granitos sintectônicos foram descritas em maior detalhe por Fernandes *et al.* (1990, 1993); Mesquita & Fernandes (1990); Tommasi *et al.* (1994a) e Fernandes & Koester (1999). Esses autores reconheceram a presença de estruturas de fluxo magmático e de deformação no estado sólido, desenvolvidas sob condições de temperaturas decrescentes. Como estão representadas em unidades de rochas de várias idades afetadas pela deformação transcorrente, essas estruturas foram atribuídas a diferentes episódios de deformação que controlaram a movimentação dessas falhas.

Deformação do estado sólido dos granitóides porfiríticos (Metagranito Quitéria) originou lentes de baixa deformação onde as estruturas de fluxo magmático e transicional estão melhor preservadas. Essas lentes são definidas por zonas de alta deformação de espessura decamétrica, ao longo das quais observa-se intensa redução de tamanho de grão.

Os granitos peraluminosos estão representados na área pelo Metagranito Cordilheira. A deformação dessas rochas é caracterizada pelo desenvolvimento de milonitos e filonitos, localizadamente em volumes consideráveis, e mapeados como xistos e quartzitos a SE de Encruzilhada do Sul (Picada, 1971). A foliação dessas rochas é afetada por dobras normais com charneiras subhorizontais e *trend* NE. Essas estruturas mostram pequenas razões amplitude/comprimento de onda, o que associado à sua extrema cilindridade, sugere tratar-se de dobras oblíquas.

Enquanto o Granito Passo da Mozinha mostra o desenvolvimento de ultramilonitos e filonitos em zonas de cisalhamento de espessura decamétrica, o Granito Arroio Moinho é mais adequadamente interpretado como tardi-transcorrência. Isso em função da sua forma modestamente alongada NE (elipse com proporções de 2:1, em planta) e estilo deformacional. A deformação de mais alta temperatura registrada no mesmo é caracterizada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento discretas de espessura métrica (Gomes, 1990). Desse modo, a idade de  $595 \pm 1$  Ma (U/Pb em zircão) obtida para a intrusão desse granito (Chemale *et al.*, 1995) corresponde, mais provavelmente, a um dos episódios de movimentação tardia da ZCTDC (Fernandes & Koester, 1999).

Microestruturas produzidas sob condições de temperatura equivalentes às fácies anfíbolito e xis-

to-verde podem ser reconhecidas em milonitos e ultramilonitos que apresentam abundantes indicadores cinemáticos de vorticidade sinistral. Essas rochas são interpretadas como registro do último episódio de deformação dúctil relacionado ao Ciclo Brasileiro, visto que as mesmas foram desenvolvidas em granitos com idades em torno de 580Ma (Rb/Sr-RT) e truncadas por granitos subalcalinos e pós-tectônicos de 550Ma (Frantz & Fernandes, 1994).

Apesar dos avanços no entendimento da evolução da ZCTDC através do desenvolvimento de estudos clássicos de tectônica e petrologia, a ausência de dados geocronológicos de maior detalhe e precisão, constitui-se na principal lacuna do conhecimento da evolução dessas estruturas. Datações U/Pb, Sm/Nd e Ar/Ar em andamento são necessárias para a determinação mais precisa das idades das principais intrusões sintectônicas à ZCTDC e das rochas de alta deformação, respectivamente. Esses dados, quando associados a estudos de variação das condições de metamorfismo, através da utilização de geotermobarometria, são essenciais para a determinação da história evolutiva da zona de cisalhamento e avaliação do papel dessa estrutura na evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano.

### 3.4 Tectônica rúptil

#### 3.4.1 Reativações da Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu

Até o presente, ainda não foi possível a datação das diversas reativações da ZCTDC ocorridas durante o Fanerozóico, em vista, dentre outros fatores, da virtual ausência de magmatismo sintectônico dessas estruturas. Desse modo, a investigação da história evolutiva mais recente dessas estruturas deve ser estabelecida com base em critérios estratigráficos, apoiados em estudos de proveniência (petrografia e litogeoquímica), de geocronologia (traços de fissão) e paleotectônicos (Caravaca & Menegat, 1994), estabelecidos de acordo com as especificidades de cada seqüência.

#### Bacias Transcorrentes – Reativações do Final do Ciclo Brasileiro

Proposições acerca da gênese, situação tectônica e história evolutiva das bacias do Piquiri e Camaquã, no contexto evolutivo do Cinturão Dom Feliciano

no durante a última década, basearam-se em analogias diretas com cinturões fanerozóicos (Fragoso-César *et al.*, 1982, 1984, 1985, 1990; Jost, 1984; Paim *et al.* 1995; Greese *et al.*, 1996).

Esses trabalhos destacaram duas componentes de movimentação tectônica: (i) uma vertical, gerando bacias e montanhas, (ii) e outra horizontal, perpendicular ao alongamento do orógeno. Essa última, responsável por falhas inversas e de empurrão, e por encurtamento crustal segundo a direção SE/NW, teria sido produzida por colisão continental durante o Ciclo Brasileiro. De acordo com essa interpretação as rochas das bacias do Piquiri e Camaquã foram geneticamente relacionadas ao movimento dos cavalgamentos e, portanto, interpretadas como coberturas molássicas, depositadas nas porções superficiais de um *fold-and-thrust belt*.

No entanto, a interpretação do ambiente tectônico dessas bacias adotada no presente capítulo é a de que as mesmas são mais corretamente relacionadas a falhas inversas e, em função das suas características de comportamento reológico e geometria, mais provavelmente associadas à deformação transcorrente SW-NE do Sistema Dorsal de Canguçu, do que a uma tectônica colisional. As estruturas atribuídas à tectônica colisional são as de muito mais alta temperatura, como as desenvolvidas nos granitóides calcialcalinos anteriormente apresentadas.

As bacias seriam, desse modo, mais jovens na história evolutiva do Cinturão Dom Feliciano do que o período colisional. A principal evidência para essa interpretação é a presença de clastos de rochas com a trama produzida pela Deformação Longitudinal em conglomerados. Como a deformação com transporte tectônico paralelo ao alongamento do cinturão é mais jovem do que a atribuída à colisão, as bacias, por conterem clastos de rochas com deformação longitudinal, devem ser necessariamente mais jovens do que essa deformação. Isso torna improvável a sua relação genética direta com os cavalgamentos produzidos durante a colisão entre os crátons do Kalahari e Rio de La Plata.

#### 3.4.2 Zona de Cisalhamento Transcorrente do Piquiri

Essa denominação é aqui utilizada para referir-se ao sistema de falhas que condicionou a formação, deposição, deformação e preservação das unidades sedimentares das bacias do Piquiri e parte da Bacia do Camaquã.

Rochas sedimentares, como as que afloram na Bacia do Piquiri, distribuem-se ao longo de uma estreita faixa de 5 a 10km de largura, cuja continuidade para SW estende-se por centenas de quilômetros, alcançando o sul do Uruguai. Essas rochas foram interpretadas por Oliveira & Fernandes (1991, 1992), Oliveira (1994), Fernandes *et al.* (1995a) e por Caravaca (1998), como originadas durante reativações por transcorrência das falhas do Sistema Dorsal de Canguçu.

Segundo essa interpretação, baseada em estudos de petrofácies conglomeráticas, disposição e padrão de empilhamento das litofácies sedimentares, essa bacia teria sido estabelecida numa fase posterior do processo orogenético do que a conjecturada nos modelos anteriores. Análise de proveniência em conglomerados demonstrou que os fragmentos de xistos e outras rochas metamórficas dessas seqüências são originários do Complexo Metamórfico Porongos e do seu embasamento (Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista). As tramas apresentadas por essas rochas foram originadas por um evento tectônico claramente mais jovem do que a deformação tangencial, com transporte ortogonal ao alongamento do cinturão (Fernandes *et al.*, 1992a).

Na Bacia do Piquiri foram identificadas quatro seqüências estratigráficas principais, três das quais representam ciclos granocrescentes com gradação inversa (Caravaca, 1998).

A Seqüência I, unidade mais antiga, que apresenta contato por falha com os xistos do Complexo Metamórfico Porongos, mostra predominância de clastos de metapelitos e de quartzo leitoso. As rochas do substrato estão expostas nas imediações das falhas que delimitam a Bacia do Piquiri, onde pode-se observar que o quartzo leitoso ocorre como veios budinados nos xistos. A matriz dos conglomerados é xistosa, mostrando desenvolvimento de mica branca e feições de rotação dos fragmentos. Crenulações de pequenas amplitudes com direções de planos axiais N-S e NW são observadas nos conglomerados dessa seqüência, tanto em exposições na fazenda Santo Antônio como no Passo da Capela, à leste de Santana da Boa Vista.

O arcabouço dos conglomerados da Seqüência II, resultado do primeiro ciclo granocrescente reconhecido por Caravaca (1998), é composto por arenitos, quartzitos, rochas metavulcânicas ácidas, quartzo leitoso e clastos de conglomerados e andesitos, representando depósitos autofágicos. Fragmentos de quartzitos e rochas metavulcânicas são interpretados como provenientes da erosão dos

xistos da Antiforme Serra dos Pedrosas, como sugerido pelo sentido NE-SW das paleocorrentes. A boudinagem de clastos de rochas vulcânicas em conglomerados da Formação Arroio dos Nobres (Passo da Capela) indica o comportamento dúctil desse material, pelo menos nas proximidades das falhas principais.

A Seqüência III contém fragmentos das mesmas rochas da seqüência anterior, sendo individualizada por marcar o início do segundo ciclo granocrescente. A Seqüência IV é composta por fragmentos de granitóides deformados, arenitos, quartzitos e quartzo leitoso, rochas metavulcânicas ácidas, granitos indiferenciados, conglomerados e rochas vulcânicas, além de seixos do Sienito Piquiri e Granito Encruzilhada (Caravaca, 1998). Esta última seqüência, disposta em discordância angular marcante sobre as demais seqüências, foi cartografada no presente trabalho como Formação Santa Fé.

Dobras *chevron* e em caixa (*box folds*) além de *kinks* conjugados são estruturas comuns nos ritmos do vale do Piquiri e do Passo da Capela, à leste de Santana da Boa Vista. Algumas dessas dobras apresentam planos-axiais de direção NE e N-S, além de NW. Isso, juntamente com a associação espacial com falhas rúpteis de direção NW e N-S indicam tratar-se de estruturas localizadas e desenvolvidas para acomodar a deformação ao longo das falhas. A mesma interpretação é adotada para as dobras concêntricas de pequeno caimento de charneira para SW e dimensões mapeáveis na escala do presente trabalho, reconhecidas nas rochas vulcânicas da Formação Hilário, a leste de Cachapava do Sul. Todas as estruturas observadas nessas rochas são características de condições de temperatura e ductilidade muito baixas.

### 3.4.3 As Zonas de Cisalhamento N-S

As zonas de cisalhamento N-S são falhas do denominado Sistema Passo dos Marinheiros (Picada, 1971) e exibem rochas de alta deformação rúptil, como cataclastos e ultracataclastos, típicas de crosta superior. São, desse modo, interpretadas como estruturas mais jovens do que as falhas dúcteis de direção NE-SW, apesar das tentativas de interpretar-se as mesmas como conjugados do mesmo sistema (Jost *et al.*, 1984; cf. Fernandes *et al.*, 1993, para uma síntese dos critérios de cogeneticidade de zonas de falhas). Movimento sinistral (Picada, 1971) e dextral (Jost *et al.*, 1984) foram reportados para a falha principal desse sistema; a estrutura que separa as rochas da Suíte Granítica Encru-

zilhada dos xistos do Complexo Metamórfico Porongos. Segundo Picada (1967), essa falha teria deslocado filonitos da ZCTDC, cerca de 32km para o Sul, embora no terreno, apenas rejeitos dextrais de poucos centímetros sejam observados em pequenas falhas desse sistema.

#### **3.4.4 As Zonas de Cisalhamento NW-SE**

A principal estrutura desse sistema de falhas é o Lineamento ou Zona de Cisalhamento de Ibaré que aflora a oeste da área mapeada e adentra a Folha Pedro Osório (Ramgrab & Wildner, no prelo). Essa zona de falhas transcorrentes, de idade proterozóica e nível crustal intermediário, mostra evidências de diversas reativações durante o Fanerozóico, tendo controlado inclusive a deposição e preservação de unidades da Bacia do Paraná. As falhas desse sistema reconhecidas na área de mapeamento são predominantemente rúpteis e de nível crustal superior, possivelmente originadas por reativação das estruturas mais antigas.

#### **3.4.5 Reativações das Falhas NE-SW, NW-SE e E-W**

As reativações das falhas NE-SW, NW-SE e E-W durante o Paleozóico e o Mesozóico são registradas pela presença de conjuntos de lineamentos orientados segundo essas direções em imagens de satélite e radar, bem como por seus efeitos nas unidades da Bacia do Paraná. A reativação das falhas desses

sistemas são função direta da orientação dos campos tensionais principais durante a longa história de eventos tectônicos que afetaram essa bacia.

A reativação das falhas do sistema NE-SW são registradas tanto pelo seus controles no padrão de sedimentação das seqüências gonduânicas inferiores (Fernandes *et al.*, 1995a), quanto pelos seus efeitos diretos em arenitos da Formação Rio Bonito na Folha Cachoeira do Sul, produzindo rochas cataclásticas coesivas e não-coesivas (*fault gouge*). A preservação de morros testemunhos com rochas gonduânicas na região de Encruzilhada do Sul, frequentemente alinhados NE-SW e sobrepondo-se aos filonitos mais antigos, sugere um controle estrutural da litificação, responsável pela preservação dessas rochas. A intensa silicificação que apresentam foi possivelmente controlada pela percolação de fluidos ao longo da estrutura planar dos filonitos (Fernandes *et al.*, 1993).

Embora nenhum trabalho sistemático tenha sido realizado até o momento, as reativações das falhas NE-SW e N-S durante o Cenozóico são reconhecidas através da presença de depósitos aluviais atuais e subatuais, alongados segundo as direções NE e N-S. Esses podem ser observados na porção norte da Folha Cachoeira do Sul. A presença de depósitos de tálus cenozóicos, alguns dos quais assimétricos, principalmente ao longo das zonas de falhas NE são, juntamente com o controle dos cursos de rios e arroios apresentando terraços abandonados, indicativas de reativações bastante recentes dessas estruturas.

# 4

---

## GEOLOGIA ECONÔMICA E METALOGENIA

### 4.1 Introdução

O cadastro na Folha Cachoeira do Sul levou ao registro de 231 jazimentos minerais. Carvão e calcário dolomítico representam os principais recursos da área, quer em reservas, quer no valor de produção. As minas de cobre de Camaquã, que constituíam um importante pólo mineral da região, tiveram suas reservas esgotadas e encerraram suas atividades em 1996.

Os recursos minerais da Folha Cachoeira do Sul compreendem: 32 jazimentos de carvão; 2 de calcário calcítico; 25 de calcário dolomítico; 54 de cobre; 3 de cobre-chumbo; 2 de cobre-chumbo-zinco; 2 de chumbo-zinco; 1 de chumbo; 19 de ouro; 4 de ouro-cobre; 3 de tungstênio-estanho; 13 de estanho; 1 de molibdênio-estanho; 1 de molibdênio; 3 de talco; 2 de cromo; 3 de amianto; 2 de urânio; 3 de flúor; 8 de bário; 16 de feldspato-quartzo; 2 de caulim; 2 de granito ornamental; 2 de granito para pedra-de-talhe; 7 de areia; 18 de argila para cerâmica vermelha; e 1 de folhelho para cerâmica. Quanto ao *status* correspondem a 75 indícios; 91 ocorrências; 9 depósitos; 3 lavras rudimentares inativas; 21 lavras ativas; 15 minas inativas; 1 mina intermitente; e 16 minas ativas.

Essas concentrações minerais, assim como as demais informações metalogenéticas (indícios geofísicos, mineralométricos e petrológicos) registra-

das na área, estão representadas na Carta Metalogenética/Previsional da Folha Cachoeira do Sul.

Para descrição dos jazimentos, que constam de listagem anexa, adotou-se a seguinte classificação: (1) minerais metálicos; (2) metais nobres; (3) minerais energéticos; (4) minerais não-metálicos industriais; (5) insumos para a agricultura; e (6) materiais de construção civil.

### 4.2 Jazimentos Minerais

#### 4.2.1 Minerais Metálicos

##### 4.2.1.1 Cobre

O cobre constitui o principal bem mineral metálico ocorrente no Escudo Sul-Rio-Grandense. Minerado desde o final do século XIX nas Minas do Camaquã, daquela data aos nossos dias, numerosas concentrações de cobre foram registradas na região. Essas concentrações foram alvo de pesquisa em maior ou menor intensidade mas, não obstante a ampla distribuição das mineralizações e a intensa investigação desenvolvida, somente três depósitos de porte econômico foram identificados: Minas do Camaquã, Cerro dos Martins e Seival.

Na década de 70 a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) e a Rio Doce Geologia e Mineração (DOCEGEO) procederam a uma profunda reavaliação dos principais jazimentos da área, cujos resultados foram publicados em numerosos documentos. Na Folha Cachoeira do Sul foram catalogados 59 jazimentos em que o cobre é a substância principal (ref. 60 a 108; 110 a 118; e 120 a 121). Todos foram objeto de algum tipo de investigação (geoquímica, geofísica) no passado, incluindo sondagens, que estão sumariamente descritas em Ribeiro (1978), razão pela qual não serão aqui comentadas. Serão destacados apenas os jazimentos mais importantes da região (ref. 68,69,73, 100, 105 e 106).

A mina do Seival (ref. 73) foi descoberta em 1901; entre 1935 e 1962, esta jazida foi pesquisada e lavrada intermitentemente, com produção de cobre eletrolítico e sulfato de cobre. No período de 1955-1962 produziu, em média, 1.000t de minério por mês, com teor de 1,6% de cobre total e 1,0% de cobre sulfetado. Devido ao alto teor em cobre oxidado a jazida foi considerada antieconômica, pois não havia recuperação do mesmo (Reischl, 1978).

A jazida abrange um conjunto de pequenos depósitos, com diferentes denominações, que situam-se ao longo de uma faixa alongada nordeste com 5km de extensão. A mineralização apresenta-se controlada por fraturas, brechas e falhas em tufo e brechas andesíticas da Formação Hilário. Ocorre na forma de bolsões disseminados ou, mais raramente, preenchendo fraturas. Calcosina e covelina são os minerais de minério predominantes; bornita e calcopirita são muito raros. A pirita ocorre esporadicamente. Na zona de oxidação, com 4m de espessura, aparecem malaquita, azurita e crisocola.

Conforme Reischl (1978), as reservas dos diferentes depósitos totalizam 167.000t; o teor médio de cobre situa-se entre 0,2% e 0,99%, raramente com teores maiores que 1,0%. A prata naquele intervalo apresenta teor médio de 15ppm.

Na mina dos Andradas (ref. 68), a mineralização consiste em calcosina, calcopirita, cuprita, bornita, cobre nativo e carbonatos disseminada ao longo de uma falha de orientação N-S, com mergulho 45°-55°W, que corta clorita xistos da Sequência Metamórfica Vacacaí. Investigação conduzida pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) determinou uma reserva de 3,5x10<sup>6</sup>t, com teor de médio de 0,45% Cu (Ribeiro, 1978).

A mina Primavera (ref. 69) também ocorre em metamorfitos da Sequência Metamórfica Vacacaí. O jazimento localiza-se na interseção de uma falha N-S com uma falha N55°W/40°SW, consistindo em

disseminações em fraturas e zonas brechadas. A mineralogia do minério é formada por calcosina, crisocola e malaquita disseminada nos xistos e em fraturas destes, podendo formar bolsões onde o teor atinge 4% Cu. As avaliações disponíveis para este depósito indicam reservas de 1,2x10<sup>5</sup>t com teores entre 0,7 e 1,3% Cu (Ribeiro, 1978).

O jazimento de Cerro dos Martins (ref. 100) consta de dois filões principais que se encaixam em falhas N40°-60°W e é representado por brechas de falhas silicificadas ou não, cimentadas por barita e sulfetos de cobre. Em superfície, os filões podem ser seguidos por algumas dezenas de metros, cortando sem interrupção arenitos do Membro Pelítico e conglomerados do Membro Conglomerático da Formação Hilário, andesitos e riolitos. As zonas brechadas têm uma espessura variável de 0,5 a 1,5m e são preenchidas por filonetes à base de calcosina, barita, quartzo e malaquita, além de rara crisocola e azurita. Inúmeras sondagens foram realizadas na área, as quais demonstraram que os filões A e B, os principais, têm continuidade em profundidade (Eckert & Fabrício, 1970).

A mineralogia do minério, no Cerro dos Martins, é a base de calcosina, com calcopirita e bornita associadas, além de oxidados de cobre. A pirita é muito rara. Uma galeria aberta ao longo do filão A detectou abundância de galena numa zona brechada (Ribeiro, 1978). As reservas do Cerro dos Martins totalizam 450.000t de minério com teores entre 0,8% e 1,33% Cu e 284.000t com teores entre 0,41% e 0,76% Cu (Eckert & Fabrício, 1970).

Minas do Camaquã – A primeira identificação de minério na região das Minas do Camaquã deu-se em 1885 por mineiros ingleses que garimpavam ouro em Lavras do Sul. Em 1888, foi iniciada a lavra em pequena escala, com exportação para a Inglaterra de minério escolhido. Desde a sua descoberta as Minas do Camaquã passaram por vários estágios de pesquisa, intercalados por períodos de paralisação total da atividade mineira. Em 1996, com a esgotamento das reservas, as minas encerraram as atividades.

As minas eram formadas por dois depósitos principais: Mina São Luiz (ref. 105) e Mina Uruguai (ref. 106) (figura 4.1), onde a mineralização cuprífera representada por calcopirita, bornita e calcosina ocorria sob a forma filoniana encaixada em falhas com direção noroeste, ou disseminada nos conglomerados e arenitos do Membro Pelítico da Formação Hilário.

Na Mina São Luiz, o minério filoniano, de maior importância, era constituído por filões de quartzo com calcopirita. Em menor proporção apareciam filões de calcosina e bornita, principalmente nas ex-

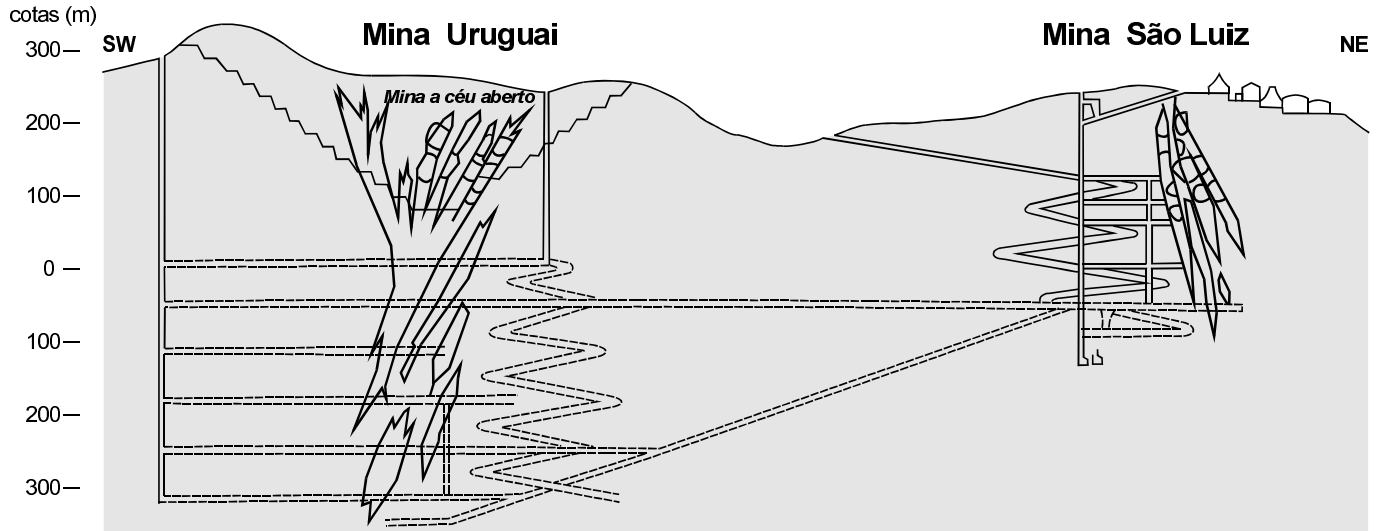


Figura 4.1 – Arranjo das minas conforme projetado pela Companhia Brasileira do Cobre (esquema sem escala).

tremidades da mina. A espessura média dos filões fica em torno de 30cm, e a zona mineralizada atinge 10 a 15m de largura nas regiões mais ricas. Devido ao preenchimento silicoso das zonas de falha eram ótimas as condições de estabilidade.

A Mina Uruguai constituía o maior depósito de cobre das Minas do Camaquã. O minério filoniano, o mais importante, é constituído por filões maciços de calcopirita, calcopirita-bornita, bornita-calcosina e, menos freqüentemente, apenas calcosina; a ganga normalmente ocorre em quantidade subordinada e é composta principalmente por hematita, quartzo, argila ou clorita. Sulfetos de cobre disseminados nos conglomerados e arenitos eram uma constante na Mina Uruguai. Esta mineralização, normalmente de baixo teor, podia, localmente, constituir zona com teor elevado, quando essas disseminações eram à base de calcosina e bornita.

As reservas globais das Minas do Camaquã em sua última reavaliação, totalizaram  $30 \times 10^6$ t com teor médio de 1,06%Cu. O beneficiamento era realizado na própria mina, sendo o minério concentrado por flotação e resultando num produto com cerca de 30% de cobre, 35,5g/t de prata e 12,2g/t de ouro.

Os últimos dados obtidos sobre a produção de cobre e dos subprodutos ouro e prata das Minas do Camaquã, referem-se ao período 1987-1994 e constam das tabelas 4.1, 4.2 e 4.3.

#### 4.2.1.2 Chumbo

Um jazimento de chumbo (ref. 119) foi descrito por Jost (1981) na região da serra dos Pedrosas, município de Encruzilhada do Sul. A galena ocorre

em lamelas isoladas ou finos leitos descontínuos e dobrados. O quartzo leitoso forma *strings* centimétricos e, localmente, forma camadas alternadas com os sulfetos. A alternância de galena, quartzo, pirita maciça e mais arsenopirita sugere um acamamento sedimentar. Os dados analíticos mostram um máximo de 3% de Pb, com menos de 200ppm de Ag.

#### 4.2.1.3 Chumbo-Zinco

Os jazimentos de chumbo-zinco (ref. 109 e 115) ocorrentes na folha têm características bastante distintas.

A ocorrência da ref. 115 é de natureza filoniana hidrotermal associada a rochas graníticas e contém galena, esfalerita, pirita e calcopirita. A ocorrência não tem significado econômico.

O jazimento da ref. 109 corresponde à Jazida Santa Maria, situada a 5km a sudoeste das Minas do Camaquã. Foi descoberta através de prospecção geoquímica, sendo definidas três áreas anômalas para Cu, Pb, Zn (Licht, 1980). As primeiras sondagens exploratórias confirmaram principalmente galena e blenda, além de prata e sulfetos de cobre em sedimentos do Membro Conglomerático da Formação Hilário. O minério, principalmente disseminado, está associado a feições sedimentares, com remobilizações locais como filões e/ou filonetes.

Na área 1 a mineralização, numa faixa de 80m de espessura, aparece em conglomerados e arenitos intercalados. A cobertura estéril de cerca de 40m, é constituída por arenitos finos a médios. Estima-se

Tabela 4.1 – Produção de cobre das Minas do Camaquã no período 1987-1994.

ANO	CONCENTRADO (t)	TEOR (%)	COBRE CONTIDO (t)
1987	27.956	31,30	3.751
1988	27.747	28,82	7.997
1989	31.831	31,21	9.935
1990	29.387	29,51	8.672
1991	33.068	30,09	9.949
1992	31.557	30,91	9.754
1993	29.513	30,60	9.033
1994	18.381	31,38	5.768

Tabela 4.2 – Produção de ouro das Minas do Camaquã no período 1987-1994.

ANO	CONCENTRADO (t)	TEOR (g/t)	OURO CONTIDO (kg)
1987	27.956	4,44	124
1988	27.747	4,76	132
1989	31.831	6,03	192
1990	29.387	13,08	405
1991	33.068	15,5	513,86
1992	31.557	22,5	723,69
1993	29.513	18,89	542,97
1994	18.381	8,66	159,26

Tabela 4.3 – Produção de prata das Minas do Camaquã no período 1987-1994.

ANO	CONCENTRADO (t)	TEOR (g/t)	PRATA CONTIDA (kg)
1987	27.956	50,5	14.118
1988	27.747	46,1	12.798
1989	31.831	49,9	15.877
1990	29.387	32,6	9.601
1991	33.068	27,2	8.979
1992	31.557	35,3	11.132
1993	29.513	35,4	10.541
1994	18.381	30,1	5.532

uma reserva de minério entre 3 e 3,5 milhões de toneladas neste setor, com teores de 2,5 a 3,0% de Pb + Zn.

Na área 2 o minério está associado a um pacote de arenitos finos a médios com 70m de espessura. “Conglomerados intraformacionais” estão presentes neste setor. A reserva geológica desta área alcança 12,2 milhões de toneladas de minério com teor de 2,09% de Pb+Zn.

Na área 3 a mineralização tem cerca de 60m de espessura e situa-se preferencialmente em arenitos finos a médios, logo abaixo da cobertura estéril representada por 50 a 100m de conglomerados e arenitos intercalados. Aqui, as remobilizações são mais evidentes, ocorrendo filões com 1m de espessura. A reserva geológica é superior a 14 milhões

de toneladas de minério com 3,5% de Pb + Zn (Ribeiro *et al.*, 1980).

#### 4.2.1.4 Tungstênio e Estanho

Os jazimentos de tungstênio e estanho (ref. 145 a 147) estão situados a oeste-sudoeste de Encruzilhada do Sul e caracterizam a “Província Cerro d’Árvore e arredores” de Leinz & Pinagel (1945). Encaixada em granitos da Suite Granítica Encruzilhada do Sul, é constituída por filões de quartzo com volframita, calcopirita e pirita. Os filões têm orientação N10°-30°E predominante, mas no jazimento de Sangra Negra (ref. 145) a direção preferencial é N30°-40°W. Sua possança é de até 0,35m, podendo alcançar 1.500m de extensão, como em Cerro da Árvore (ref. 147). A volframita ocorre em qualquer parte do filão constituindo “buchos” de poucos quilos; os sulfetos são calcopirita e pirita. Esta, forma cerca de 1-2% do minério, enquanto a calcopirita alcança 1,5% da massa. Acessoriamente aparecem turmalina, fluorita, berilo e topázio. A salbanda dos filões é representada pelo granito levemente “gnaissificado” com 10 a 20cm de espessura, onde a cassiterita ocorre em proporção de até 0,5%, restrita ao jazimento de Cerro da Árvore (ref. 147).

#### 4.2.1.5 Estanho

Na Folha Cachoeira do Sul foram catalogados 13 jazimentos de cassiterita (ref. 148 a 160), os quais constituem a “Província de Campinas, Cerro Branco e vizinhanças do rio Camaquã”, de Leinz & Pinagel (1945) ou parte do “Distrito de Encruzilhada do Sul”, de Jost (1981).

Esses jazimentos de cassiterita e os de volframita anteriormente descritos foram descobertos no final do século passado. No período de 1890 - 1914, foram alvo de grande atividade mineira. Posteriormente, esta atividade tornou-se esporádica, concentrando-se em uma ou outra mina, como a mina Campinas (ref. 152) que, no período 1926-1942, produziu uma média de 5t/ano.

As mineralizações estão associadas aos granitos Figueiras e Campinas e resultaram de processos hidrotermais (greisenização e turmalinização) que estendeu-se aos xistos encaixantes.

Conforme Leinz & Pinagel (1945), a mineralização no granito se manifesta na forma de veios pegmatóides, com quartzo leitoso e cristais brancos de feldspato alcalino com 2 a 5cm de dimensão, aparecendo turmalina e fluorita ocasionalmente. A cassiterita ocorre junto à parede da encaixante, em grãos dis-



seminados de tamanho milimétrico, raramente atingindo 2cm de tamanho. A espessura desses corpos pegmatóides é variável entre 0,1 e 1m e a extensão raramente ultrapassa 300m. Veios greisenizados também ocorrem nos granitos, com espessura raramente ultrapassando 0,5m e contendo cassiterita disseminada em quantidade variável.

Nos xistos encaixantes, a mineralização é exclusivamente na forma de filões de quartzo, que possuem orientação preferencial N30°E e comprimento considerável, podendo atingir até quase 5km, como ao sul da mina Campinas (ref. 152). Sua espessura varia entre 0,3 e 1,2m e a cassiterita ocorre com “buchos” de alguns quilos ou em cristais centimétricos distribuídos nos filões. A turmalinização acompanha esses filões quartzosos, sendo, segundo Leinz & Pinagel (1945), um excelente guia de prospecção.

Atualmente, as atividades nessa área estão paralisadas, mas na década de 80, cerca de 200 garimpeiros ainda atuavam na região (Jost, 1981).

#### 4.2.1.6 Urânio

Na folha em pauta, foram cadastrados dois indícios de urânio. O mais importante foi detectado na área do cerro Partido (ref. 171), que corresponde a uma mesa residual sustentada por sedimentos da seqüência gonduânica, com cerca de 25km<sup>2</sup> de área. Encravado no embasamento pré-cambriano, o cerro Partido apresenta altitudes entre 200 e 300m acima do nível do mar. A seqüência gonduânica aflorante tem uma espessura máxima de 85m e compreende arenitos e siltitos oxidados na base (8-20m), varvitos, siltitos e arenitos carbonosos piritosos, intercalados de lâminas de carvão na parte superior (40-70m). Os indícios de urânio nesta área foram detectados pela Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e descritos por Fraenkel (1974).

Os levantamentos radiométricos e geoquímicos localizaram anomalias dispostas preferencialmente ao longo das bordas da bacia residual. As “manchas” mais radioativas apresentam valores médios de até 700cps e as geoquímicas de até 6ppm de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. No extremo-noroeste do cerro, foi localizada uma vênula de pechblenda de 1cm de espessura, ocupado uma fratura em granito do embasamento.

A área foi testada também em subsuperfície, através de 154 furos de sondagem com profundidade média de 54m. Nos perfis foram observados dois tipos de picos anômalos: os primeiros estão geralmente relacionados com camadas de folhelhos carbonosos que, em alguns locais, atingem ra-

dioatividades elevadas (>1.000cps), com teores de até 6ppm de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>. O segundo tipo está relacionado aos sedimentos mais grosseiros, mas que dificilmente têm radioatividade superior a 600cps. A CNEN considerou o prospecto de cerro Partido sem valor econômico.

O indício de arroio Fernandes (ref. 172) restringe-se a uma brecha silicificada que corta rochas graníticas da Suite Granítica Encruzilhada do Sul. Apresenta radioatividade elevada (1.900cps) e mineralização definida de pechblenda ao longo da falha (Ramos & Maciel, 1974).

#### 4.2.1.7 Molibdênio

Dois jazimentos de molibdenita ocorrem na folha (ref. 161, 162). A ocorrência do Paredão (ref. 161), no município de Encruzilhada do Sul, ocorre em zonas greisenizadas do Granito Campinas. A molibdenita ocorre associada a cassiterita, na forma de lamelas destituídas de interesse econômico.

O segundo jazimento (ref. 162) foi registrado em furos de sondagens executados pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) para pesquisa de ouro, na Fácies de Núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul. A molibdenita aparece na forma de lamelas disseminadas na rocha. Seu significado econômico ainda não está definido.

#### 4.2.1.8 Cromo

Os indícios de cromita (ref. 164 e 170) que constam do cadastro mineral da Folha Cachoeira do Sul, são representados por cristais de cromita dispersos em corpos de serpentinitos e/ou metaperidotitos serpentinizados, e não apresentam interesse econômico.

#### 4.2.2 Metais Nobres – Ouro

Na Folha Cachoeira do Sul foram cadastrados 23 jazimentos do metal, distribuídos, predominantemente, em dois setores: ao sul de São Sepé (ref. 122 a 130); e em Lavras do Sul (ref. 131 a 144). Todos esses jazimentos são conhecidos desde o final do século XIX, tendo diversas companhias nacionais e estrangeiras atuado nessas áreas; as atividades de exploração foram encerradas por volta de 1950. Na década de 80, com a revalorização do ouro no mercado internacional, foram retomadas as atividades de pesquisa e exploração em vários desses depósitos.

Os jazimentos do sul de São Sepé compreendem as minas Bossoroca (ref. 124), Cerrito do Ouro

(ref. 126) e Juliana (ref. 122), as duas primeiras com decretos de lavra outorgados, enquanto a última foi objeto de lavra experimental. Os outros jazimentos desta área (ref. 123, 125, 127, 128) também foram objeto de alguma exploração no passado.

A mina Cerrito do Ouro (ref. 126) produziu 44kg de ouro no período 1987-1988, conforme registros do DNPM. O jazimento consiste em um conjunto de filões de quartzo leitoso encaixados, segundo direções variadas, em clorita xistos e sericita xistos da Sequência Metamórfica Vacacaí e, localmente, em pequenos corpos de rochas metabásicas, os quais podem corresponder a imbricações tectônicas do Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico. O mais importante dos filões tem extensão aflorante de 100m e possança variável entre 5 e 7m, apresentando atitude N17°W/65°SW. Os filões estariam associados a uma zona de falha de direção N30°-60°E, com 400m de largura, desenvolvendo-se os filões em falhas e fraturas abertas dentro da estrutura principal. O ouro raramente é detectado macroscopicamente nos filões, ocorrendo também pirita e calcopirita. As reservas totais deste jazimento somam 202.000t, com teor médio de 5,65g/t.

Na mina Bossoroca (ref. 124), a mineralização aurífera está contida em filão de quartzo que corta a Sequência Metamórfica Vacacaí. Este filão, segundo Kaul & Rheinheimer (1974) tem possança média de 0,35m, extensão de 350m e atitude média de N45°E/30°SE, subconcordante com os xistos encaixantes. O filão é constituído de quartzo leitoso com impregnações de óxido de ferro. A mineralização que preenche as microfaturas, juntamente com os minerais de ferro, consta de pirita, galena e arsenopirita. O ouro ocorre em estado nativo ou, em pequena proporção, incluso na pirita. A reserva da jazida é de 7.800t de minério, com teor médio de 48g/t, conforme consta no relatório de pesquisa. A empresa Minesul, detentora dos direitos minerários da área, produziu, no período 1984-1987, aproximadamente 20kg de ouro.

No jazimento da Juliana (ref. 122), a mineralização primária está relacionada a veios de quartzo que cortam os metamorfitos da Sequência Metamórfica Vacacaí, cornubianitizados por efeito térmico do Granito São Sepé. A disposição complexa dos filões, sua pequena possança e os teores variáveis, orientaram a pesquisa da área para a cobertura elúvio-coluvionar. As reservas deste jazimento são de aproximadamente 1.000.000t de minério, com teor de 0,203g/t para os depósitos secundários.

Os jazimentos de Lavras do Sul são constituídos por mineralizações auríferas (ref. 131 a 137, 141 e

143-144) relacionadas ao Complexo Granítico Lavras do Sul e por mineralizações auro-cupríferas (ref. 138 a 140) associadas às rochas vulcânicas da Formação Hilário, enquanto o jazimento de ref. 142 é o único de natureza aluvionar.

Lavras tem seu nome ligado aos primeiros trabalhos de garimpagem realizados no Rio Grande do Sul. Sua história mineira vem do século passado, sendo que o primeiro engenho para triturar minério quartzoso foi erguido na local em 1870 (Teixeira & Leinz, 1942). Kaul & Rheinheimer (1974) reavaliaram os jazimentos dessa área, e a maior parte das informações aqui transcritas foram extraídas de seu relatório.

A maior parte dos jazimentos associados ao Complexo Granítico Lavras do Sul são representados por filões quartzosos de orientação E-W. Há também zonas de granito alterado hidrotermalmente (mina do Bloco Butiá, ref. 133), contendo ouro disseminado.

Os jazimentos filonianos (ref. 131 a 133, 135 a 137, 141, 143 e 144) são constituídos por conjuntos de filões que variam, em número, de 1 a 33 (ref. 131 e 132); a sua possança é variável desde centímetros até 1,8m (ref. 132), enquanto a extensão oscila entre 40m e 400m (ref. 131). A mineralogia dos filões inclui, além de ouro; pirita, óxido de ferro e epidoto. Acessoriamente ocorrem, galena, calcopirita, arsenopirita, clorita e fluorita. Esses jazimentos foram explorados no passado, por processos rudimentares, e encontram-se, hoje, totalmente paralisados.

A mina Bloco Butiá (ref. 133) é o maior dos vários jazimentos de ouro disseminado. Os trabalhos mais antigos nesta mina foram conduzidos pela Companhia Belga, no início do século, que teria explorado somente os filões quartzosos. A partir de 1935, ela foi explorada pela Mineração de Ouro Butiá Ltda, que encerrou suas atividades em 1949.

As zonas mineralizadas do Bloco Butiá também têm orientação E-W e apresentam 20m a 50m de largura por 50m a 60m de comprimento. O minério disseminado que compõe essas zonas apresenta diferentes estágios de alteração. Estes, segundo Teixeira & Leinz (1942), podem ser classificados nos seguintes tipos: minério piritoso, minério oxidado ferruginoso, minério caulinizado firme e minério caulinizado terroso. Três furos de sondagem foram completados através da zona alterada, indicando uma profundidade de 35m a 70m para a mineralização. Em base nas exposições de superfície e de amostras de furos de sonda, Teixeira (*in* Teixeira & Leinz, 1942) estimou reservas recuperáveis de 130.000t de minério, com teor de 2,9g/t de Au. Uma

reserva adicional de 30.000t foi determinada em duas áreas próximas ao Bloco Butiá.

Entre os jazimentos relacionados às rochas vulcânicas da Formação Hilário, destaca-se o jazimento da área de Volta Grande (ref. 140), pesquisado pela Companhia Riograndense de Mineração (CRM) na década de 80. Situa-se no contato entre o corpo granítico e o complexo vulcânico constituído predominantemente, de lavas de composição andesítica. A mineralização é composta por veios e estruturas mineralizadas de orientação próxima a E-W com forte inclinação tanto para SW como para NE. No terreno, as áreas mineralizadas são reconhecidas pelos afloramentos silicosos com manchas de óxidos de ferro contendo, por vezes, pirita.

Os trabalhos de pesquisa constaram de geofísica, trincheiras com amostragens de canal e sondagens com amostragens de testemunhos. As reservas determinadas são as seguintes:

Minério primário:	Au = $1,0 \times 10^5$ t; teor de 5,96g/t; Cu = $4,2 \times 10^4$ t; teor de 1,11%;
Minério secundário:	Au = $0,2 \times 10^5$ t; teor de 4,39g/t; Cu = $4,6 \times 10^4$ t; teor de 0,82%.

O jazimento de ref. 142 é conhecido como jazida aluvionar de Volta Grande, e foi pesquisado em 1980. Corresponde a um depósito de aluviões, acumulado na "grande volta" do arroio Camaquã do Lavras, com volume lavrável de  $5,3 \times 10^5 \text{ m}^3$  e teor médio de  $0,33 \text{ g/m}^3$ . Este depósito chegou a ser explotado pela CRM, mas logo foi abandonado.

#### 4.2.3 Minerais Energéticos – Carvão

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 pela borda da Bacia do Paraná, desde o litoral nordeste do estado até a região sudoeste, fronteira com o Uruguai (figura 4.2).

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

O conceito de jazida aqui adotado segue o conceito utilizado pela CPRM e explicitado em Aboarrage & Lopes (1986): corresponde à área onde foi desenvolvida pesquisa para carvão 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 apresente mais de uma camada de carvão, em conjunto com a linha de erosão da(s) camada(s).

A Folha Cachoeira do Sul abrange integralmente as jazidas de Capané e São Sepé, além da maior parte da jazida do Iruí (figura 4.3). Fora dos limites dessas jazidas foram registrados outros 29 indícios e/ou ocorrências de carvão, alguns detectados em furos de sonda, mas todos destituídos de significado econômico, razão porque não serão comentados.

A jazida do Capané situa-se ao sul da cidade de Cachoeira do Sul, possuindo forma de arco com direção geral sudoeste-nordeste e estendendo-se desde alguns quilômetros ao sul da BR-290, até as imediações do rio Jacuí ao norte, onde os limites são ainda muito imprecisos pela pequena densidade de sondagens nesta porção. Na área com razoável controle das camadas de carvão, tem-se  $450 \text{ km}^2$  de superfície, que atinge ao redor de  $600 \text{ km}^2$ , a partir da inferência dos dados conhecidos. Seu comprimento aproximado é de 50km com largura variável de 8 a 16km.

A jazida do Capané situa-se numa região relativamente baixa na paleotopografia do embasamento, conhecida como Fossa do Capané ou Paleovale do Capané. Está separada da jazida do Iruí por alto do embasamento alinhado na direção nordeste, que marca o limite do referido paleovale.

Três camadas com relevância ocorrem nesta jazida, denominadas Capanezinho, Triângulo e Jeribá, do topo para a base (figura 4.4). As camadas Triângulo e Jeribá podem ser correlacionadas em tempo e situação estratigráfica com suas equivalentes na jazida do Iruí. Outras camadas ocorrem como subdivisão das principais ou como ocorrências restritas em área e de pequena espessura.

A camada Capanezinho, embora restrita à porção sul da jazida, é a de maior importância econômica, pela sua continuidade lateral, espessura, qualidade físico-química, e baixas coberturas em consideráveis partes de sua área de ocorrência. As espessuras de camada total atingem até 2,80m, com médias entre 1,50 a 1,70 m. O carvão na cama-

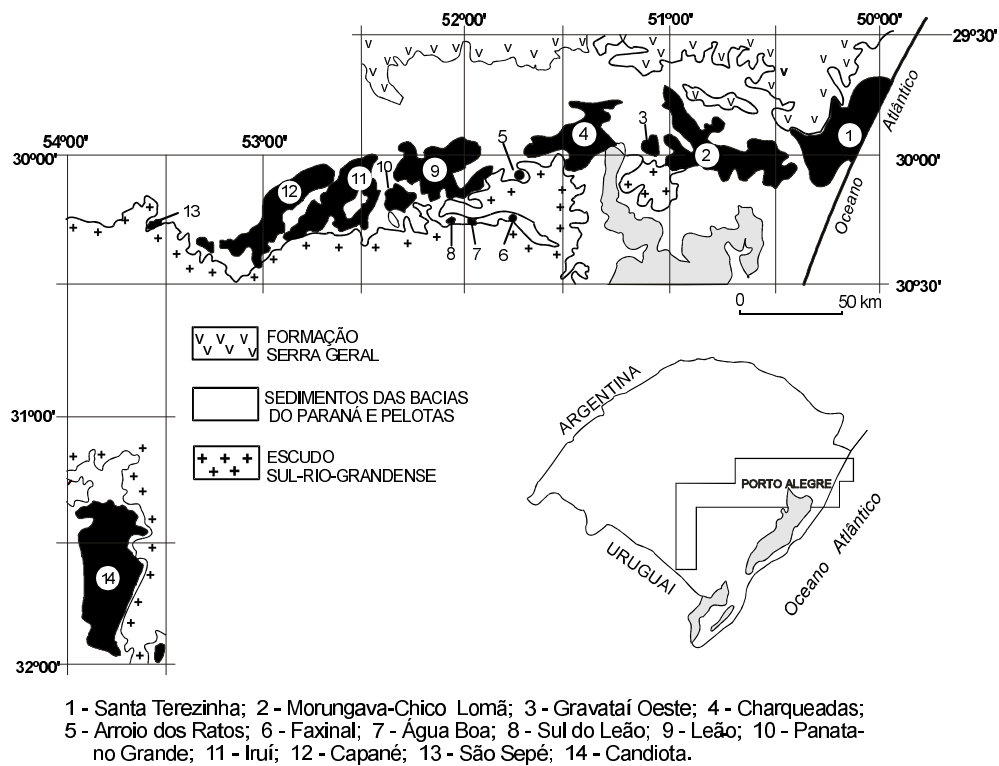


Figura 4.2 – Jazidas de carvão do estado do Rio Grande do Sul.

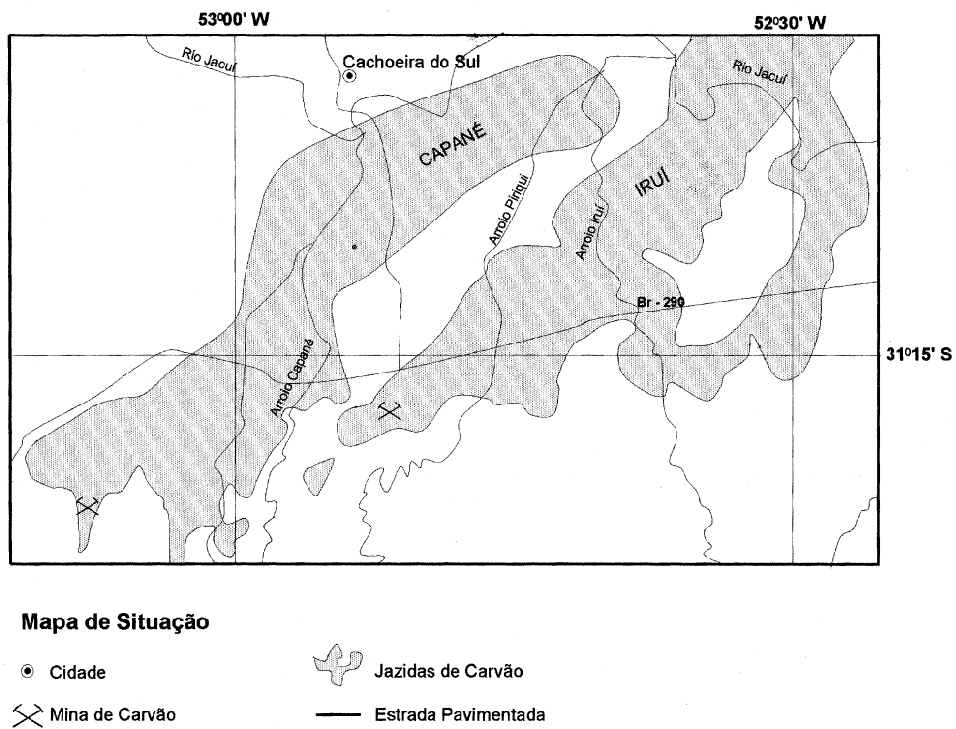


Figura 4.3 – Localização das jazidas de carvão Capané e Iruí.

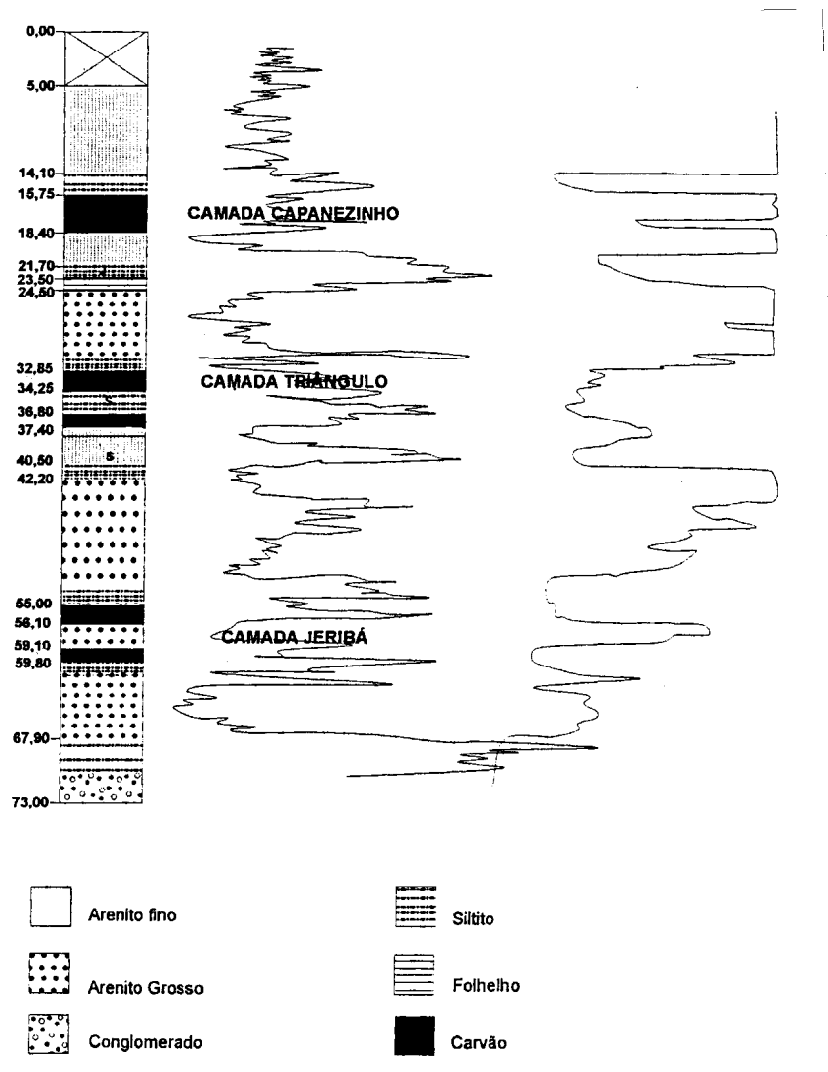


Figura 4.4 – Perfil típico da Formação Rio Bonito com as principais camadas de carvão da jazida Capané.

da (CC) tem relação de 50% a 80% com os valores de camada total.

O mergulho regional dos estratos desta jazida, incluídas as camadas de carvão e suas encaixantes, é de 30' a 1° para NE. Contudo, a camada Capanezinho encontra-se numa área afetada por vários falhamentos, com até 140m de rejeito, e altos do embasamento pré-gonduânico que inclusive controlam suas linhas de afloramento, extensas e recortadas. Estas condições tectônicas, aliadas a prováveis efeitos de compactação diferencial e mergulhos posicionais, determinam inúmeras variações locais nos valores dos mergulhos, inclusive invertendo-os para sul e sudoeste em alguns setores.

As coberturas sobre a camada Capanezinho variam de 0 (linha de afloramento) até cerca de 50m.

Predominam arenitos, finos a médios, quartzosos, no intervalo imediato acima da camada, sobrepostos por siltitos da base da Formação Palermo, intercalados com camadas de arenitos esbranquiçados.

A camada Triângulo também apresenta áreas onde poderá ser lavrada a céu aberto, com coberturas inferiores a quarenta metros (média de 30 metros), na metade sul da jazida. Já a camada Jeribá possui cobertura média superior a 50m nas porções com maior espessura de carvão na camada. Na metade sul, onde as coberturas são menores, as espessuras de carvão também o são, e por conseguinte esta camada deverá ser objeto da lavra subterrânea, preferencialmente.

Os recursos totais desta jazida ultrapassam de pouco 1 bilhão de toneladas de carvão. Dos mes-

mos,  $130 \times 10^6$  t, ou cerca de 13% do total estão contidos na camada Capanézinho, que ainda assim é a de maior importância econômica, pela qualidade de seu carvão, espessura da camada e baixas coberturas. A camada Jeribá, com  $693 \times 10^6$  t, é a que concentra os maiores volumes de carvão. A camada Triângulo contém por volta de  $190 \times 10^6$  t de recursos de carvão.

A camada Capanezinho, quando ensaiada no método afunda-flutua, mostra rendimentos que são francamente superiores à média das camadas conhecidas no Brasil, equiparando-se as melhores entre estas. Para um produto vendável com 35% de cinzas ter-se-ia rendimentos teóricos de 61%, em média. Para o mesmo teor de cinzas, a camada Triângulo resulta com 40% e a Jeribá com 32%. O poder calorífico médio para a correlação com teores de cinzas das análises das três camadas é 4.290 cal/g, com 35% de cinzas. Os teores de enxofre são baixos para os produtos vendáveis, ou seja, entre 0,3 a 0,6% na camada Capanézinho e 0,7 a 1,3% na Triângulo e 1,2 a 1,4% na Jeribá. Os valores de poder calorífico em base úmida, livre de matéria mineral permitem classificar os carvões desta jazida como "Betuminoso de Alto Volátil C, não-coqueificável". Um único resultado disponível de análise petrográfica da camada Capanézinho mostra refletância de 0,57%, provavelmente um pouco mais alta que o real, por impregnação de material lipídico nas vitrinitas. Os teores de exinita (24%) e inertinita (40%) são altos para carvões húmicos, mas semelhantes aos de algumas outras jazidas brasileiras.

Apenas uma mina encontra-se em operação nesta jazida. Opera a céu aberto, lavrando a camada Capanézinho, na porção sul da jazida, e é de propriedade da Mineração Palermo.

A jazida do Iruí está localizada a leste da jazida do Capané, alongando-se num sentido SW-NE, com seu eixo maior grosseiramente paralelo ao da jazida do Capané, separadas por alguns poucos quilômetros de distância. Seus limites ao sul, nas proximidades da linha de afloramento do embasamento pré-gonduânico, a noroeste e sudeste, controlados por altos do mesmo, estão razoavelmente bem definidos, permanecendo certa indefinição a N-NE, nas proximidades do rio Jacuí, devida ao pequeno número de sondagens nesta região. Na porção média, a sudeste, a jazida apresenta uma área que bifurca-se do corpo principal, extendendo-se para E-SE por mais de 20 km. Estes recortes na forma em planta do depósito estão controlados pela paleotopografia do embasamento. A área ocupada

pelo jazimento está entre 800 e  $850 \text{ km}^2$ , com cerca de 70 km na direção do eixo maior e largura muito variável, mas em média com 10-12 km.

A porção sul da jazida do Iruí apresenta áreas significativas com coberturas até 50 m, com mais de  $150 \times 10^6$  t de recursos na camada Iruí Superior. Contudo, a maior parte dos recursos encontram-se sob maiores coberturas, entre 50 e 300 m, e uma parcela, ainda com baixa precisão, acima de 300 m. A camada Iruí Superior é de longe a mais relevante, com quase 90% dos recursos totais. As demais, Iruí Inferior, Iruí Superior 1 e Capanezinho ocorrem apenas muito localmente. Seu carvão é detrítico fosco com lâminas esparsas de vitrênio. Caracteristicamente apresenta lâmina de *tonstein* de cor creme na porção média da camada. As encaixantes mais frequentes são arenitos médios a grosseiros. Por sua vez, as camadas Triângulo e Jeribá, de relativa importância na jazida do Capané, nessa jazida ocorrem como leitos de carvão sem significado econômico.

O padrão estrutural mais comum é do tipo muro e fossa com falhas subverticais de alto ângulo. O mergulho regional é de 30' a 1° no sentido do fundo da bacia, com inversões e variações locais em função dos falhamentos.

O *grade* da camada Iruí Superior é baixo, com rendimentos de 35 a 50% para um produto final de 35% de cinzas. Os teores de enxofre são sistematicamente baixos, de 0,5% ou menores, para as frações flutuadas, e pouco maiores para a camada total, indicando pequena influência de águas marinhas durante o desenvolvimento das turfeiras que lhe deram origem.

Poucas análises petrográficas estão disponíveis para esta camada. Os resultados mostram teores altos de inertinita e medianos de exinita. A refletância da vitrinita está ao redor de 0,48 – 0,50%, o que, combinado com análises físico-químicas, permite classificá-lo como "Betuminoso de Alto Volátil C, não coqueificável".

A Companhia Riograndense de Mineração – CRM, lavrou durante alguns anos esta jazida, a céu aberto, nas proximidades de sua extremidade sul. As operações de lavra estão paralisadas a quase uma década. Pelo baixo *grade* de seu carvão, uma retomada da sua lavra só se justificaria em função do estabelecimento de um grande consumidor na região.

A jazida de São Sepé tem seus afloramentos de carvão conhecidos desde o início do século e foram pioneiramente estudados por técnicos do DNPM na década de 50 (Passos *et al.* 1961). No período 1980-1981, a jazida foi pormenorizadamente

estudada através do Programa Carvão Energético do Estado no Rio Grande do Sul (Convênio DNPM/CPRM), sendo seus resultados reunidos em relatório técnico (Kirchner, 1982), do qual foi extraída a síntese de informações aqui apresentadas.

A jazida de São Sepé localiza-se a cerca de 10km a SSE da cidade homônima, sendo de acesso extremamente fácil pela rodovia federal BR-392 (Santa Maria-Pelotas), que a atravessa em sua porção central.

A Formação Rio Bonito, unidade portadora das camadas de carvão, apresenta ampla distribuição na área considerada, recobrando, em discordância e através de contatos irregulares, as coberturas vulcano-sedimentares e o Granito São Sepé (figura 4.5). As camadas sedimentares desta unidade sobrepõem-se ao embasamento pré-gonduânico em estrutura homoclinal que mergulha suavemente para nordeste, acompanhando de forma muito próxima a paleotopografia do embasamento subjacente. Os furos de sonda executados na área revelaram, entretanto, uma grande variação lateral de fácies da Formação Rio Bonito, bem como uma grande variação na espessura do pacote sedimentar. Em geral essa espessura varia entre 20m e 90m, embora o furo SP-12-RS tenha registrado uma espessura de 165,80m, sem alcançar o embasamento pré-gonduânico.

Nesta jazida foram reconhecidas cinco camadas de carvão, das quais apenas a denominada camada São Sepé apresenta espessura passível de aproveitamento econômico (figura 4.6). A pesquisa efetuada evidenciou que a distribuição lateral desta camada foi prejudicada pela atuação dos processos erosivos de forma que, para fins de cubagem, a jazida foi dividida em três blocos (oeste, centro e leste), os quais estão separados entre si por furos negativos para carvão (figura 4.7).

A camada São Sepé é constituída, em toda a extensão da jazida, por dois horizontes de carvão, separados por um intervalo de material estéril de natureza siltica. O horizonte inferior (banco) representa cerca de 60% do total da camada, sendo constituído por níveis de carvão e de siltito alternados. O horizonte superior (forro) tem espessura mais reduzida, mostrando, por vezes, indícios de erosão pelo material sobrejacente.

Esta camada apresenta maior desenvolvimento no bloco central, onde alcança espessura máxima de 5,1m. Todavia, de uma forma geral, a espessura da camada diminui no sentido de oeste para leste, atingindo nas extremidades os valores máximos e mínimos de 4,49m e 0,18m, respectivamente.

A camada São Sepé é constituída por proporções grosseiramente semelhantes de carvão detrítico fosco e de carvão detrítico fosco com muita cinza. Em geral, há predominância de lâminas finas a médias esparsas de vitrênio.

O material estéril que separa os horizontes inferior e superior é representado por um siltito cinza-escuro a preto, muito carbonoso, por vezes com alguma areia muito fina. Sua espessura é variável, em geral com um aumento no sentido de oeste para leste.

A relação de carvão na camada (CC) para camada total (CT) é da ordem de 67% na camada São Sepé, valor considerado razoável para os carvões brasileiros. O carvão da camada São Sepé, à semelhança dos demais carvões gonduânicos, apresenta alto teor de cinzas (>45% na camada total), alto teor em S (>2,5%) e alto teor de matéria volátil.

O critério de cubagem da jazida, considerou uma espessura mínima de 0,50m de carvão na camada (CC), sendo as reservas geológicas determinadas por área, por bloco e total (tabela 4.4). De maneira idêntica foram determinadas as reservas R.O.M. (*run-of-mine*) (tabela 4.5).

As reservas geológicas jacentes foram calculadas em  $13,244 \times 10^6$ t e, tendo em vista o grande número de sondagens e trincheiras efetuadas, podem ser consideradas totalmente na categoria de reserva medida. As reservas R.O.M. totalizaram  $25,625 \times 10^6$ t, sendo o rendimento médio da jazida da ordem de 51,68%.

Em razão de suas reservas, a jazida de São Sepé pode ser considerada uma jazida de porte médio. A linha aflorante contínua da camada São Sepé faz com que a espessura da cobertura estéril varie de 35 a 41m, o que a torna apta para a lavra a céu aberto.

## 4.2.4 Minerais Não-Metálicos Industriais

### 4.2.4.1 Flúor

Foram registrados três jazimentos de fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) na área da folha. O indicio de Rincão dos Nascentes (ref. 174) foi inicialmente descrito por Tessari & Picada (1966), e consta de fluorita violácea que preenche uma zona brechada da Fácies Sienogranito da Suite Granítica Dom Feliciano.

A ocorrência de Pinheiros (ref. 173), a oeste de Encruzilhada do Sul, também foi descrita por aqueles autores. Consta de filões bem estreitos de fluorita e calcedônia que preenchem uma zona de bre-

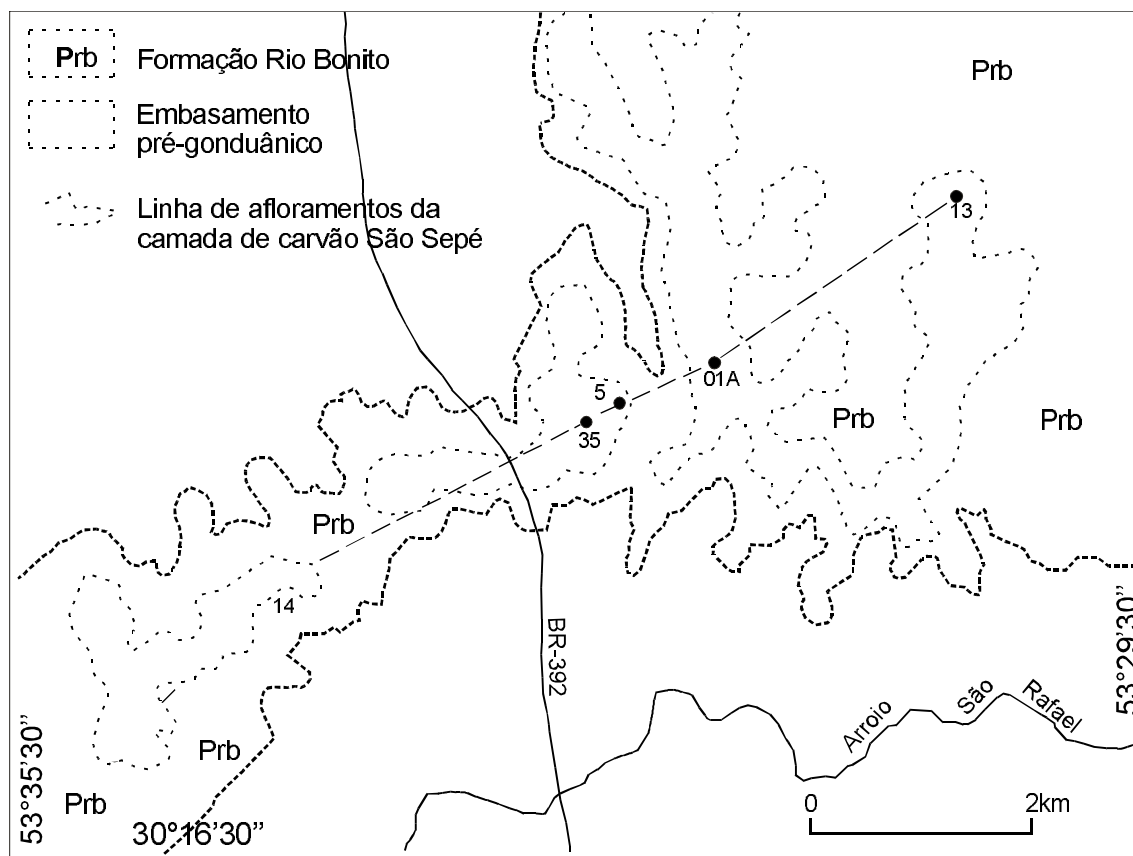


Figura 4.5 – Esboço geológico da jazida de São Sepé.

cha, com orientação N60°E, que afeta uma fácies grosseira, porfiritica, da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. O filão mais espesso não ultrapassa 0,3m de possança, e tem pequena continuidade. Esta ocorrência foi pesquisada pela CPRM, que constatou a ausência de possança e continuidade nos filões, o que a torna, sem interesse econômico.

O jazimento de Laranjeiras (ref. 175), no município de Vila Nova do Sul, consta de dois filões de fluorita + calcedônia + quartzo, que cortam, segundo N60°E, gnaisses milonitizados do Complexo Cambaí. A área é dominada por esses gnaisses, que são cortados por granitos vermelhos subvulcânicos (alcalifeldspato granito) e recobertos por ignimbritos de composição riolítica da Formação Acampamento Velho.

Um dos filões não ultrapassa 0,2m de possança, conforme exposto em três trincheiras que o cortam transversalmente. O segundo filão, bem mais possante, foi avaliado através de seis trincheiras e três furos de sondagem. O filão tem cerca de 100m de extensão e espessura média de 0,4-0,5m; sua orientação é N60°E, vertical ou fortemente mergulhante para SE. A encaixante é o gnaisse milonitizado,

cortado por diques e apófises da rocha granítica, sendo que em uma das trincheiras o dique se apresenta paralelo ao filão. Em sua extremidade SW, o filão reduz sua espessura para 0,1m; nesta extremidade, ocorre um corpo possante da rocha granítica. A continuidade da fratura N60°E para o interior do corpo não registra a presença de fluorita. O filão foi testado em profundidade através de sondagens, mas os resultados foram negativos.

#### 4.2.4.2 Bário

Veios de barita de possança milimétrica foram registrados em vários setores da folha, em geral associados às rochas sedimentares pré-cambrianas-eopaleozóicas. Adicionalmente, a barita, junto com o quartzo, constitui a ganga das mineralizações sulfetadas da área.

A sudoeste da vila Santa Bárbara, na serra do Espinilho, foi registrado o indício mais significativo deste mineral (ref. 177), representado por um filão com cerca de 1m de possança, disposto subhorizontalmente na zona de contato entre as formações Hilário e Acampamento Velho. A continuidade do filão



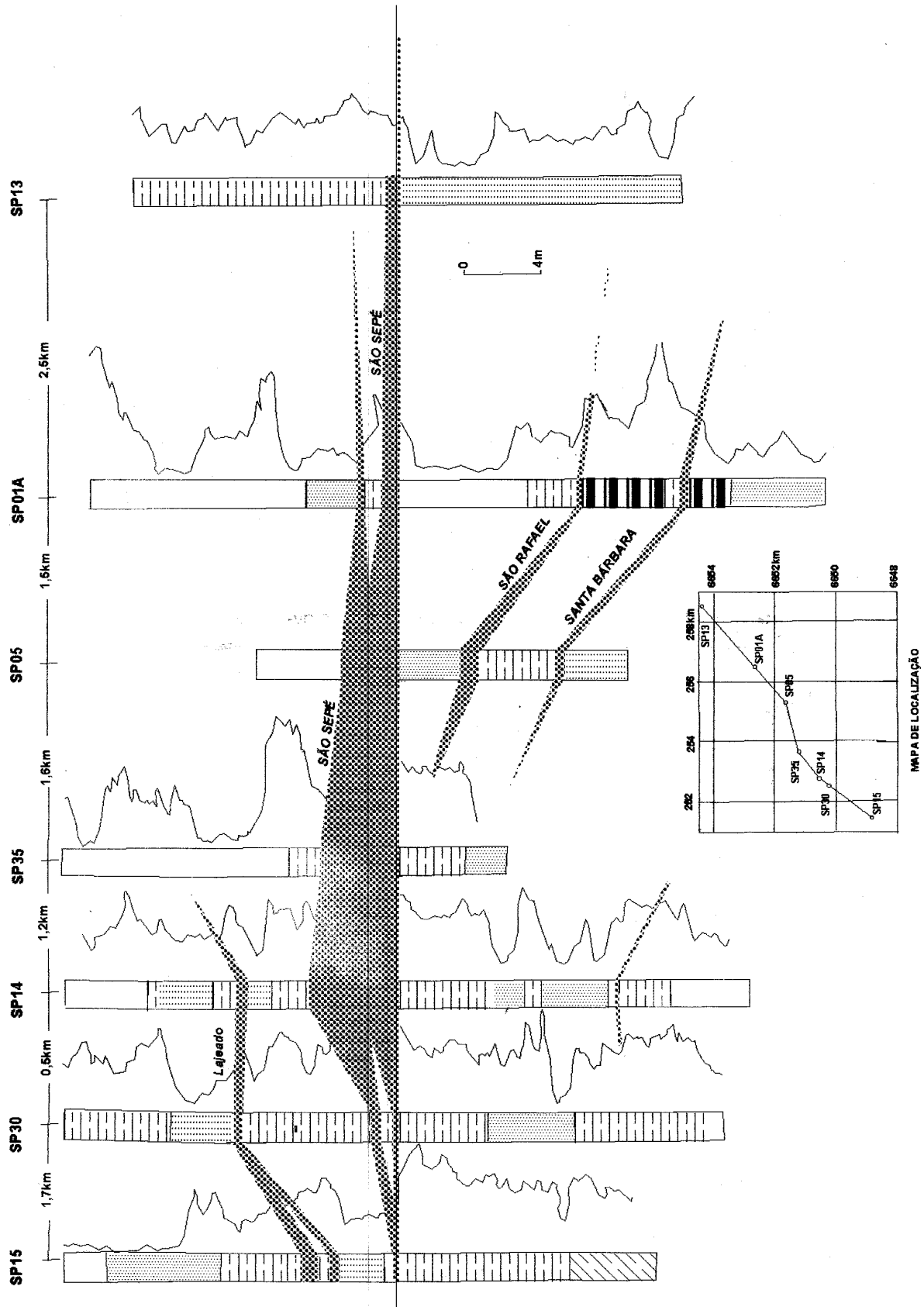


Figura 4.6 – Camadas de carvão da jazida São Sepé.

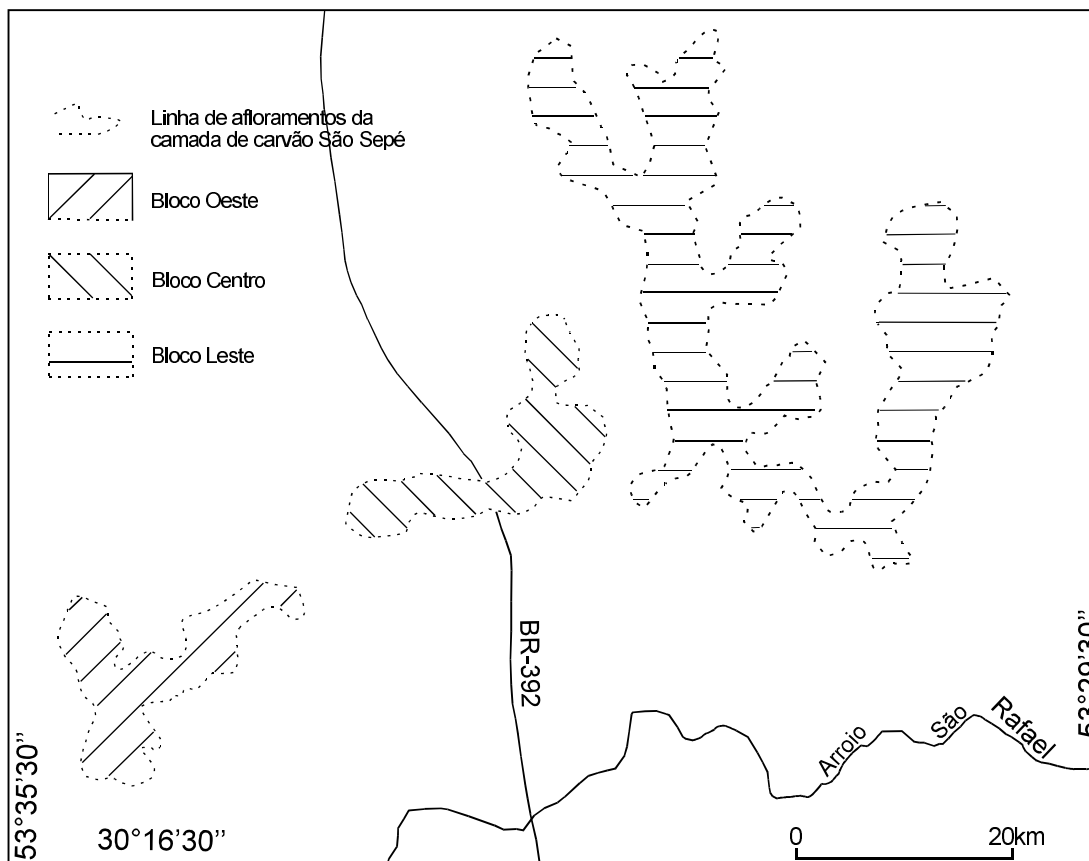


Figura 4.7 – Compartimentação em blocos da jazida de São Sepé.

Tabela 4.4 – Reservas geológicas de carvão jacente na Jazida de São Sepé (extraído de Kirchner, 1982).

Bloco	Área	Área Positiva (km <sup>2</sup> )	Espessura Média de CC (m)	Peso Específico	Peso de Carvão por m <sup>3</sup> (kg)	Reservas (10 <sup>6</sup> t)			
						Medida	Indicada	Total da Reserva	Total do Bloco
Centro	C	1,47	1,91	1,65	3.151,5	4,632	–	4,632	4,632
Oeste	A	0,50	0,60	1,65	990,0	0,495	–	0,495	1,554
	B	0,26	2,47	1,65	4.075,5	1,059	–	1,059	
Leste	D	3,80	0,97	1,65	1.600,5	3,553	2,528	6,081	7,058
	E	0,76	0,78	1,65	1.287,0	0,527	0,450	0,977	
Total	*	6,79	*	*	*	10,266	2,978	*	13,244

Tabela 4.5 – Reservas R.O.M. da jazida de carvão de São Sepé (extraído de Kirchner, 1982).

Bloco	Área	Área Positiva (km <sup>2</sup> )	Espessura Média de CC (m)	Peso Específico	Peso de Carvão por m <sup>3</sup> (kg)	Reservas (10 <sup>6</sup> t)			
						Medida	Indicada	Total da Reserva	Total do Bloco
Centro	C	1,47	2,98	1,82	5.423,6	7,972	–	7,972	7,972
Oeste	A	0,50	1,11	1,82	2.020,2	1,010	–	1,010	2,827
	B	0,26	3,84	1,82	6.988,8	1,817	–	1,817	
Leste	D	3,80	1,80	1,82	3.276,0	7,272	5,176	12,448	14,826
	E	0,76	1,72	1,82	3.130,4	1,283	1,095	2,378	
Total	*	6,79	*	*	*	19,354	6,271	*	25,625

não pôde ser seguida por mais de 10m; associados aparecem filonetes centimétricos, alguns preenchendo fraturas nas rochas riolíticas subjacentes.

#### 4.2.4.3 Talco

Três jazimentos de talco (ref. 163,166,168) ocorrem associados aos xistos magnesianos e serpentinitos ocorrentes na folha. O jazimento situado a sudeste da vila Santa Bárbara (ref. 168), que apresenta um talco xisto com boa pureza, vem sendo explorado de forma semimanual, com uma produção de 340t/mês.

#### 4.2.4.4 Amianto

Os indícios de amianto (ref. 165,167,169) que ocorrem também nesses corpos serpentinizados, são destituídos de interesse econômico.

#### 4.2.4.5 Feldspato-Quartzo

Os jazimentos de feldspato e quartzo, assinalados na Folha Cachoeira do Sul, referem-se a corpos de pegmatitos que ocorrem em dois setores da folha: no extremo-leste, na região dos arroios Maria Santa e Cancela (ref. 190 até 198) e na região de Pinheiros (ref. 184 até 187), a oeste de Encruzilhada do Sul. No primeiro setor, os pegmatitos encaixam-se em leucogranitos da Suíte Cordilheira, ao passo que na região de Pinheiros esses corpos estão associados às diferentes fácies da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. Em ambos setores correspondem a corpos de pequena possança, orientação NE-SE e mineralogia simples, constituída essencialmente de feldspato e quartzo, com muscovita e turmalina preta como acessórios. No passado, alguns desses pegmatitos foram explorados através de processos rudimentares, sendo o feldspato aproveitado na indústria da cerâmica.

### 4.2.5 Insumos para a Agricultura

#### 4.2.5.1 Calcário Calcítico

Na Folha Cachoeira do Sul foram cadastrados dois jazimentos de calcário calcítico, restritos à área de Vila Nova do Sul (ref. 33 e 34). São calcários de granulação grossa, brancos e cinza claros, foliação pouco nítida, aparecendo sob a forma de lentes nos gnaisses do Complexo Cambaí.

O jazimento de ref. 33 compreende duas pedreiras em atividade e uma pedreira inativa, que são

exploradas por Calcário Andreazza e Calcário Mônico, e que têm capacidade de produção de 5.000 e 3.000t/mês, respectivamente. O jazimento da ref. 34 corresponde a pedreira similar explorada por Calcário Andreazza.

A produção de calcário calcítico destina-se, principalmente, à indústria de ração animal que exige, como garantia, um produto com um mínimo de 36% de CaO e um máximo de 3% de MgO. As reservas para esses jazimentos totalizam, respectivamente,  $2,5 \times 10^6$ t e  $4,5 \times 10^5$ t (Szubert & Presotto, 1974). Entretanto, o volume real deve ser bem maior, uma vez que o Anuário Mineral Brasileiro de 1996, menciona reservas totais superiores a  $5 \times 10^6$ t para o município de Vila Nova do Sul. Esses jazimentos são grandemente beneficiados, no escoamento do calcário, por sua proximidade da BR-290.

#### 4.2.5.2 Calcário Dolomítico

Constitui um dos bens minerais mais importantes da área em pauta, não só pelo número de jazimentos, num total de 24, como pelo volume de reservas e valor de produção. Na Folha Cachoeira do Sul, os jazimentos de calcário dolomítico em exploração concentram-se nos seguintes setores: Caçapava do Sul, região arroio Piquiri-arroio Irapuazinho, Santana da Boa Vista e Encruzilhada do Sul.

Caçapava do Sul – Cerca de 10km a sudeste de Caçapava do Sul situa-se uma extensa área de calcário aflorante (ref. 36), só interrompida localmente por apófises da Suíte Granítica Caçapava do Sul. Esses calcários, que pertencem à Sequência Metamórfica Vacacaí, apresentam direção predominantemente N10°E e possuem a maioria dos seus contatos com as encaixantes (muscovita-clorita xistos e quartzitos a muscovita), determinados por falhas de direção NE e NW. Segundo Szubert & Presotto (1974) são de granulação média, xistosidade nítida e com uma coloração que varia de um branco leitoso ao cinza-azulado.

A jazida totaliza reservas de  $2,25 \times 10^8$ t, com os seguintes teores médios: CaO = 54,46%; MgO = 37,57%; e RI = 7,5% (Albarnoz & Anversa, 1988). Sete empresas operam na área, com uma capacidade de produção anual de  $3,45 \times 10^6$ t, e que produzem 80% do calcário empregado como corretivo de solo no Estado. A localização da jazida junto à BR-392, que liga a área produtora à área agrícola consumidora, é um fator que favorece o uso do calcário desta jazida.

As diversas minas da área operam a céu aberto, com o desenvolvimento de bancadas sucessivas,

cujas alturas são uma função do equipamento de extração empregado, compreendendo tratores de esteiras, pás carregadeiras sobre rodas e carretas de perfuração de porte médio. O beneficiamento do minério tem início pela cominuição em britador primário de mandíbulas e sucessiva eliminação da fração argilosa. Após, o calcário sofre rebitagem, deixando o minério com as dimensões adequadas à moagem. Para esta etapa, empregam-se moinhos de martelos que deixam o minério dentro dos padrões adotados para consumo.

Os demais jazimentos de calcário dolomítico do município (ref. 35,37,38,39) não apresentam interesse, com exceção do jazimento do arroio Mudador (ref. 39), descoberto e pesquisado pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC). Trata-se de uma lente de calcário com reserva total de  $8,3 \times 10^7$  t, a maior parte com previsão de fornecimento para corretivo de solo. Na porção noroeste da jazida ocorre mármore preto, microcristalino e de brilho intenso, cortado por vênulas carbonáticas claras, que está sendo testado para utilização como pedra ornamental. Sua reserva alcança  $2,08 \times 10^6$  t. As instalações de beneficiamento da jazida situam-se junto à BR-153. A jazida foi dividida em quatro setores, tendo a lavra sido iniciada por sua porção noroeste; entretanto, logo paralisada devido aos problemas de mercado.

Região arroio Piquiri-arroio Irapuazinho – Os jazimentos da região do arroio Piquiri (ref. 41 a 49) situam-se cerca de 10 a 25km a sul da BR-290. Compreendem camadas lenticulares com extensão, em geral, superior a 1.000m e possança média entre 50 e 60m. Estão encaixadas em quartzo-sericita xistos e quartzitos micáceos do Complexo Metamórfico Porongos, com orientação NE e mergulho, ora para SE, ora para NW. Mesoscopicamente, os calcários apresentam coloração do cinza-claro ao cinza-escuro, granulação fina a média, foliação pronunciada e contatos gradativos e concordantes com as encaixantes (Szubert & Presotto, 1974).

Os calcários da região do arroio Irapuazinho (ref. 50 a 52) afloram em lentes com dimensões entre 400 e 800m e 20 a 30m de possança, estando encaixados em muscovita-clorita xistos e quartzitos, em uma área tectonicamente muito perturbada.

O teor médio do calcário dolomítico deste setor, com base em 23 análises, é o seguinte: CaO = 28,02%; MgO = 16,21%; RI = 20,93%. As reservas deste setor, com base em dados apresentados por Szubert & Presotto (1974), constam da tabela 4.6.

A lavra neste setor restringe-se, presentemente, aos jazimentos de ref. 41 e 42, com uma produção

mensal da ordem de 4.500t, sendo exercida pelas firmas Bacchin Lewis S. A. (Calcário Soberano) e Indústria e Comércio de Calcário Pelzer (INCAPEL).

Santana da Boa Vista – Os jazimentos de calcário dolomítico deste setor (ref. 53 a 56) não apresentam maior interesse econômico. Somente o jazimento da serra dos Vargas (ref. 55) revelou dimensões e volume de minério (reserva inferida =  $11,2 \times 10^6$  t) passível de aproveitamento. Este jazimento foi pesquisado, através de sondagens, pela Matarazzo S. A., com vistas a sua utilização na indústria do cimento. As sondagens comprovaram calcários até 80m de profundidade, mas as restrições feitas ao seu aproveitamento devem-se ao seu teor médio de MgO entre 5 e 6% (Szubert & Presotto, 1974).

Encruzilhada do Sul – Os jazimentos deste município concentram-se ao norte da localidade de Dom Marcos (ref. 57 a 59). Compreendem lentes de pequenas dimensões que, no passado, foram objeto de lavra rudimentar.

## 4.2.6 Materiais de Construção Civil

### 4.2.6.1 Areia

A areia é explotada em seis locais ao longo do leito e das margens do rio Jacuí (ref. 206 a 211), nos arredores da cidade de Cachoeira do Sul.

A empresa Jacuí Cascalho Ltda extrai areia por dragagem em tres frentes (ref. 206, 208, 210) neste rio, com uma produção mensal de 1.000 a 1.100m<sup>3</sup>. Outra empresa importante na exploração do leito do rio Jacuí é a de Alfredo Flores (ref. 209), com produção média de 100m<sup>3</sup>/dia de areia, areião e cascalho.

Tabela 4.6 – Reservas de calcário da região arroio Piquiri-arroio Irapuazinho (adaptado de Szubert & Presotto, 1974).

REGIÃO	JAZIMENTO (n <sup>o</sup> )	STATUS	RESERVA INFERIDA (t)
Arroio Piquiri	41	mina intermitente	$4,5 \times 10^6$
	42	mina ativa	$13,1 \times 10^6$
	43	mina inativa	$9,0 \times 10^5$
	44	mina inativa	$7,5 \times 10^5$
	45	mina inativa	$7,5 \times 10^5$
	46	mina inativa	$9,0 \times 10^5$
	47	mina inativa	$1,5 \times 10^5$
	48	mina inativa	$3,4 \times 10^6$
	49	ocorrência	–
Arroio Irapuazinho	50	mina inativa	$1,8 \times 10^6$
	51	ocorrência	–
	52	lavra rudimentar	$1,4 \times 10^6$

A areia também é explotada em meandros abandonados, sendo que nestes setores a produção é muito variável.

Toda produção de areia atende à indústria da construção civil de Cachoeira do Sul e municípios vizinhos.

#### 4.2.6.2 Caulim

Duas ocorrências de caulim (ref. 200 e 201), desituídas de interesse econômico, foram registradas na região do arroio Piquiri. Embora próximas, elas apresentam origem distintas, sendo derivadas de alteração de rochas areno-argilosas da Formação Rio Bonito e de xistos do Complexo Metamórfico Porongos, respectivamente.

#### 4.2.6.3 Granito Ornamental

Entre os jazimentos de granito ornamental que constam do cadastro da folha, o mais importante situa-se no cerro dos Peixotos, município de Cachoeira do Sul (ref. 202), onde é explotado o Sienito Piquiri que recebe o nome comercial de Granito Marrom Guaíba.

O sienito, de granulação média a grossa, coloração rosa a avermelhada, é constituído essencialmente por feldspato alcalino, com pontuações negra, dadas pelos cristais de hornblenda.

A exploração é feita no maciço rochoso, que é cortado empregando-se o processo do *jet flame*. Os blocos extraídos variam de 3 a 8 m<sup>3</sup>, e a produção média mensal alcança 200 m<sup>3</sup>, que é, em grande parte, exportado, principalmente para o Japão.

Apesar do moderno equipamento de corte, o volume de rejeitos é considerável, possivelmente devido ao rígido controle de qualidade exercido pelos importadores japoneses.

A Granisul, detentora dos direitos minerários da área, conta com uma subsidiária denominada Sigramar, que beneficia a rocha destinada ao mercado interno. A COPELMI também é detentora de área para exploração no cerro dos Peixotos; entretanto, os trabalhos de lavra nesta área estão paralisados.

Uma segunda área com extração de granito ornamental foi registrada próximo a Pinheiros, no município de Encruzilhada do Sul (ref. 204). Trata-se de uma lavra rudimentar onde são explotados matacões de granito da Suíte Granítica Encruzilhada do Sul. São cortados por métodos rudimentares blocos de 3x1x1,4m, resultando numa produção variável, em torno de 6 a 7 m<sup>3</sup>/mês. Os blocos são

transportados para a cidade de Nova Bassano, onde são beneficiados. Os blocos menores e rejeitos são aproveitados como pedra-de-talhe, e vendidos para a indústria da construção em Encruzilhada do Sul.

#### 4.2.6.4 Pedra-de-Talhe

Além de pedreiras associadas à produção de blocos de rocha ornamental, dois outros locais da folha foram cadastrados como produtores de pedra de talhe. O primeiro situa-se a nordeste de Lavras do Sul (ref. 205), onde são cortados blocos regulares com dimensões de 12cmx20cmx30cm, utilizados como material de construção naquela cidade. O outro, situa-se próximo a Encruzilhada do Sul (ref. 203), onde os matacões de granito são cortados manualmente para produção de pedras de construção, paralelepípedos e moirões de cerca.

#### 4.2.6.5 Argila para Cerâmica Vermelha

Na Folha Cachoeira do Sul foram cadastrados 27 jazimentos de argilas utilizadas na produção de cerâmica vermelha.

Quanto à origem, esses depósitos podem ser caracterizados como sedimentares ou de alteração superficial. Os primeiros estão relacionados às unidades gonduânicas, principalmente à Formação Rio Bonito, e constituem depósitos de geometria tabular, com espessura de 2m a 2,5m, de uma argila cinza a cinza-escura, em geral recoberta por um nível de arenito. Esses jazimentos concentram-se em dois setores da folha: 1) nos arredores da cidade de Cachoeira do Sul (ref. 213 a 215); e 2) próximo a cidade de São Sepé (ref. 216 a 219). Os primeiros são os mais importantes da área, no tocante ao volume de produção de telhas e tijolos (vide lista anexa). A mina de Cerâmica Kipper (ref. 214) produz ainda manilhas, sendo a única produtora do estado; parte da produção desta cerâmica é exportada para o Uruguai e Argentina.

Os jazimentos de alteração superficial concentram-se nos arredores de Caçapava do Sul (ref. 220 a 226), Santana da Boa Vista (ref. 228 e 229) e Encruzilhada do Sul (ref. 227). São representados por bolsões irregulares de argila relacionados diretamente às alterações das rochas graníticas. Em Santana da Boa Vista encontra-se ainda um jazimento (ref. 230) oriundo da alteração de rocha pelítica. Esses jazimentos são, quase todos, lavrados de forma rudimentar, sendo sua produção muito variável.

#### 4.2.6.6 Folhelho

Nas proximidades de Caçapava do Sul é explorado um horizonte de folhelho do Membro Pelítico da Formação Hilário (ref. 231). Este horizonte é constituído por um folhelho marrom-chocolate, homogêneo, muito expansivo, que fragmenta-se completamente por absorção de água. A exploração deste jazimento é semi-mecanizada e alcança uma produção de 20 a 40t/dia. O material *in natura* é transportado para a cidade de Pelotas, onde é utilizado na fabricação de piso cerâmico.

### 4.3 Indícios Indiretos de Mineralização

#### 4.3.1 Indícios Geofísicos

A cobertura aerogeofísica da Folha Cachoeira do Sul não é completa, havendo uma área sem cobertura no canto-nordeste da folha, com cerca de 1.400km<sup>2</sup>.

O processamento dos dados aeromagnéticos realizado pela CPRM a partir do Projeto Aerogeofísico Camaquã (Jackson *et al.*, 1973) restringiu-se à elaboração do mapa de intensidade do campo magnético total. No tocante aos mapas aeroradiométricos, foram elaborados os mapas de contagem total, canais de U, Th, K, razões Th/K, U/Th, U/K.

Na interpretação do mapa magnético de intensidade do campo total, foram destacados, além dos lineamentos que demarcam o limite entre os domínios magnéticos, também aqueles que não têm correspondência na carta geológica, e que podem, também, representar falhas profundas. Desta interpretação foram retirados ainda os eixos positivos e negativos das anomalias, os quais apresentam *trends*, característicos para cada um dos domínios magnéticos.

As anomalias dipolares ou monopolares são escassas na Folha Cachoeira do Sul, destacando-se como principal anomalia magnética, aquela que demarca o corpo intrusivo do Sienito Piquiri (figura 4.8). Esta anomalia foi testada por sondagem rotativa (Eckert, 1976), que atravessou 802m de rocha sienítica, com esparsas e delgadas intercalações de rocha ultrabásica (piroxenito), detectadas no intervalo 118 - 376m. Um estudo de susceptibilidade magnética efetuado em 43 amostras da seção perfurada, apresentou valores em torno de  $3.200 \times 10^{-6}$  cgs, ou seja, relativamente alto como esperado. Todavia, tais dados não são suficientes para explicar tão grande e importante anomalia que, possi-

velmente, tem sua fonte em profundidade superior a 800m.

A segunda anomalia magnética em importância, situa-se na porção centro-norte da folha, a oeste da localidade de Durasnal, e abrange a Formação Rio Bonito. Também esta anomalia foi testada através de um furo de sondagem para a pesquisa de carvão (ref. n° 19) que foi aprofundado até 462m, e revelou a ocorrência de rocha ultrabásica a partir de 244m de profundidade. Algumas estreitas faixas de carbonatação foram registradas no perfil, além da ocorrência de cromita, em pequenos cristais e *stockworks* no intervalo 318,29-319,00m.

No tocante à radiometria, na Carta Metalogenética/Previsional foram destacados os indícios radiométricos mais relevantes, como as estações e zonas de radiação com valores superiores a 200cp2s para o canal de urânio, de 900cp2s para o canal de tório, de 1.000cp2s para o canal de K e de 10.000cp2s para o canal de contagem total. Para as razões dos radioelementos foram delimitadas zonas e estações com os seguintes valores: U/Th acima de 0,70 e abaixo de 0,40; e razão Th/K superior a 0,60 e inferior a 0,30.

Na área das Minas do Camaquã, a razão Th/K alcança os valores mais baixos (<0,22), indicando valores elevados para o canal de potássio (figura 4.9). Minucci (1980) sugeriu que esses valores elevados eram relacionados aos processos hidrotermais (potassificação) geradores do minério cuprífero. Ribeiro & Araújo (1982) contestaram essa idéia, justificando que os elevados valores de potássio estavam relacionados ao alto teor em feldspato alcalino dos arcóseos e arenitos conglomeráticos que compõem o Membro Conglomerático da Formação Arroio dos Nobres, portador da mineralização.

#### 4.3.2 Indícios Mineralométricos

A Folha Cachoeira do Sul foi coberta por uma campanha de prospecção por concentrados de bateia, que abrangeu toda a área de folha não coberta por rochas sedimentares gonduânicas.

Neste levantamento, foram coletadas 483 amostras de concentrados de bateia, as quais somaram-se as 260 amostras coletadas na Folha Passo do Salsinho (Porcher *et al.*, 1995), e que foram reanalisadas para esta interpretação. As amostras foram submetidas aos procedimentos usuais de concentração em laboratório, sendo, depois, analisadas semiquantitativamente em lupa binocular, segundo os seguintes intervalos: <5%; >5%<25%; >25%<50%; >50%<75%; e >75%. Para o caso do

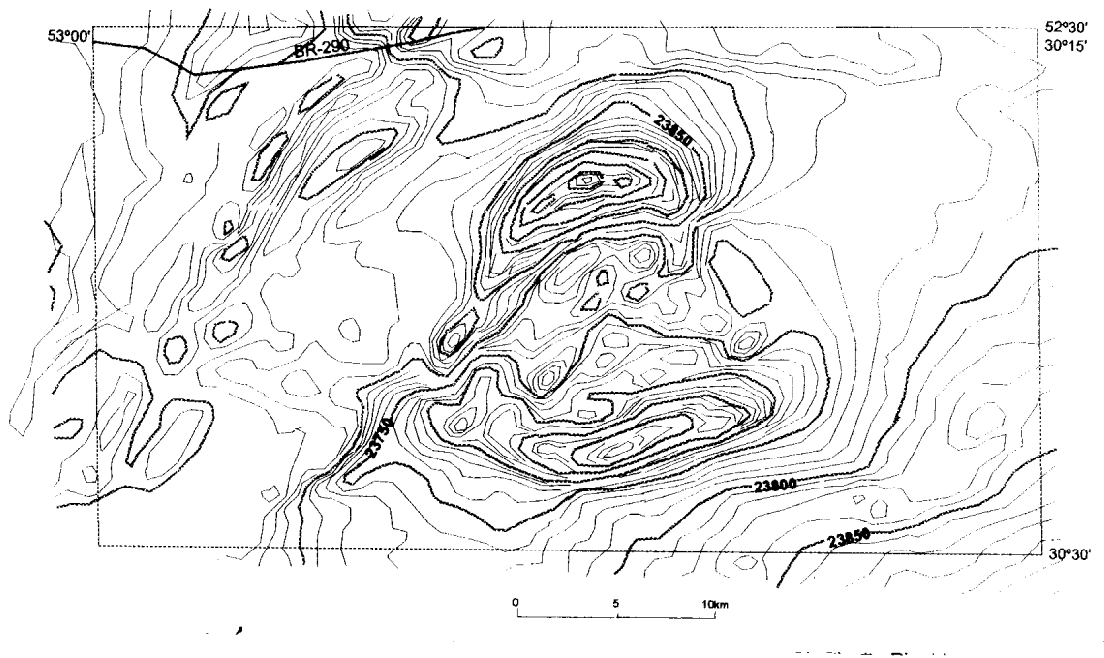


Figura 4.8 – Anomalia magnética de campo total que demarca a intrusão do Sienito Piquiri.

ouro, procedeu-se a contagem de número de pintas presentes em cada amostra.

Nesses concentrados foi identificada uma suíte de 38 minerais pesados, sendo 22 com ampla distribuição na área: anatásio, anfibólio, apatita, cassiterita, epidoto, espinélio, estauroilita, granada, hematita, ilmenita, leucocênio, magnetita, monazita, pirita oxidada, pirita, piroxênio, rutilo, scheelita, sillimanita, titanita, turmalina e zircão; e 16 minerais com distribuição pontual ou restrita a algumas bacias de drenagem: allanita, andaluzita, barita, berilo, bornita, calcopirita, cianita, columbita-tantalita, coríndon, galena, malaquita, marcassita, mica, prata nativa, topázio e xenotímio.

Na Carta Metalogenética/Previsional, foram lançadas as estações e/ou zonas anômalas de todos os minerais de interesse prospectivo, a saber: barita, berilo, bornita, columbita-tantalita, calcopirita, cassiterita, epidoto, galena, monazita, pirita, scheelita, titanita, topázio, turmalina e zircão.

Também foram utilizados os resultados para ouro, prata, sulfetos de cobre, chumbo e zinco, detectados em 126 concentrados dos 996 amostrados pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC), sobre as seqüências sedimentares e metamórficas que circundam o maciço granítico de Caçapava do Sul.

Nas estações anômalas para ouro foram anotados o número de pintas detectados em bateia. Dentre as várias estações anômalas merecem desta-

que, por serem inéditas, aquelas da região a leste de Santana da Boa Vista e das cabeceiras do arroio Piquiri.

#### 4.4 Áreas Mineralizadas/Previsionais

As informações reunidas na Carta Metalogenética/Previsional da Folha Cachoeira do Sul evidenciam um potencial relevante para a área. Neste sentido destacam-se os recursos já comprovados de carvão, essencialmente relacionados aos sedimentos terrígenos e transicionais do topo da Formação Rio Bonito de idade permiana, bem como os recursos de calcário calcítico e dolomítico, que se relacionam às seqüências sedimentares metamorizadas em baixo a médio grau.

Na Carta Metalogenética/Previsional foram demarcadas 15 áreas previsionais, hierarquizadas em dois níveis de potencialidade. Essas áreas envolvem as seguintes substâncias prioritárias: carvão (áreas Ia, b), calcário calcítico (Área II), calcário dolomítico (áreas IIIa, b, c, d, e, f, g), estanho (área IV), tungstênio (estanho) (Área V), ouro (áreas VI, VIII), e ouro (estanho) (Área VIII).

As áreas que contornam os setores com recursos já definidos (carvão, calcário calcítico, calcário dolomítico) não serão aqui discutidas, uma vez que as suas informações básicas foram discutidas no

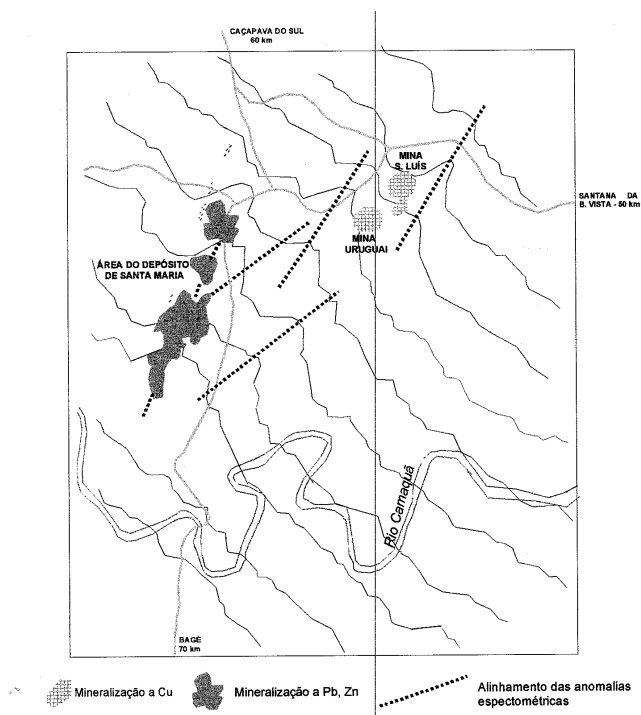


Figura 4.9 – Perfis rebatidos do canal de potássio na área das Minas de Camaquã (extraído de Minucci, 1980).

item precedente, e estão claramente representados no mapa. Desta forma, os comentários que se seguem dão ênfase às áreas IV (estanho), V (tungstênio, estanho), VI e VII (ouro) e VIII (ouro, estanho).

Área IV – Esta área delimita as intrusões graníticas do tipo Campinas e da Fácies Figueiras, bem como a parte mineralizada dos metamorfitos encaixantes. As mineralizações neste setor estão associadas a processos hidrotermais como greisenização e turmalinização, e compreendem os jazimentos de ref. 148 a 154; e 156 a 160). Adicionalmente, há um jazimento de molibdênio (ref. 161), bem como um jazimento aluvionar (ref. 155), em aluviões do rio Camaquã.

A prospecção por concentrados de bateia nesta área permitiu delinear uma zona anômala de 2ª ordem para cassiterita, além de estações anômalas de cassiterita e turmalina. Um estação radiometricamente anômala para urânio também foi detectada.

O potencial da Área IV envolve jazimentos de cassiterita do tipo cassiterita + quartzo + feldspato ± turmalina ± fluorita em filões e em veios greisenizados.

Área V – Esta área, situada na região de Pinheiros, município de Encruzilhada do Sul, engloba os jazimentos filonianos de W, Sn (ref. 145 a 147), além de três jazimentos pegmatíticos com feldspato e quartzo (ref. 184 a 186), indícios de flúor (ref. 173) e de urânio (ref. 174) e um jazimento de Pb, Zn (ref. 115).

A área é marcada por três zonas anômalas de 2ª ordem para cassiterita e outra menor de 3ª ordem, além de uma estação anômala. Ocorrem, ainda, duas zonas anômalas de razão Th/U e uma de Th/K, bem como estações anômalas de Th/K e de contagem total.

A área compreende rochas graníticas da Suite Granítica Encruzilhada do Sul que são cortadas por falhas N30°-40°E e que se limitam com os metamorfitos do Complexo Metamórfico Porongos através de falhas N-S do Sistema Passo do Marinheiro. Os jazimentos apresentam estas orientações e sugerem um origem hidrotermal desenvolvida com a movimentação dessas zonas de falhamentos e/ou aos corpos sienograníticos da Fácies Pinheiros, conforme proposto por Vasquez (1997). Os depósitos previstos para este setor são filonianos hidrotermais do tipo W + Sn + F ± Mo.

Área VI – Esta área envolve o Complexo Granítico Lavras do Sul, que contém mineralizações auríferas restritas à sua Fácies de Núcleo. Os jazimentos são de natureza filoniana ou na forma de disseminações na rocha. Os primeiros, ocorrem como filões de quartzo estreitos e extensos, de orientação E-W. As disseminações distribuem-se nas zonas hidrotermalizadas (caulinização) da rocha granítica e que se desenvolvem ao longo de fraturas também de orientação E-W (ref. 131 a 137; 143 e 144). A hidrotermalização estende-se às rochas encaixantes andesíticas da Formação Hilário, especialmente nos tufo e brechas com maior porosidade. Neste setor, os jazimentos são também filonianos, mas de natureza auro-cuprífera. (ref. 138 a 141).

A área é cortada pelo arroio das Lavras, ao longo do qual, atuam, esporadicamente, os garimpeiros; na região de Volta Grande situa-se uma jazida aluvionar (ref. 142).

São encontrados, ainda, na Área VI, indícios de molibdênio (ref. 162) e de cobre (ref. 74, 75), uma pedreira em granito (ref. 205), bem como uma estação anômala para urânio.

A prospecção para concentrados demarcou uma área anômala de 2ª ordem para ouro, além de estações anômalas de ouro, barita e calcopirita.

Área VII – A Área VII engloba o Complexo Básico-Ultrabásico e a Fácies Vulcânica da Sequência Metamórfica Vacacaí. Ao norte desta área, a Fácies



Vulcânica faz contato com o Granito São Sepé, com o desenvolvimento de uma faixa cornubianitizada por efeito térmico da intrusão. Uma apófise do Granito Cerro da Cria também ocorre intrusiva na seqüência.

A área encerra jazimentos filonianos de ouro (ref. 124 a 128), caracterizados por associações de filões de quartzo com ouro e pequena proporção de óxido de ferro, pirita e calcopirita. Os filões apresentam direções NE e NW e encaixam-se subconcordantes ou discordantes em relação à estruturação geral dos metamorfitos da seqüência. Alguns desses jazimentos constituem minas, enquanto outros foram garimpados no passado. Localmente, é explorado um depósito secundário (colúvios e elúvios) derivado dos filões e dos metamorfitos encaixantes (ref. 122). Índícios de talco (ref. 166) e de amianto (ref. 167) ocorrem associados ao Complexo Básico-Ultrabásico.

Várias zonas anômalas de 1ª e 2ª ordem para ouro, demarcam a área e uma pequena zona anômala de topázio ocorre na borda do Granito Cerro da Cria. Estações anômalas de ouro, berilo, barita e topázio também foram identificadas.

Os dados geológicos e mineralométricos indicam para a Área VII um potencial para mineralizações de Au ± sulfetos que estariam relacionados à

lixiviação dessas substâncias nas fases de metamorfismo e deformação e sua posterior reconcentração ao longo das zonas de cisalhamento sob a forma de corpos filonianos (Porcher *et al.*, 1995).

Área VIII – Esta área circunscreve a parte aflorante do Granito São Sepé. As mineralizações associadas a este granito restringem-se a um jazimento aurífero (ref. 123) e a jazimentos de argila para cerâmica vermelha (ref. 216 a 219). A prospecção aluviionar relevou, nesta área, uma zona anômala de 1ª ordem de cassiterita, além de numerosas estações anômalas de ouro e barita. O número de pintas de ouro nestas estações varia, de um mínimo de três a um máximo de 24.

Kolling & Feldmann (1988) identificaram na borda do Granito São Sepé dezenas de corpos potenciais para mineralização aurífera e estanífera que ocorrem isolados ou formando zonas e alinhamentos filonianos aos quais classificaram em seis tipos: 1) hidrotermalitos; 2) hidrotermalitos tipo *greisen*; 3) hidrotermalitos tipo aplito; 4) hidrotermalitos silicosos; 5) filões de quartzo; e 6) zonas cataclásticas. A mineralização estanífera está associada aos tipos 2,3 e 6, enquanto o ouro associa-se aos tipos 1, 4 e 5. A área apresenta potencial para mineralização aurífera em filões e para mineralização estanífera em *endo* e *exogreisens*.

# 5

---

## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Da análise dos dados obtidos nos levantamentos geológico, mineralométrico e de recursos minerais, e na reinterpretação dos levantamentos aerogeofísicos da Folha Cachoeira do Sul, materializados nas cartas geológica e metalogenética/previsional, destacam-se as conclusões e recomendações apresentadas a seguir.

Esta área abrange unidades geológicas pertencentes ao Escudo Sul-Rio-Grandense, compartilhado nos domínios Ocidental, Central e Oriental, e à Bacia Sedimentar do Paraná, além de depósitos cenozóicos.

As unidades mais antigas, restritas ao Domínio Central, estão representadas pelos Gnaisses Encantadas (ortoderivados), tectonicamente intercalados em metamorfitos vulcano-sedimentares meso-neoproterozóicos (Complexo Metamórfico Porongos), e paragnaisses do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita. Constituem fragmentos de terrenos paleoproterozóicos afetados por intrusões graníticas transamazônicas deformadas no Ciclo Brasileiro (Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista e Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos). No Domínio Ocidental dominam metamorfitos vulcano-sedimentares (seqüências metamórficas Arroio Marmeleiro e Vacacaí) e uma suíte intrusiva orogênica calcialcalina, compreendendo termos gabróicos,

dioríticos, tonalíticos, trondhjemiticos e graníticos reunidos na unidade Gnaisses Cambaí, à qual estão associadas lascas do manto e remanescentes de crosta oceânica (Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mantiqueira e Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico), todos de idade neoproterozóica. O Complexo Granito Gnáissico Pinheiro Machado, que constitui o Domínio Oriental, compreende rochas granito-gnáissicas e metagranitóides com xenólitos de ortognaisses e de rochas dioríticas.

As unidades metamórficas dos três domínios foram afetadas por intrusões de granitóides sintranscorrentes (Metagranito Quitéria e Suíte Granítica Cordilheira, ambos relacionados à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu; e Suíte Granítica Caçapava do Sul), sin a tardi-transcorrentes (granitos Arroio do Moinho e Passo da Mozinha), tardi a pós-tectônicos (Suíte Intrusiva Santo Afonso, Associação Shoshonítica Lavras do Sul e granitóides tipo Campinas) e pós-tectônicos (Suíte Intrusiva Saibro, Sienito Piquiri/Suíte Intrusiva Arroio do Silva, Suíte Granítica Encruzilhada do Sul e Suíte Granítica Dom Feliciano). Alguns dos corpos da Suíte Intrusiva Saibro, correlacionada ao evento vulcânico Acampamento Velho, afetam também rochas das formações Maricá e Hilário, com desenvolvimento de cornubianitos.

No Escudo Sul-Rio-Grandense da Folha Cachoeira do Sul foram reconhecidos dois eventos tectônicos principais, atribuídos aos processos orogênicos do Ciclo Brasileiro. O primeiro evento, registrado nos complexos Metamórfico Várzea da Capivarita, Gnáissico Arroio dos Ratos, Granito-Gnáissico Pinheiro Machado e Cambaí, é caracterizado por zonas de cisalhamento subhorizontais (após retificação da deformação posterior) desenvolvidas sob condições metamórficas de médio a alto grau. Esse evento, denominado Deformação Transversal, é relacionado à colisão entre os crátons Rio de La Plata e Kalahari. O segundo evento tectônico (Deformação Longitudinal), desenvolvido sob condições metamórficas de baixo grau, é marcado por zonas de cisalhamento subhorizontais, responsáveis pela imbricação tectônica dos Gnaisses Encantadas nas supracrustais Porongos, e por zonas de cisalhamento transcorrentes com abundante magmatismo sintectônico. A Deformação Longitudinal, caracterizada por uma trama de lineações de estiramento de orientação NE-SW, retrabalhou as estruturas do primeiro evento tectônico e constitui o evento responsável pela estruturação do Complexo Metamórfico Porongos, da Sequência Metamórfica Vacacaí e dos granitóides sintranscorrentes.

As Coberturas Sedimentares e Vulcano-sedimentares, que preenchem as bacias relacionadas aos estágios tardio a pós-orogênico do Ciclo Brasileiro, compreendem depósitos gerados desde o final do Neoproterozóico até o Ordoviciano. Abrangem as formações Maricá, Hilário, Arroio dos Nobres, Acampamento Velho (vulcânicas ácidas), Santa Fé, Santa Bárbara e Guaritas, (incluindo as vulcânicas Rodeio Velho). As rochas sedimentares anteriormente cartografadas como Formação Arroio dos Nobres no âmbito da Bacia do Camaquã foram incorporadas, neste trabalho, à Formação Hilário, tendo em vista serem constituídas predominantemente de clastos originados da erosão de rochas andesíticas. Dessa forma, a Formação Arroio dos Nobres, na qual não foi reconhecida contribuição vulcânica, fica restrita aos depósitos que preenchem a Bacia do Piquiri.

A Bacia Sedimentar do Paraná compreende unidades do Eopermiano ao Cretáceo Inferior, representadas pelos grupos Itararé (Formação Rio do Sul), Guatá (formações Rio Bonito e Palermo), Passa Dois (formações Irati, Estrada Nova e Rio do Rasto), Rosário do Sul (formações Sanga do Cabral e Santa Maria) e São Bento (Formação Botucatu e vulcânicas Serra Geral). As ocorrências isoladas de rochas sedimentares conhecidas como Formação Caneleiras, situadas na região entre Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista, foram incorpo-

radas à coluna da Bacia Sedimentar do Paraná. Nessa região, foram reconhecidos depósitos flúvio-deltaico-lacustres da Formação Santa Maria e eólicos da Formação Botucatu, estes sobrepostos por basaltos da Formação Serra Geral.

A integração dos dados geológicos, geofísicos, mineralométricos e de recursos minerais ensejou a delimitação de áreas previsionais para carvão, calcário calcítico, calcário dolomítico, estanho e ouro.

Do ponto de vista do conhecimento geológico, os resultados da integração efetuada indicam a necessidade, entre outros, dos seguintes estudos adicionais, a serem desenvolvidos por entidades universitárias de pesquisa e/ou por órgãos governamentais:

- estudos comparativos entre as diversas faixas de metamorfitos vulcano-sedimentares, visando definir seu relacionamento e evolução tectono-metamórfica;

- análise estrutural e caracterização geoquímica das faixas de rochas básico-ultrabásicas (Cerro das Mantiqueiras e Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico), com a finalidade de verificar uma possível correlação evolutiva;

- cartografia de semidetalhe, que inclua a análise da evolução tectônica, das bacias do Camaquã e Piquiri, considerando a organização estratigráfica proposta neste trabalho; e

- análise do significado da datação da Suite Intrusiva Caçapava do Sul, a qual sugere um evento de tectônica dúctil, ainda não caracterizado no Escudo Sul-Rio-Grandense, mais jovem do que aquele da Deformação Transversal.

Os estudos sugeridos deverão ser subsidiados por datações geocronológicas, que deverão ser estendidas aos diversos episódios de granitogênese.

Visando ao desenvolvimento mineral da região recomenda-se:

- mapeamento geológico, em escala de semidetalhe, e estudo detalhado dos controles das mineralizações tungstênio-estaníferas das províncias Cerro da Árvore e de Campinas, tendo em vista que o conhecimento destas províncias limita-se aos trabalhos efetuados por Leinz & Pinagel na década de 40;

- mapeamento geológico de semidetalhe da região aurífera de Lavras do Sul e estudos para a definição dos metalotectos das mineralizações auríferas e cupro-auríferas; e

- levantamento aerogeofísico (magnetometria e radiometria), com espaçamento entre as linhas de vôo máximo de 500m, e análise estrutural da Bacia do Camaquã, visando a definição de áreas favoráveis à prospecção de sulfetos.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- ABOARRAGE, A.M.; LOPES, R. da C. Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica; relatório final. São Paulo/Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1986. 18 v. (Inédito).
- ALBARNAZ, L.D.T.; ANVERSA, P. Mineração de calcário em Caçapava do Sul. In: ENCONTRO GEOLÓGICO-MINEIRO DO RIO GRANDE DO SUL, 1, Caçapava do Sul, 1988. Anais... Caçapava do Sul: Coordenadoria da Produção Mineral, 1988. p. 9-13.
- ALMEIDA, D. del P.M. de; LINDENMAYER, Z.G.; BASEI, M. Comportamento dos Elementos Terras-Raras nas Rochas Vulcânicas das Bacias Camaquã e Santa Bárbara - RS - Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.3. p.37-38.
- ALMEIDA, D. del P.M. de; PAIM, P.S.; VIEIRA Jr., N. Caracterização Petrográfica e Geoquímica do Vulcanismo Eo-Paleozóico das Bacias Camaquã e Santa Bárbara. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. 16, n. 37, p.145-185, 1993.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- ANDRADE, M.S.; WAICHEL, B.L. A Interação Manto-Crosta na Geração de Granitóides Híbridos do Complexo Granítico Dom Feliciano-RS: dados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v.1, p.77-79.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, K.K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1980. v. 2. p.659-673.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L.C. da. Acreção 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, 1995. p. 105-107.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R.; SILVA, L.C. da. Juvenile Accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, v.24, n.5, p. 439-442, 1996.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. U-Pb and Sm-Nd Geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v.10, n.3-4, p. 263-274, 1997.
- BECKEL, J. *Metagenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el Ciclo Brasileiro - Rio Grande del Sur (Brasil)*. Espanha, 1992. 274 p. Tese (Doutorado) - Universidad de Salamanca, España.
- BITENCOURT, M. de F. Metamorfitos da Região Caçapava do Sul, RS - Geologia e Relações com o Corpo Granítico. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO

- DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre: SBG, 1983. p. 37-49.
- BITENCOURT, M. de F.; NARDI, L.V.S. Late to Post-Collisional Brasileiro Magmatism in Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65(supl. 1), n.3-16, 1993.
- BITENCOURT, M. de F.; GASTAL, M.C.P.; KIRCHEIM, R.; COSTA, K.B.; TOLEDO, A.F.L. Reavaliação Preliminar das Relações Estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL NEOPROTEROZÓICO- CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1, Palomas-Minas, Uruguay. *Resúmenes Ampliados...* Montevideo: Dinamige-Fac. Agron., 1993. v. 1, p.6.
- BUTLER, R.W.H.; FREEMAN, S. Can crustal extension be distinguished from thrusting in the internal parts of mountain belts? A case history of the Entrelor shear zone, Western Alps. *Journal of Structural Geology*, v. 18, p. 909-923, 1996.
- CAMOZZATO, E. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, Folha Sh.22-Y-A Cachoeira do Sul, Escala 1:250.000*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1987. 1v.
- CAMOZZATO, E.; PETRY MARQUES, S.P. *Geologia das Cabeceiras do Arroio Capané. Cachoeira do Sul - RS. Área VI. São Leopoldo, 1977. 137 p.* (Trabalho de conclusão do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS) (inédito).
- CAMOZZATO, E.; SANDER, A.; RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. Milonitos Alcalinos-Peralcalinos da Região de Candiota - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 3. p. 89-90.
- CARAVACA, G. 1998. *Estratigrafia, Faciologia e Proveniência dos Alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na Região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã*. Porto Alegre, 1998. 274 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS.
- CARAVACA, G.; MENEGAT, R. 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, 1994. v.3, p. 315-316.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H.; PINTO, J.F. *Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, Escala 1:1.000.000*. Porto Alegre: UFRGS, 1974. (Mapa 8).
- CARVALHO, P.F. *Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, 1932. 72 p. (Boletim 66).
- CHEMALE Jr., F. Bacias Molássicas Brasileiras. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, v.16, n. 37, p.109-118, 1993.
- CHEMALE Jr., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CIGOÇ ed. *Estratigrafia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre (no prelo).
- CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M. U-Pb Zircon dating of deformational events from Neoproterozoic rocks in eastern Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, RS, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado, RS: SBG, 1995. p. 377-378.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; SILVA L.C. da. Tectonic Evolution of Southern Brazil in the Brazilian Cycle. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994a. v. 1, p.626-627.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L. A.; SILVA, L.C. da. Stratigraphy and Tectonism of the Precambrian to Early Paleozoic Units in Southern Brazil and Uruguay - excursion guidebook. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. 18, n. 45, p.5-117, 1995a.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. da. Stratigraphy and Tectonism of Brazilian Cycle in Southern Brazil. *Communs geol. Surv. Namibia*, v.10, p. 151-166, 1995b.
- CHEMALE Jr., F.; COSTA, A.F.U.; LESSA DIAS, N.; MAGRO, L.F. 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, 1994b. v. 1, p.572-573.
- CHEMALE Jr., F.; GRESSE, P.; SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; WALRAVEN, F. 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...* Porto Alegre: SBG, 1995c, p. 13-16.
- CIENTEC. Centro de Informações sobre Carvões. *Carvões Minerais do Brasil: características dos*

- carvões brutos do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 1980. 1 v.
- CORDANI, U.G.; HALPERN, M.; BERENHOLC, M. 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, 1974. p. 70-77.
- COSTA, A.F.U.; CALDASSO, A.L. da S. 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, 1994. v. 2, p. 31-32.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. *Contribuição da Geofísica (Gravimetria/Magnetometria) à Compartimentação do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre: CPRM, 1989. 12 p. (Inédito).
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; VASCONCELLOS, R. Interpretação do Campo Magnético na Porção Oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal: SBG, 1990. p. 2439-2444.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; FERNANDES, L.A.D.; CAMOZZATO, E.; AZEVEDO, M. L. V. Compartimentação Tectônica das Associações de Rochas Pré-Cambrianas do Escudo Sul-Rio-Grandense Baseada em Dados de Magnetometria e Gravimetria. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995a. p.236-238.
- COSTA, A.F.U.; FERNANDES, L.A.D.; SHUKOSVSKY, W.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F.A.S. Modelo Gravimétrico 3-D para o Complexo Granítico de Caçapava do Sul (RS). *Revista Brasileira de Geofísica*, v.13, n.2, p. 91-101, 1995b.
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, 1970. *Anais...* Brasília: SBG, 1970. p. 359-412.
- DELANEY, P.V.J.; GOÑI, J. Correlação preliminar entre as formações gondwânicas do Uruguai e Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, v. 8/9, p. 2-3, 1963.
- DIAS, A.A. *Projeto Camaquã I: verificação de anomalias; relatório final*. Porto Alegre: CNEN/CPRM, 1974. 55 p. (Inédito).
- ECKERT, R.M. Sondagem pioneira na área do Piquiri. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1976. 57 p. (Inédito)
- ECKERT, R.M.; FABRÍCIO, J.A.C. *Prospecção final da jazida cuprífera do Cerro dos Martins*. Porto Alegre: DNPM, 1970. 1 v. (Relatório Interno do 1º Distrito do Extremo Sul)
- FACCINI, U.F. *O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais*. Porto Alegre, 1989. 1 v. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, UFRGS.
- FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. Análise Faciológica das Molassas Brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p.75-91.
- FACCINI, U.F.; SCHULTZ, C.L.; FIGUEIRÓ, C.E.; SANGINETO, L.R.; SOARES, S.C. Sobre a Ocorrência de Vertebrados Fósseis Triássicos na Região de Santana da Boa Vista, RS. *Ciência e Natureza*, v. 12, p.103-104, 1990.
- FAVILLA, C.A.C.; RHEINHEIMER, D. Projeto Sondagens Exploratórias na área do Camaquã: relatório final da 2ª etapa. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1978. 52 p. (Inédito)
- FERNANDES, L.A.D.; FRANTZ, J.C. Evolution and Mineral Potential of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú: SBG, 1994. v.1, p.622-623.
- FERNANDES, L.A.D.; KOESTER, E. An Overview of the Neoproterozoic Dorsal de Canguçu Strike-Slip Shear Zone And Its Role In The Tectonic Evolution Of The Continental Crust In Southern Brazil. *J.African Earth Sciences*, v. 28, n. 1, p.1-25, 1999.
- FERNANDES, L.A.D.; KOESTER, E.; SOLIANI Jr., E. Evolução do sistema de Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o Neoproterozóico: uma discussão. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5. Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995a. p.30 - 32.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas-Região de Quitéria-Várzea do Capivarita. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 13, n. 30, p. 117-138, 1990.

- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5, n.1, p.77-96, 1992a.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MENEGAT, R. Correlação Estrutural Cinemática em Faixas Móveis: uma discussão. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3. Rio Claro, 1991. *Boletim de Resumos...* Rio Claro: SBG, 1991. p.166-168.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; PORCHER, C.C. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 23, n.3, p.224-233, 1993.
- FERNANDES, L.A.D.; SOLIANI Jr., E.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; COSTA, A.F.U.; MENEGAT, R.; CARAVACA, G. Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in southern Brazil and Uruguay. In: CORDANI, H.G.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E.J. *Tectonic Evolution of South America – IUGS-31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, Brazil. (Submetido)
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; SCHERER, C.M.S.; MENEGAT, R. Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica. *Pesquisas*, v.19, n. 2, p.195-215, 1992b.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; SCHERER, C.M.S.; MENEGAT, R. Stratigraphy of early-orogenic granitoids in the Dom Feliciano Belt of Southern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim dos Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v. 1, p.333-335, 1992c.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MARQUES-TOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M.; PICCOLI, A.E.M. *Mapa geológico de parte das folhas Quitéria e Várzea da Capivarita - RS*. Porto Alegre: UFRGS, 1988. (Série Mapas, 14).
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 351-374, 1995b.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p.375-384, 1995c.
- 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. Evolução do sistema de zonas de cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o Fanerozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, RS, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995d. p. 281-283.
- FERREIRA, J.A.F. 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, 1976. v. 2. p. 273-282.
- FIGUEIREDO Fº, P.M. & BORTOLUZZI, C.A. Léxico Estratigráfico da Região Sul. *Pesquisas*, v. 6, p. 1-74, 1975.
- FIGUEIREDO, M.C.H. de; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; KROMBERG, B. I. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito de Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 4, p.1723-1738.
- FLORES, J.A.A.; LIMA, F.; PINTAÚDE, A. Caracterização da seqüência vulcano-sedimentar do Membro Mangueirão na área do Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo, 1992. *Resumos Expandidos...* p. 39-43. (Boletim Especial).
- 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. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. 796 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 33).
- FRAENKEL, M.O. *Prospecção de urânio na região de Cerro Partido – Encruzilhada do Sul, RS*. Rio de Janeiro: CNEN, 1974. 14 p. (Boletim nº 11).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 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, 1980. v. 5, p.2679-2692.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. *Evolução Paleoambiental e Tectônica da Bacia do Camaquã, RS*; uma introdução. Porto Alegre, 1983. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da UFRGS. 1 v.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo, 1991. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências da USP. 367 p.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. As Placas Brasileiras do Sul e Sudeste da Plataforma Sul-Americana. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 4, Belo Horizonte, 1993. *Anais do...* Belo Horizonte: SBG, 1993. V.12, p.183-188.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; SOLIANI Jr., E. Compartimentação tectônica do *Cráton* do Rio de La Plata. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p. 2426-2434.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano, SE da Plataforma Sul-americana. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG, 1982a. v.1, p.1-12.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano, uma contribuição através do modelo de tectônica de placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG, 1982b. v. 1, p.13-23.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI Jr., E.; FACCINI, U.F. 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, 1986. v. 3, p.1322-1342.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.; FACCINI, U.F. A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no estado do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: Sbg, 1984. v.7, p.3272-3283.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L.; SALLET, R. *Nappes* e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense: uma Introdução ao problema. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 13, n.30, p.75-92, 1990. (Publicação Especial nº 6 - Atas do IV SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1989).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L.; ALTAMIRANO, J.A.F. 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, 1985. p. 477-491.
- FRAGOSO CESAR A.R.S.; MACHADO, R.; MELLO, F.M. de; SAYEG, H.S.; SILVA FILHO, W.F. de; FAMBRINI, G.L. 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, 1994. v. 1, p. 206-207.
- FRANTZ, J.C. Tipologia e controles dos depósitos estaníferos da região de Encruzilhada do Sul, RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis: SBG, 1985. p.116-123, 1985.
- FRANTZ, J.C.; FERNANDES, L.A.D. Granitóides Tardi- a Pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano - RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.1, p.150-152.
- FRANTZ, J.C.; JOST, H. Petrologia dos granitos estaníferos do Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1, Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre: SBG, 1983. p. 49-67.
- FRANTZ, J.C.; NARDI, L.V.S. Litoquímica e evolução dos granitóides calcialcalinos da Região Leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas*, v. 19, n. 1 p.13-25, 1992a.
- FRANTZ, J.C.; NARDI, L.V.S. O Magmatismo Granítico da Região Oriental do Escudo Sul-Rio-Grandense: uma revisão. *Pesquisas*, v.19, n. 2, p. 183-189, 1992b.
- FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; MACHADO, R.P.; NAUMANN, M.P. 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, 1984. v. 5, p.2407-2416.
- GASTAL, M.C.P.; NARDI, L.V.S. Petrogênese e evolução do Granito Jaguari: um típico representante metaluminoso da Suíte Intrusiva Saibro, RS. *Geochimica Brasiliensis*, v. 6, n. 2, p. 169-189, 1992.



- GASTAL, M.C.P.; SCHMITT, R.S.; NARDI, L.V.S. Granitóides da parte centro-sudoeste do Escudo Sul-Rio-Grandense: novos dados e discussão sobre a gênese e tipologia do magmatismo alcalino. *Pesquisas*, v. 19, n. 2, p.190-194, 1992.
- GOMES, M.E.B. Granito Arroio do Moinho: feições de deformação. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 13, n.30, p.37-54, 1990. (Publicação Especial nº 6 - Anais do IV SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1989).
- GOMES, M.E.B.; ALMEIDA, D. del P.M. de; PHILLIP, R.P.; PINTAÚDE, D.A. Caracterização Mineralógica e Geoquímica do Granito Cerro do Sandi, Piratini - RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.14, n.34, p.123-144, 1991.
- GOÑI, J.C. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du Pré-Cambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralization. *Boletim da Escola de Geologia da UFRGS*, Porto Alegre, n. 12, p. 1-89, 1962.
- GOÑI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e Eopaleozóico uruguaio e Sul-Rio-Grandense. Porto Alegre: *Avulso da Escola de Geologia* v.3, p.1-105, 1962.
- GRAZIA, C.A. *Prospecção Aluvionar por Concentrados de Minerais Detríticos na Folha Cachoeira do Sul (SH.21-Y-A)*. Porto Alegre: CPRM. (Em preparação)
- GRESSE, P.G.; CHEMALE Jr., F.; SILVA, L.C. da; WALRAVEN, F.; HARTMANN, L.A. Late to post-orogenic basins of the Pan-African – Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, v. 8, p.157 – 171, 1996.
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG, 1982. v. 1, p.374-379.
- HARTMANN, L.A.; JOST, H. Gnaisses alcalinos da Antiforme Capané (RS). *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 4, n.7, p.13-25, 1980.
- HARTMANN, L.A.; NARDI, L.V.S. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS - Geologia, Petrografia e Química dos Elementos Maiores, com Interpretação Geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.6, n.12, p.153-178, 1982.
- HARTMANN, L.A.; PORCHER, C.C.; REMUS, M.V.D. *Evolução de rochas metamórficas do Escudo Sul-Rio-Grandense*. In: CIGO; ed. Estratigrafia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. (no prelo)
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L. C. da; REMUS, M.V.D.; LEITE, A.D.; PHILIPP, R.P. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3Ga e 470Ma. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, Punta del Este, Uruguay. *Actas...* Punta del Este, 1998. P. 277-284.
- HASUI, Y. Mantiqueira Province: Archean Structure and Proterozoic Evolution. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 12, n.1-3, p.160-66, 1982.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. The Ribeira folded belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, n.4, p.257-266, 1975.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.; COSTA, J.B.S. Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências*, v. 12, n.1, p.7-31, 1991.
- HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R.G.; MOREIRA, H.L.; FUCH, G.F.; MOREIRA, M.L.O.; MARIMON, M.P.C.; PIRES, J. de L.; VIVIAN, O. MARINHO, D. de A.; TEIXEIRA, W. Geologia. In: *Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 29-312 (Levantamento de Recursos Naturais, 33).
- ISSLER, R.S. 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, 1982. v. 1, p.24-38.
- ISSLER, R.S. Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis, 1985. *Atas...* Florianópolis: SBG, 1985. P. 184-198.
- ISSLER, R.S. 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, 1983. p. 19-36.
- ISSLER, R.S.; BURGER Jr., C.; ROISENBERG, A. Coronito da área de Mata Grande, município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. *Anais...* Curitiba: SBG, 1967. p.180-197.
- ISSLER, R.S.; DRESCH, R.A.C.; ROISENBERG, A. Geocronologia do Gabro Mata Grande, município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, n.2, p.124-127, 1973.
- JACKSON, V.N.; RAMOS, V.A.; TERRY, S.A.; ZUZK, A.B. *Projeto Aerogeofísico Camaquã, Esta-*

- do do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: Texas Instruments/DNPM/CNEN/CPRM, 1973. 208 p.
- JOST, H. Esboço geológico da Folha Cabeceiras do Rio Vacacaí, São Gabriel, R.G.S. *Boletim da Escola de Geologia da UFRGS*, Porto Alegre, n. 16, p.7-47, 1970.
- JOST, H. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region; southern Brazil*. Athens, 1981. Tese (Doutorado) - University of Georgia. 208 p.
- JOST, H. Condições de metamorfismo regional de uma parte da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 6, n. 2, p.3-32, 1982.
- JOST, H. 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, 1984. v. 7. p.3241-3257.
- JOST, H.; BITENCOURT, M. de F. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 7, n. 6, p.27-60, 1980.
- JOST, H.; HARTMANN, L.A. A Província Mantiqueira: Setor Meridional. *In: ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y.; eds. Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p. 345-68.
- JOST, H.; VILLWOCK, J.A. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos*. Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, v. 1, n.1, p.13-26, 1966.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C.; BROD, J. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Resumos...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 4, p. 1707-1720.
- JOST, H.; BROD, J. A.; HOLZ, M.; KUHN, A.; FLOR, M.A.D.; KRONBAUER, A.; DILLENBURG, S. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, 1985. *Atas...* Florianópolis: SBG, 1985. p. 63-81.
- JUSTUS, J. de O.; MACHADO, M.L. de A.; FRANCO, M. do S.M. Geomorfologia. *In: Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiiana e SI.22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 313-404 (Levantamentos de Recursos Naturais, 33).
- KAUL, P.F.T.; RHENHEIMER, D. *Projeto ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina*: relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1974. 4 v. (Inédito).
- KER, J.C.; ALMEIDA, J.A. de; FASOLO, P.J.; HOCHMÜLLER, D.P. Pedologia: levantamento exploratório de solos. *In: Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiiana e SI.22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 405-540. (Levantamentos de Recursos Naturais, 33).
- KIRCHNER, C.A. Projeto carvão energético na área de São Sepé. *In: KIRCHNER, C.A.; GIL, C.A.A.; PIMENTEL, G. de B.; GODOY, H.K.; FABRÍCIO, J.A.C.; ANDRIOTTI, J.L.S.; MACHADO, J.L.F.; SAPUCAIA Jr., M.; MOURA, P.A. de; LEITES, S.R.; FÉBOLI, W.L. Projeto carvão energético, Estado do Rio Grande do Sul*: relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1982. p. 22-136.
- KOESTER, E. *Evolução geológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, região de Encruzilhada do Sul (RS)*. Porto Alegre, 1995. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. 240 p.
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L.A.D.; NARDI, L.V.S. Magmatismo Calcálcico 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, 1994. v. 1, p.166-167.
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A.; SOLIANI Jr., E.; FERNANDES, L.A.D. 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, 1994. v. 2, p.383-384.
- KOLLING, S.L.; FELDMAN, E. *Projeto Caçapava, área Passo da Juliana*: relatório de pesquisa, fases III a VI. Porto Alegre: CBC, 1988. 2 v. (Inédito)
- KOPPE, J.C.; HARTMANN, L.A.; LISBOA, P.F.C.; MONTEIRO, R.N. Aspectos geológicos e estratigráficos do Complexo Bossoroca, São Sepé-RS. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2, Florianópolis, 1985. *Atas...* Florianópolis: SBG, 1985. p. 32-36.
- KRAEMER, G. *Evolução magmática e tectônica da Suíte Ortometamórfica Imbicuí, região de Lavras do Sul (RS)*. Porto Alegre, 1995. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. 99p.
- LASA. Engenharia e Prospecção S.A. *Projeto Extremo Sudeste do Brasil: levantamento aerogeofísico, magnetometria e gamaespectrometria*; relatório final; compilação e processamento

- de dados. Rio de Janeiro: DNPM/CPRM/ LASA, 1978 . 37 p. (Inédito).
- LAVINA, E.L. *Geologia Sedimentar e Paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. Porto Alegre, 1991. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências - Instituto de Geociências, UFRGS. 2 v.
- LAVINA, E.L. Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico – Grupo Rosário do Sul), na região norte da Folha de Catuçaba. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33. Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 1, p.792 – 804.
- LAVINA, E.L.; NOWATZKI, C.H.; SANTOS, M.A.A. dos; LEÃO, H.Z. Ambientes de sedimentação do SuperGrupo Tubarão na região de Cachoeira do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo, v. 9, n. 21, p. 5-75, 1985.
- LEINZ, V.; PINAGEL, H. *Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1945. 87 p. (Boletim 70).
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, E.A. *Mapa Geológico Caçapava-Lavras*. Porto Alegre: Diretoria da Produção Mineral, 1941. 39 p. (Boletim 90).
- LEITE, J.A.D.; McNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F. Age and tectonic setting of metabasalts and metagranitoids from the Cerro da Mantiqueira region: evidences of SHRIMP U/Pb zircon dating and Pb/Pb isotopes. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5, Gramado, 1995a. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995. p. 389-390.
- LEITE, J.A.D.; McNAUGHTON, N. J.; HARTMANN, L. A.; CHEMALE Jr., F.; REMUS, M. V. D. Shrimp U/PB zircon dating applied to the determination of tectonic events: the example of the Caçapava do Sul batholith, Pedreira Inducal, Caçapava do Sul, Brazil. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5, Gramado, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995. p. 387-388.
- LEITE, J.A.D.; HARTMANN, L.A.; FERNANDES, L.A.D.; McNAUGHTON, N.J.; SOLIANI Jr, E.; KOESTER, E.; SANTOS, O.; VASCONCELOS, M. Zircon U/Pb SHRIMP dating of Paleoproterozoic magmatism and Neoproterozoic deformation of gneissic of the Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil. [Porto Alegre], 1999.(submetido ao *Journal of South American Earth Sciences*)
- LEITES, S.R.; LOPES, R. da C.; WILDNER, W.; PORCHER, C.A.; SANDER, A. A divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul, RS, e sua interpretação paleoambiental. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 1, p. 300-312.
- LICHT, O.A.B. A descoberta da jazida Santa Maria (Zn, Pb, Cu) Rio Grande do Sul – Brasil: um caso histórico de prospecção geoquímica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1980. v. 1, p. 141-153
- LIMA, E.F. de. *Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS, RS*. Porto Alegre, 1995. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 338p.
- LIMA, E.F. de; NARDI, L.V.S. O magmatismo shoshonítico no Estado do Rio Grande do Sul: uma revisão. *Pesquisas*, Porto Alegre, v.19, n.2 p. 190-194. 1992.
- LIMA, E.F. de; WILDNER, W.; WAICHEL, B.L. 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, 1996. v. 2, p.40-42.
- LIMA, E.F. de; PORCHER, C.A.; WILDNER, W. Identificação de rochas granulíticas na região de Várzea do Capivarita - Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas* (no prelo).
- LIMA, E.F. de; PORCHER, C.A.; WILDNER, W. Identificação de rochas granulíticas da porção leste do Estado do Rio Grande do Sul, região da Várzea do Capivarita - Brasil. *In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA*, 4, & SEMANA DE GEOQUÍMICA, 10, Braga, Portugal, 1997. *Actas...* Braga, 1997. p.73-76.
- LIMA, E.F. de; WILDNER, W.; LOPES, R. da C.; SANDER, A. ; SOMMER, C.A. Vulcanismo neoproterozóico associado às Bacias do Camaquã e Santa Bárbara: uma revisão. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 6 & ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONESUL, 1, Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos...* Porto Alegre: SBG, 1995. P. 197-199.
- LOPES, R. da C. *Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo "Rio Bonito-Palermo" (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé, Rio Grande do Sul*. São Leopoldo, 1995. 254 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Sedimentar) – Centro de Ciências Tecnológicas, UNISINOS.

- LOPES, R. da C.; WILDNER, W.; SANDER, A.; CALDASSO, A. L. da S. 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. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 3, p.245-246.
- LOSS, E.L.; ROISENBERG, A. Contribuição à caracterização geotectônica da seqüência sedimentar Eopaleozóica do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, v.1, p. 7-12, 1972.
- MACEDO, P.M.; BECKEL, J.; SANTOS, E.L.; CHABAN, N.; GONZALES FILHO, F. Ocorrência de *Pillow-Lavas* no Arroio Mudador, município de Caçapava do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 3, p.1268-1278.
- MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCIANI, U.F. O Domo de Santana, RS. Domo Gnáissico Manteado ou Figura de Interferência tipo Domo e Bacia? In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. v. 1, p. 167-182.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C. J.; BASEI, M.A.S. Nd and Pb Isotope Studies Bearing on the Crustal Evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 17, n. 3, 1987. p.263-268.
- MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BASEI, M.A.S.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. Modelo gravimétrico das principais descontinuidades crustais nos terrenos pré-cambrianos dos estados do Paraná e de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n. 3, p.367-374, 1989.
- MARQUES, J.C. *Petrologia e metalogênese da Seqüência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul - RS*. Porto Alegre, 1996. Dissertação (Mestrado) - Curso de pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 191 p.
- MARQUES, J.C.; CARAVACA, L. Eventos tectono-metamórficos do Complexo Cerro da Árvore, Suíte Metamórfica Porongos, Encruzilhada do Sul - RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v.2, p.73-74.
- MARQUES, J.C.; JOST, H.; ROISENBERG, A. 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...* Gramado: SBG, 1997. p. 266-268.
- MARQUES-TOIGO, M. *Palinologia, Bioestratigrafia e Paleocologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil*. Porto Alegre, 1988. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências. 241 p.
- MAY, S.E. *Pan-African magmatism and Regional Tectonics of South Brazil*. USA, 1990. Tese (Doutorado) - The Open University. 343 p. (Inédito)
- MENEGAT, R.; SCHERER, C.M.S. Formação Caneleiras (RS): Devoniana ou Permo/Triássica?: critérios para o enquadramento estratigráfico de seqüências isoladas sobre o Escudo Sul-Rio-Grandense. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro: SBG, *Atas...* Rio Claro: SBG, 1993. 3 p.
- MENEZES, J.R.C. de. *Estratigrafia de Seqüências em Dados de Sondagem: aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na Região de Candiota (RS)*. Porto Alegre, 1994. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS. 124 p.
- MESQUITA, M.J.M.; FERNANDES, L.A.D. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). *Acta Geologica Leopoldensia*, v.13, n.30, p. 55-74, 1990. (Publicação Especial nº 6 - Anais do IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, 1989).
- MINCATO, R.L. *Avaliação do potencial da província ígnea continental do Paraná para mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'sk e Isizwa*. Campinas, SP, 1994. Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geociências - Área de Metalogênese. 113 p.
- MINIOLI, B.; KAWASHITA, K. Contribuição à Estratigrafia do Escudo Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. v. 1, p.1933-1938.
- MINUCCI, P.G. A espectrometria de raios gama na prospecção de sulfetos em rochas alteradas hidrotermalmente. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, n. 3, p. 191-195, 1980.
- MONTEIRO, R.L.; MACHADO, R.; DEMANGE, M. 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 Comple-

- xo Sulino. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p.115-117.
- NAIME, R.H. *Geologia, Geoquímica e Petrologia do Complexo Granítico Ramada e do Granito Cerro da Cria*. Porto Alegre, 1987. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 184 p.
- NARDI, L. V. S. *Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil*. Londres, 1984. Tese (Doctor of Philosophy) - Department of Geology, King's College, University of London. 268 p.
- NARDI, L.V.S. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: revisão. *Pesquisas*, v. 18, n.1, p.44-57, 1991.
- NARDI, L.V.S. 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, 1994. v. 1, p.137-138.
- NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M. de F. Geologia, Petrologia e Geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 19, n.2, p.153-169, 1989.
- NARDI, L.V.S.; BONIN, B. Post-orogenic and Non-orogenic Alkaline Granite Associations: the Saibro Intrusive Suite, southern Brazil - a case study. *Chemical Geologie*, v. 92, p.197-211, 1991.
- NARDI, L.V.S.; FRANTZ, J.C. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 1, p.55-63, 1995.
- NARDI, L.V.S.; HARTMANN, L.A. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 6, n. 3, p.45-75, 1979.
- NARDI, L.V.S.; LIMA, E.F. de. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n.2, p.139-146, 1985.
- OLIVEIRA, J.M.M.T. de. Formação Arroio dos Nobres: depósitos marinhos ou continentais?. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo, RS. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Leopoldo: UNISINOS, 1992. p.106-112.
- OLIVEIRA, J.M.M.T de. *Tectônica e Sedimentação da Bacia Camaquã - Contribuição ao estudo de uma strike-slip basin Eopaleozóica no Sul do Brasil*. Porto Alegre, 1994. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. 102 p.
- OLIVEIRA, J.M.M.T.; FERNANDES, L.A.D. Estágios Finais da Evolução do Cinturão Dom Feliciano: tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro, 1991. *Boletim...* Rio Claro: SBG, 1991. p. 58-59.
- OLIVEIRA, J.M.M.T.; FERNANDES, L.A.D. Bacias Molássicas Brasileiras: mito ou realidade? In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1, São Leopoldo, RS. *Boletim de Resumos Expandidos...* São Leopoldo: UNISINOS, 1992. p. 97-105
- ORLANDI FILHO, V.; PIMENTEL, G. de B. 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, 1994. v. 2, p.86-87.
- ORLANDI Fº, V.; PIMENTEL, G. de B.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. *Piratini - Folha SH.22-Y-C-II - Estado do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1990. 136 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil) (Inédito).
- PAIM, P. S. G. *Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil*. Oxford, 1994. Tese (Doutorado) - St Peters College and Department of Earth Sciences, University of Oxford. 2v.
- PAIM, P.S.G. Alluvial Paleogeography of the Guaritas Depositional Sequence of Southern Brazil. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v.22, p.3-16, 1995.
- PAIM, P.S.G.; LOPES, R. da C.; CHEMALE Jr., F. Aloestratigrafia, Sistemas Depositionais 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, 1995. p. 39-50.
- PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA. E.L. 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, 1986. v.1, p.357-367.
- PASSCHIER, C.W.; TROUW, R.A.J. *Microtectonics*. Berlim: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
- PASSOS, N.; RIBEIRO, M. *Geologia da Folha da Mina do Camaquã, Rio Grande do Sul - Brasil*. Porto Alegre: DNPM/DFPM/PROSPEMIG, 1966. 142 p. (Inédito).

- PHILLIP, R.P.; VIERO, A.P. Geologia dos Anfibolitos Associados aos Gnaisses Encantadas, Santana da Boa Vista, R.S. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 5. Gramado, 1995. *Boletim de Resumos...* Gramado: SBG, 1995. p.67-68.
- PICADA, R.S. Estudos Preliminares Sobre a Evolução Geoquímica e Mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada. *Publ. Espec. Esc. Geol. URGs*, v.14, p.1-87, 1967.
- PICADA, R.S. Ocorrência de Migmatitos, Granitos e Greisens Controlados por Fraturas Regionais - Encruzilhada do Sul (RGS). *Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre*, v.14, p.7-59, 1965.
- PICADA, R.S. Ensaio Sobre a Tectônica do Escudo Sul-Rio-Grandense: caracterização dos sistemas de falhas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo: SBG, 1971. v. 1, p.167-191.
- PICADA, R.S.; PINTO, P. da S. *Geologia da Folha de Figueiras, município de Encruzilhada do Sul, RS*. Porto Alegre: DNPM/CONGEO, 1966. 99 p. (Inédito).
- PICADA, R.S.; TESSARI, R.I. Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS. UFRGS. Escola de Geologia, *Boletim*, v.15, p.5-30, 1970.
- PIMENTEL, G.B.; ORLANDI F<sup>o</sup>, V.; LOPES, R. da C. Faciologia e Caracterização Paleoambiental da Sequência Vulcano-Sedimentar Caneleiras - Folha Piratini, RS. *Ciência e Natura*, v. 12, p.23-28, 1990.
- PORADA, H. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-african-brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil Interpreted in Termus of Continental Collision. *Tectonophysics*, v.57, n.2/4, p.237-265, 1979.
- PORCHER, C.A.; LEITES, S.R.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E. *Passo do Salsinho. Folha Sh.21-Y-A-I-4. Estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:50.000. Brasília: CPRM, 1995. 339 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)
- PORCHER, C.C. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa Vista (RS). Porto Alegre, 1992. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 2 v.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Relações Embasamento/ "Cobertura" na Porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, v.17, n.1-2, p.72-89, 1990.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. O Significado da Deformação Tangencial com Transporte Paralelo ao Cinturão Dom Feliciano... *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, 1991. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Rio Claro: SBG, 1991. p. 5-6.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Determinação das Condições de Fluxo em uma Zona de Cisalhamento Tangencial com Transporte Paralelo ao Alongamento do Cinturão Dom Feliciano (RS) . *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37, São Paulo, 1992. *Boletim dos Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p.352-353.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. 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. *Resumenes Ampliados...* Montevideo: Dinamige/Fac. Agric., 1993. v.1, 6 p.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D. Zoneamento Metamórfico da Suíte Porongos, RS: uma discussão. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos...* Balneário Camboriú: SBG, 1994. v. 1, p. 275-277.
- PORCHER, C.C.; FERNANDES, L.A.D.; MONTEIRO, A.O. Zoneamento Metamórfico das Granadas e Dados de Geotermometria dos Metamorfitos Cerro do Facão - Suíte Metamórfica Porongos (RS). *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5. Gramado, 1995. *Boletim de resumos Expandidos...* Gramado: SBG, 1995. p.69-70.
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. *Pedro Osório - Folha SH.22-Y-C. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:250.000*. ( Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil) (no prelo).
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. 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, 1994. v. 2, p.83-84.
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. Geologia da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), RS. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 1, p.32-34.
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W.; CAMOZZATO, E. *Porto Alegre - Folha SH.22-Y-B. Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1.250:000*. Brasília: CPRM, 1997. 138 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil)

- RAMOS, J.R. de A.; MACIEL, A.C. *Prospecção de urânio no Brasil – 1970-1974*. Rio de Janeiro: CNEN, 1974. P. 90-103. (Boletim nº 4)
- RÊGO, I.T.S.F. Aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas, Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 5, n. 10, p. 197-278, 1981.
- RÊGO, I.T.S.F.; VIERO, A.P.; CHIES, J.O. Aspectos Petrológicos do Gabro Mata Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim dos Resumos Expandidos... Balneário Camboriú*: SBG, 1994. V.3, p.12-14.
- REISCHL, J.L. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas da Mina Seival – RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 4, p. 1568-1582.
- REMUS, M.V.D. *Geologia e Geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel (RS)*. Porto Alegre, 1990. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 267p
- REMUS, M.V.D.; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. U-Pb SHRIMP Zircon Dating and Nd Isotope Data of Granitoids of the São Gabriel Block, Southern Brazil: evidence for an Archaean/Paleoproterozoic basement. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, Salvador, 1997. *Extended Abstracts...* Salvador: CBPM/SGM, 1997. p.271-272.
- REMUS, M.V.D.; FACCINI, U.F.; TEDESCO, M.A.; PHILLIP, R.P. Evolução Estrutural dos Metamorfitos Porongos, a Sul do Rio Camaquã (R.S.) In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba: SBG, 1987. p. 223-242.
- REMUS, M.V.D.; PHILLIP, R.P.; FACCINI, U.F.; JUNGES, S.L. Contribuição ao Estudo Geológico-estrutural dos Gnaisses Encantadas e das Relações com as Supracrustais Porongos na Região de Santana da Boa Vista, R.S. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 5, p. 2358-2370.
- RIBEIRO, M. Geossuturas do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais...* Florianópolis: SBG, 1980. v. 5, p.2709-2718.
- RIBEIRO, M. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1970. 142 p. (Boletim, n. 2)
- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M.A. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense. I - tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia*. Série Geológica, v. 5, p.19-54, 1978.
- RIBEIRO, M.; LITCHENBERG, E. Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 6, p.2451-2463.
- RIBEIRO, M.; TEIXEIRA, C.A.S. Datações de Rochas do Rio Grande do Sul e sua Influência nos Conceitos Estratigráficos e Geotectônicos Locais. *Iheringia*, Série Geológica, v.3, p.109-120, 1970.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; TESSARI, R.I.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. de *Geologia da Quadricula de Caçapava do Sul, Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1966. 232 p. (Boletim 127).
- RIBEIRO, M.J. *Mapa Previsional do Cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense*: nota explicativa. Brasília: DNPM/DFPM, 1978. 103 p. (Boletim Série Geológica nº 3, Seção Geologia Econômica nº 1).
- RIBEIRO, M.J. *Sulfetos em Sedimentos Detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 1991. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS. 416 p.
- RIBEIRO, M.J.; ARAÚJO, L. de. Anomalias de potássio associadas a rochas sedimentares do eopaleozóico mineralizado do Rio Grande do Sul e implicações para a prospecção. *Ciências da Terra*, Salvador, v. 5, p. 8-12, 1982.
- RIBEIRO, M.J.; BADI, W.S.E.; GONZALES. A.P.; GONZALES, M.A.; LICHT, O.; TEIXEIRA, G. 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, 1980. v. 3, p. 1725-1742.
- RICCOMINI, C.; GIMENEZ Fº, A; ALMEIDA, F.F.M. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região de Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. V. 2, p. 754-764.
- ROBERTSON, J.F. Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava-Lavras Region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Pesquisas*, Porto Alegre, 1966. v.1, n.2, p.41-53.
- SANDER, A. *Projeto Platina RS/SC – Soleiras Básicas da Bacia do Paraná*: resultados obtidos em 1994. Porto Alegre: CPRM, 1995. 1 v. (Inédito)

- SANTOS, E.L. dos; BECKEL, J.; MACEDO, P.M. de; GONZALES FILHO, F.; CHABAN, N. Divisão Litoestratigráfica do Eocambriano-Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Rio-Grandense. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: SBG, 1978. v. 2, p.670-684.
- SANTOS, E.L. dos; RAMGRAB, G.E.; MACIEL, L.A.C.; MOSMANN, R. 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, 1989. 1 v.
- SARTORI, P.L.P. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucionar de granitos do Sul do Brasil*. São Paulo, 1978. 196p. Tese – (Doutorado) - Doutorado em Mineralogia e Petrologia - Instituto de Geociências/USP.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v. 1, p. 41-65.
- SCHULTZ, C.L. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em macrofósseis: problemas e perspectivas. *Comunicações do Museu de Ciência e Tecnologia UBEA/PUCRS*, Série Ciências da Terra, Porto Alegre, n. 1, p. 25-35, 1995.
- SILVA Fº, B.C. Geology of the Polyphase Deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: part I: petrogenesis. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 27, n.17, p.35-152, 1984.
- SILVA Fº, B.C. Geology the Polyphase Deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: part II: structural sequence. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.14, n.34, p.5-94, 1991.
- SILVA Fº, B.C.; MATSDORF, M. Análise Estrutural dos Metamorfitos da Borda Oeste do Granito Caçapava, Caçapava do sul: implicações geológicas locais e regionais. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3. Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. v.2, p.197-221.
- SILVA Fº, B.C.; SOLIANI Jr., E. Origem e Evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronológica. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 3. Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: SBG, 1987. v.1, p.127-146.
- SILVA Fº, W.F. da; ALMEIDA, T.I.R. da; SAYEG, H.A.S.; FAMBRINI, G.L.; SAES, G.S.; MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. A análise por principais componentes de imagens TM-Landsat em mapeamento geológico: um estudo de caso na porção centro-sudeste da Bacia do Camaquã, Eopaleozóico do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39, Salvador, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos...* Salvador: SBG, 1996. v. 5, p. 97-99.
- SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F. 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, 1995. p. 79-81.
- SILVA, L.C. da; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R.; GRESSE, P.; SCHEEPERS, R. U/Pb (SHRIMP) Isotopic Constrains for the Evolution of Southern Brazilian Granite Province, and Some Correlate South African, Pan African Plutons. *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM OF GRANITE AND ASSOCIATED MINERALIZATION*, 2, Salvador, 1997. *Extened Abstracts and Program...* Salvador: SGH, 1997a. p. 276-277.
- SILVA, L.C. da; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R. U-Pb (SHRIMP) geochronology in the Camboriu Complex and other gneisses from the basement of the Neoproterozoic southern Brazilian Granitic province, Brazil... *In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATION MINERALIZATIONS*, 2, Salvador, 1997. *Extened Abstracts and Program...* Salvador: SGH, 1997b. p. 278-279.
- SILVA, L.C. da; SCHEEPERS, R.; CHEMALE Jr., F.; GREESE, P.; WALRAVEN, F. 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, 1994. v. 1, p.627-629.
- SOLIANI Jr., E. *Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-Rio-Grandense e Suas Implicações de Ordem Tectônica*. São Paulo, 1986. Tese (Doutorado) - em Geociências, Universidade de São Paulo. 425 p.
- SOLIANI, Jr., E.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; TEIXEIRA, W.; KAWASHITA, K. Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*,



- 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p.2435-2449.
- SOMMER, C.A. O vulcanismo alcalino na porção sul do Platô Taquarembó, Dom Pedrito, RS. Porto Alegre, 1994. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SUMÁRIO MINERAL. Brasília: DNPM, 1996. v. 16, 103 p.
- SZUBERT, E.C.; PRESOTTO, C.A. Geologia e Reservas dos Calcários Metamórficos do Rio Grande do Sul. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, Porto Alegre, 1974a. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974. v. 6, p.103-114.
- SZUBERT, E.C.; PRESOTTO, C.A. *Inventário do Calcário no Rio Grande do Sul*: relatório final da solicitação nº 4. Porto Alegre: CPRM/SUDESUL, 1974b. 2 v. (Inédito).
- SZUBERT, E.C.; KIRCHNER, C.A.; GRAZIA, C.A. *Projeto Levantamento Geoquímico Regional do Escudo Sul-Rio-Grandense*: 1ª fase; relatório final. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1976. 2v. (Inédito).
- SZUBERT, E.C.; KIRCHNER, C.A.; GRAZIA, C.A.; ANDRIOTTI, J.L.S.; SHINTAKU, I. *Projeto Cobre nos Corpos Básico-Ultrabásicos e Efusivos do Rio Grande do Sul*: relatório final da 2ª fase. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1977. 2v. (Inédito)
- TEIXEIRA, E.; LEINZ, V. *Ouro no Bloco do Butiá (Rio Grande do Sul)*. Rio de Janeiro: DNPM, 1942. p. 1-81. (Boletim nº 50)
- TEIXEIRA, M.B.; COURA NETO, A.B.; PASTORE, U.; RANGEL Fº, A.L.R. Vegetação: as regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos, estudo fitogeográfico. *In: Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. p. 541-632. (Levantamentos de Recursos Naturais, 33).
- TESSARI, R.I.; PICADA, R.S. *Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul - Rio Grande do Sul - Brasil*. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, 1966. 147 p. (Boletim 124).
- TOMAZELLI, L.; SOLIANI Jr., E. Evidências de Atividade Glacial no Paleozóico Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG, 1982. v. 4, p. 1378-1391.
- TOMMASI, A. *Evolução Cinemática do Cinturão Dom Feliciano Durante o Ciclo Brasileiro*. Porto Alegre, 1991. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 207 p.
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L.A.D. Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana: um novo modelo. *In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA*, 1, Montevideo, 1990. *Resúmenes Ampliados...* Montevideo, 1990. v.1, p.107-113.
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C.; VAUCHEZ, A. Evolução Cinemática das Porções Internas do Cinturão Dom Feliciano na Região de Piratini, RS. *Pesquisas*, v. 19, n.2, p.143-154, 1992.
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L. A .D.; PINHEIRO-MACHADO, R.; KRAEMER, G.; KOESTER, E. Incorporação de Lascas do Manto à Crosta Continental nas Porções Externas do Cinturão Dom Feliciano: evidências de uma zona de cisalhamento de escala litosférica. *Pesquisas*, v.21, n.2, p. 79-84, 1994a.
- 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*, v.13, p.421-437, 1994b.
- UFRGS. *Mapeamento geológico da Folha Cerro Formoso*. Porto Alegre, 1966. (Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Folha Lavras do Sul - RS*. Porto Alegre, 1980. (Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Cerro da Árvore*. Porto Alegre, 1989. (Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Santana da Boa Vista*. Porto Alegre, 1990. (Trabalho de Graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Lavras do Sul e Coxilha do Tabuleiro*. Porto Alegre, 1991. (Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Encruzilhada do Sul - Delfino*. Porto Alegre, 1992. (Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul ) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Figueiras - Vau dos Prestes*. Porto Alegre, 1993. (Trabalho de graduação do Curso de

- Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul ) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Passo das Canas - Capané*. Porto Alegre, 1994. (Trabalho de graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UFRGS. *Projeto Lagoa da Meia Lua. Mapeamento geológico da Folha Lagoa da Meia Lua, RS*. Porto Alegre, 1997. (Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul) (Inédito).
- UNISINOS. *Mapeamento geológico das cabeceiras do Arroio Capané, Cachoeira do Sul - RS*. São Leopoldo, 1977. (Trabalho de conclusão do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS) (Inédito).
- UNISINOS. *Projeto Santana da Boa Vista - Norte*. Escala 1:50.000. São Leopoldo, 1988. (Trabalho de conclusão do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS) (Inédito).
- UNISINOS. *Projeto Rodeio Sudeste*. Escala 1:50.000. São Leopoldo, 1989. (Trabalho de conclusão do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos – UNISINOS - Convênio CPRM/UNISINOS) (Inédito).
- VASQUEZ, M. L. 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, 1995. p.67-69.
- VASQUEZ, M. L. *Evolução petrogenética dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul - RS*. Porto Alegre, 1997. Dissertação ( Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 195 p.
- VEIGEL, R.; DARDENNE, M.D. Paragênese e Sucessão Mineral nas Diferentes Etapas da Evolução da Mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v.20, n.1-4, p.55-67, 1990.
- VILLWOCK, J. A.; LOSS, E. L. Um Novo Tipo de Complexo Básico-ultrabásico na Faixa Serpentinítica do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Escola de Geologia, UFRGS*, v.2, n.1, p.15-22, 1970.
- WHEELER, J.; BUTLER, R. W. H. Criteria for indentifying structures related to the crustal extension in orogens. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1023-1024, 1994.
- WILDNER, W. *Caracterização Geológica e Geoquímica das Seqüências Ultramáfica e Vulcano-sedimentares da Região de Bossoroca - RS*. Porto Alegre, 1990. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 170 p.
- WILDNER, W.; LIMA, E.F. Vulcano-clásticas Bossoroca e Pillow Lavas do Arroio Mudador: Um evento vulcânico único? *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário de Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú: SBG, 1994. v.3, p.117-118.
- WILDNER, W.; SANDER, A.; LOPES, R. da C. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul, Formação Acampamento Velho. *Pesquisas*, v. 21, n. 1 p. 47-57, 1994.
- WILDNER, W.; LIMA, E.F. de; CAMOZZATO, E.; LOPES, R. da C. Vulcanismo neoproterozóico-cambriano no Rio Grande do Sul: estratigrafia e aspectos texturais. *A Terra em Revista*, v. 3, n. 3, p. 19-27, 1997.

# Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

## Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro <sup>9</sup>	SB.24-Y	Jaguaripe SW <sup>8</sup>	SD.24-Y-B	Ilhéus <sup>1</sup>
NA.20	Boa Vista <sup>8</sup>	SB.24.Z	Jaguaripe SE <sup>8</sup>	SE.22-V-A	Guiratinga <sup>1</sup>
NA.20-Y	Serra do Imeri <sup>1</sup>	SC.20	Porto Velho <sup>8</sup>	SE.23-Z-B-IV	Serro <sup>1</sup>
NA.20-Z	Caracará <sup>9</sup>	SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio <sup>1</sup>	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro <sup>1</sup>
SA.20-V	Rio Cuiuni <sup>1</sup>	SC.24-X	Aracaju NE <sup>8</sup>	SE.23-Z-D-IV	Itabira <sup>1</sup>
SA.22-X-D	Belém <sup>4</sup>	SC.24.V	Aracaju NW <sup>8</sup>	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW <sup>8</sup>
SA.23-V/Y	São Luis SW/NW <sup>8</sup>	SC.24-Z	Aracaju SE <sup>8</sup>	SG.22-X-B	Itararé <sup>1</sup>
SA.23-Z	São Luis SE <sup>8</sup>	SC.24.Y	Aracaju SW <sup>8</sup>	SH.22	Porto Alegre <sup>8</sup>
SA.23-V-C	Castanhal <sup>4</sup>	SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas <sup>1</sup>	SH.22-X-B-IV	Criciúma <sup>1</sup>
SB.22-X-B	Rondon do Pará <sup>4</sup>	SD.22-Z-A	Itapaci <sup>1</sup>	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul <sup>1</sup>
SB.22-Z-C	Xinguara <sup>4</sup>	SD.22-Z-B	Uruaçu <sup>1</sup>		

## Folhas Impressas

	Borda Oeste	SC.20-V-B-V	Porto Velho <sup>1</sup>	SD.23-Z-D-IV	Janaúba <sup>3</sup>
NA.20-X-C-III	Paredão <sup>1</sup>	SC.20-V-C-V	Abunã <sup>1</sup>	SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas <sup>3</sup>
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani <sup>1</sup>	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná <sup>1</sup>	SD.24-V-A-I	Seabra <sup>1</sup>
NB.20-Z-B-V	Monte Roraima <sup>1</sup>	SC.20-V-D-I	Catapananá <sup>1</sup>	SD.24-V-A-II	Utinga <sup>1</sup>
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburai <sup>1</sup>	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha <sup>1</sup>	SD.24-V-A-V	Lençóis <sup>1</sup>
NB.20-Z-D-II	Rio Quino <sup>1</sup>	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo <sup>1</sup>	SD.24-V-C	Livramento do Brumado
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo <sup>1</sup>	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia <sup>4</sup>	SD.24-V-C-II	Mucugê <sup>1</sup>
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira <sup>1</sup>	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto <sup>1</sup>	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista <sup>2</sup>
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim <sup>1</sup>	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes <sup>1</sup>	SD.24-Y-B-V	Ibicaraí <sup>1</sup>
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação	SC.23-Z-A/Y-B	Curimatá/Corrente <sup>1</sup>	SD.24-Y-B-VI	Itabuna <sup>1</sup>
NB.21-Y-C-I	Sem denominação	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica <sup>1</sup>	SE.21-Y-D	Corumbá <sup>1</sup>
SA.20-V	Rio Cuiuni <sup>1</sup>	SC.24-V-A	Paulistana <sup>1</sup>	SE.22-V-B	Iporá <sup>2</sup>
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim <sup>4</sup>	SC.24-V-A-II	Paulistana <sup>1</sup>	SE.22-V-B	Iporá <sup>1</sup> (1999)
SA.22-Y-D	Altamira <sup>4</sup>	SC.24-V-A-III	Santa Filomena <sup>1</sup>	SE.22-X-A	São Luís de Montes Belos <sup>2</sup>
SA.23-V-D	Turiação <sup>4</sup>	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito <sup>1</sup>	SE.22-X-A-III	Itaberai <sup>1</sup>
SA.23-X-C	Cururupu <sup>4</sup>	SC.24-V-A-V	Afrânio <sup>1</sup>	SE.22-X-A-VI	Nazário <sup>1</sup>
SA.23-Y-B	Pinheiro <sup>4</sup>	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo <sup>1</sup>	SE.22-X-B	Goianã <sup>2</sup>
SA.23-Z-A	São Luis <sup>4</sup>	SC.24-V-B-IV	Cristália <sup>1</sup>	SE.22-X-B	Goianã <sup>8</sup> (1999)
SA.23-Y-D	Santa Inês <sup>4</sup>	SC.24-V-C	Petrolina <sup>1</sup>	SE.22-X-B-I	Nerópolis <sup>1</sup>
SB.22-X-C	Serra Pelada <sup>4</sup>	SC.24-V-C-III	Petrolina <sup>1</sup>	SE.22-X-B-II	Anápolis <sup>1</sup>
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu <sup>4</sup>	SC.24-V-D	Uauá <sup>2</sup>	SE.22-X-B-IV	Goianã <sup>1</sup>
SB.20-Z-B-VI	Mutum <sup>1</sup>	SC.24-V-D-I	Itamotinga <sup>1</sup>	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões <sup>1</sup>
SB.22-X-D	Marabá <sup>4</sup>	SC.24-X-C-V	Santa Brigida <sup>1</sup>	SE.22-X-B-VI	Caraiíba <sup>1</sup>
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás <sup>4</sup>	SC.24-X-C-VI	Piranhas <sup>1</sup>	SE.22-X-D	Morrinhos <sup>2</sup>
SB.22-Z-B	Xambioá <sup>4</sup>	SC.24-X-D-V	Arapiraca <sup>1</sup>	SE.23-V-B	São Romão <sup>2</sup>
SB.22-Z-C	Xinguara <sup>4</sup>	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim <sup>2</sup>	SE.23-Z-B	Guanhães <sup>2</sup>
SB.22-Z-D	Araguaína <sup>4</sup>	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha <sup>3</sup>	SE.23-Z-C	Belo Horizonte <sup>2</sup>
SB.23-V-B	Vitorino Freire <sup>4</sup>	SC.24-Y-C	Jacobina <sup>2</sup>	SE.23-Z-D	Ipatinga <sup>2</sup>
SB.23-V-C	Imperatriz <sup>4</sup>	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu <sup>1</sup>	SE.24-V-A	Almenara <sup>2</sup>
SB.23-V-D	Serra do Corda <sup>4</sup>	SC.24-Y-D	Serrinha <sup>1</sup> (rev.)	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu <sup>1</sup>
SB.23-X-A	Bacabal <sup>4</sup>	SC.24-Y-D-II	Gavião <sup>1</sup>	SE.24-Y-C-VI	Colatina <sup>1</sup>
SB.23-X-B	Caxias <sup>1</sup>	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo <sup>1</sup>	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia <sup>1</sup>
SB.23-X-C	Presidente Dutra <sup>4</sup>	SC.24-Y-D-V	Pintadas <sup>1</sup>	SF.21-V-D	Porto Murinho <sup>1</sup>
SB.24-V-C-III	Crateús <sup>1</sup>	SC.24-Y-D-VI	Serrinha <sup>1</sup>	SF.21.X.A	Aquidauana <sup>1</sup>
SB.24-V-D-V	Mombaça <sup>1</sup>	SC.24-Y-D-VI	Serrinha <sup>1</sup>	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí <sup>1</sup>
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró <sup>2</sup>	SC.24-Z-A-II	Jeremoabo <sup>1</sup>	SF.23-X-B-I	Mariana <sup>1</sup>
SB.24-Y-B	Iguatu <sup>1</sup>	SC.24-Z-A-III	Carira <sup>1</sup>	SF.23-X-B-II	Ponte Nova <sup>1</sup>
SB.24-Y-B-II	Catarina <sup>1</sup>	SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão <sup>1</sup>	SF.23-X-B-III	Rio Espera <sup>1</sup>
SB.24-Y-C-V	Patos <sup>1</sup> (PI)	SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda <sup>1</sup>	SF.23-X-C-III	Barbacena <sup>1</sup>
SB.24-Y-C-VI	Simões <sup>1</sup>	SD.21-Z-A	Rosário do Oeste <sup>2</sup>	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte <sup>1</sup>
SB.24-Z-B	Caico <sup>1</sup>	SD.21-Z-C	Cuiabá <sup>2</sup>	SF.23-X-D-I	Rio Pomba <sup>1</sup>
SB.24-Z-B-II	Currais Novos <sup>3</sup>	SD.22-X-D	Porangatu <sup>2</sup>	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora <sup>1</sup>
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó <sup>3</sup>	SD.22-Z-B	Uruaçu <sup>2</sup>	SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio <sup>1</sup>
SB.24-Z-C	Serra Talhada <sup>1</sup>	SD.22-Z-C	Ceres <sup>2</sup>	SF.24-V-A-III	Domingos Martins <sup>1</sup>
SB.24-Z-C	Serra Talhada <sup>1</sup> (1999)	SD.22-Z-C-VI	Itaguara <sup>1</sup>	SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim <sup>1</sup>
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira <sup>1</sup>	SD.22-Z-D	Goianésia <sup>2</sup>	SF.24-V-A-VI	Piúma <sup>1</sup>
SB.24-Z-D-I	Patos <sup>1</sup> (PB)	SD.22-Z-D-IV	Jaraguá <sup>1</sup>	SG.22-Z-B	Joinville <sup>2</sup>
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho <sup>1</sup>	SD.22-Z-D-V	Pirenópolis <sup>1</sup>	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá <sup>1</sup>
SB.24-Z-D-IV	Monteiro <sup>1</sup>	SD.23-X-B	Ibotirama <sup>2</sup>	SG.22-Z-D-II-1	Brusque <sup>1</sup>
SB.24-Z-D-V	Sumé <sup>1</sup>	SD.23-X-C-V	Coribe <sup>1</sup>	SG.22-Z-D-V	Florianópolis <sup>1</sup>
SB.25-V-C	Natal <sup>2</sup>	SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa <sup>2</sup>	SG.22-Z-D-VI	Lagoa <sup>1</sup>
SB.25-V-C-IV	João Câmara <sup>1</sup>	SD.23-Y-C	Brasília <sup>2</sup>	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.25-Y-C-V	Limoeiro <sup>1</sup>	SD.23-Y-D	Buritit <sup>2</sup>	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul <sup>2</sup>
		SD.23-Z-D-II	Monte Azul <sup>3</sup>	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho <sup>1</sup>
				SH.22-Y-B	Porto Alegre <sup>1</sup>

## Folhas em Editoração

NA.20-X	Roraima Central <sup>9</sup>	SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte <sup>1</sup>	SF.21	Campo Grande <sup>8</sup>
SA.24-Y-D-V	Irauçuba <sup>3</sup>	SC.24-X-A	Belém de São Francisco <sup>1</sup>	SG.22-X-D-I	Curitiba
SB.23-V-A	Açailândia <sup>4</sup>	SD.22-Z-C-V	Sanclerlândia <sup>1</sup>	SH.22.Y.C	Pedro Osório <sup>1</sup>
SC.22-X-A	Redenção <sup>4</sup>	SD.24-V-A	Seabra <sup>2</sup>	SH.22-Y-C-II	Piratini <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; <sup>2</sup> Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; <sup>3</sup> Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; <sup>4</sup> Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; <sup>5</sup> Levantamento geológico visando ao meio ambiente; <sup>6</sup> Levantamentos aerogeofísicos; <sup>7</sup> Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; <sup>8</sup> Integração geológica/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; <sup>9</sup> Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

## Folhas Concluídas

### Disponíveis para consulta

NA.20-X-B	Uraricoera <sup>2</sup>	SC.24-V-B	Salgueiro <sup>2</sup>	SE.24-Y-C	Colatina <sup>2</sup>
NA.21-V-A	Conceição do Mau <sup>2</sup>	SC.24-X-A	Floresta <sup>2</sup>	SF.21-V-B	Baía Negra <sup>2</sup>
NA.20-X-D	Boa Vista <sup>2</sup>	SC.24-X-B	Garanhuns <sup>2</sup>	SF.21-X-A	Miranda <sup>2</sup>
NA.20-Z-B	Caracará <sup>2</sup>	SC.24-X-C	Paulo Afonso <sup>2</sup>	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho <sup>7</sup>
NB.20-Z-B e		SC.24-X-D	Santana do Ipanema <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém <sup>7</sup>
NB.21-Z-A	Monte Roraima <sup>2</sup>	SC.24-Y-A	Mirangaba <sup>2</sup>	SF.23-V-A-III.2	Mangagua <sup>7</sup>
NB.20-Z-D	Vila Surumu <sup>2</sup>	SC.24-Z-A	Jeremoabo <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-V.4	Campinas <sup>7</sup>
NB.21-Y-C	Rio Mau <sup>2</sup>	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância <sup>2</sup>	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos <sup>7</sup>
NA.21-Z-B	Rio Citaré <sup>2</sup>	SC.24-Z-C	Tobias Barreto <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba <sup>7</sup>
NA.22-V-B	Rio Oiapoque <sup>2</sup>	SC.25-V-A	Recife <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva <sup>7</sup>
NB.22-Y-D	Cabo Orange <sup>2</sup>	SC.25-V-C	Maceió <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.1	Jundiá <sup>7</sup>
NA.22-V-D	Lourenço <sup>2</sup>	SD.20-V-B	Príncipe da Beira <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia <sup>7</sup>
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque <sup>2</sup>	SD.20-X-A	Pedras Negras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba <sup>7</sup>
NA.22-Y-B	Rio Araguaari <sup>2</sup>	SD.20-X-B	Vilhena <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos <sup>7</sup>
NA.22-Y-D	Macapá <sup>2</sup>	SD.20-X-C	Ilha do Sossego <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.2	São Roque <sup>7</sup>
SA.21-X-B	Rio Maicuru <sup>2</sup>	SD.20-X-D	Pimenteiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba <sup>7</sup>
SA.24-Y-A	Parnaíba <sup>2</sup>	SD.21-Y-C	Mato Grosso <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.1	Itapeçerica da Serra <sup>7</sup>
SA.24-Y-B	Acarau <sup>2</sup>	SD.21-Y-D	Barra do Bugres <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo <sup>7</sup>
SA.24-Y-C	Granja <sup>2</sup>	SD.22-X-A	Araguaçu <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu <sup>7</sup>
SA.24-Y-D	Sobral <sup>2</sup>	SD.22-X-B	Alvorada <sup>2</sup>	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande <sup>7</sup>
SA.24-Z-C	Fortaleza <sup>2</sup>	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.1	Piracaia <sup>7</sup>
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas <sup>2</sup>	SD.22-Y-D	Barra do Garças <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá <sup>7</sup>
SB.22-X-D	Marabá <sup>2</sup>	SD.22-Z-A	Mozarlândia <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.3	Itaquacetuba <sup>7</sup>
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas <sup>2</sup>	SD.23-V-A	Arraias <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel <sup>7</sup>
SB.24-V-A	Piripiri <sup>2</sup>	SD.23-V-C	Campos Belos <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-II.3	Jacarei <sup>7</sup>
SB.24-V-B	Quixadá <sup>2</sup>	SD.23-X-A	Barreiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) <sup>7</sup>
SB.24-V-C	Crateús <sup>2</sup>	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes <sup>7</sup>
SB.24-V-D	Quixeramobim <sup>2</sup>	SD.23-Y-A	São João d'Aliança <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.3	Santos <sup>7</sup>
SB.24-X-A	Aracati <sup>2</sup>	SD.23-Z-A	Manga <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga <sup>7</sup>
SB.24-X-C	Morada Nova <sup>2</sup>	SD.23-Z-B	Guanambi <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis <sup>7</sup>
SB.24-Y-A	Valença do Piauí <sup>2</sup>	SD.24-V-A	Seabra <sup>2</sup>	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio <sup>7</sup>
SB.24-Y-B	Iguatu <sup>2</sup>	SD.24-V-B	Itaberaba <sup>2</sup>	SF.23-V-A	Franca <sup>2</sup>
SB.24-Y-C	Picos <sup>2</sup>	SD.24-V-D	Jequié <sup>2</sup>	SF.23-V-B	Furnas <sup>2</sup>
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte <sup>2</sup>	SD.24-X-C	Jaguaribe <sup>2</sup>	SF.23-V-C	Ribeirão Preto <sup>2</sup>
SB.24-Z-A	Souza <sup>2</sup>	SD.24-X-A	Salvador <sup>2</sup>	SF.23-V-D	Varginha <sup>2</sup>
SB.24-Z-B	Caicó <sup>2</sup>	SD.24-Y-B	Ilhéus <sup>2</sup>	SF.23-X-A	Divinópolis <sup>2</sup>
SB.24-Z-D	Patos <sup>2</sup>	SD.24-Z-A	Itacaré <sup>2</sup>	SF.23-X-B	Ponte Nova <sup>2</sup>
SB.25-Y-A	Cabedelo <sup>2</sup>	SD.24-Y-C	Rio Pardo <sup>2</sup>	SF.23-X-C	Barbacena <sup>2</sup>
SB.25-Y-C	João Pessoa <sup>2</sup>	SD.24-Y-D	Itapetinga <sup>2</sup>	SF.23-X-D	Juiz de Fora <sup>2</sup>
SC.20-V-C	Abunã <sup>2</sup>	SD.24-Z-C	Canavieiras <sup>2</sup>	SF.23-Y-A	Campinas <sup>2</sup>
SC.20-V-D	Ariquemes <sup>2</sup>	SE.21-V—D-V	Morraria do Insua <sup>1</sup>	SF.23-Y-B	Guaratinguetá <sup>2</sup>
SC.20-Y-B	Alto Jamari <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré <sup>1</sup>	SF.23-Y-C	São Paulo <sup>2</sup>
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes <sup>2</sup>	SE.21-Y-B-III	Amolar <sup>1</sup>	SF.23-Y-D	Santos <sup>2</sup>
SC.20-Z-A	Rondonia <sup>2</sup>	SE.23-V-A	Unai <sup>2</sup>	SG.22-X-A	Telêmaco Borba <sup>2</sup>
SC.20-Z-B	Rio Branco <sup>2</sup>	SE.23-V-C	Paracatu <sup>2</sup>	SG.22-X-B	Itararé <sup>2</sup>
SC.20-Z-C	Presidente Médici <sup>2</sup>	SE.23-V-D	João Pinheiro <sup>2</sup>	SG.22-X-C	Ponta Grossa <sup>2</sup>
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno <sup>2</sup>	SE.23-X-A	Montes Claros <sup>2</sup>	SG.22-X-D	Curitiba <sup>2</sup>
SC.21-Z-B	Vila Guarita <sup>2</sup>	SE.23-X-B	Araçuaí <sup>2</sup>	SG.23-V-C	Cananéia <sup>2</sup>
SC.22-X-D	Miracema do Norte <sup>2</sup>	SE.23-X-C	Pirapora <sup>2</sup>	SG.23-V-A	Iguaape <sup>2</sup>
SC.22-Z-B	Porto Nacional <sup>2</sup>	SE.23-X-D	Capelinha <sup>2</sup>	SG.22-Z-D	Florianópolis <sup>2</sup>
SC.22-Z-D	Gurupi <sup>2</sup>	SE.23-Y-A	Patos de Minas <sup>2</sup>	SH.21-Z-D	Bagé <sup>2</sup>
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato <sup>2</sup>	SE.23-Y-B	Três Marias <sup>2</sup>	SH.21-Z-B	São Gabriel <sup>2</sup>
SC.23-Y-C	Natividade <sup>2</sup>	SE.23-Y-C	Uberaba <sup>2</sup>	SH.22-X-B	Criciúma <sup>2</sup>
SC.23-Z-B	Xique-Xique <sup>2</sup>	SE.23-Y-D	Bom Despacho <sup>2</sup>	SH.22-Y-D	Pelotas <sup>2</sup>
SC.23-Z-D	Barra <sup>2</sup>	SE.22-Z-A	Curvelo <sup>2</sup>	SH.22-Z-C	Mostarda <sup>2</sup>
SC.24-V-A	Paulistana <sup>2</sup>	SE.24-V-C	Teófilo Otoni <sup>2</sup>	SI.22-V-A	Jaguarão <sup>2</sup>
		SE.24-Y-A	Governador Valadares <sup>2</sup>		

### Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (\*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (\*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (\*\*)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

**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

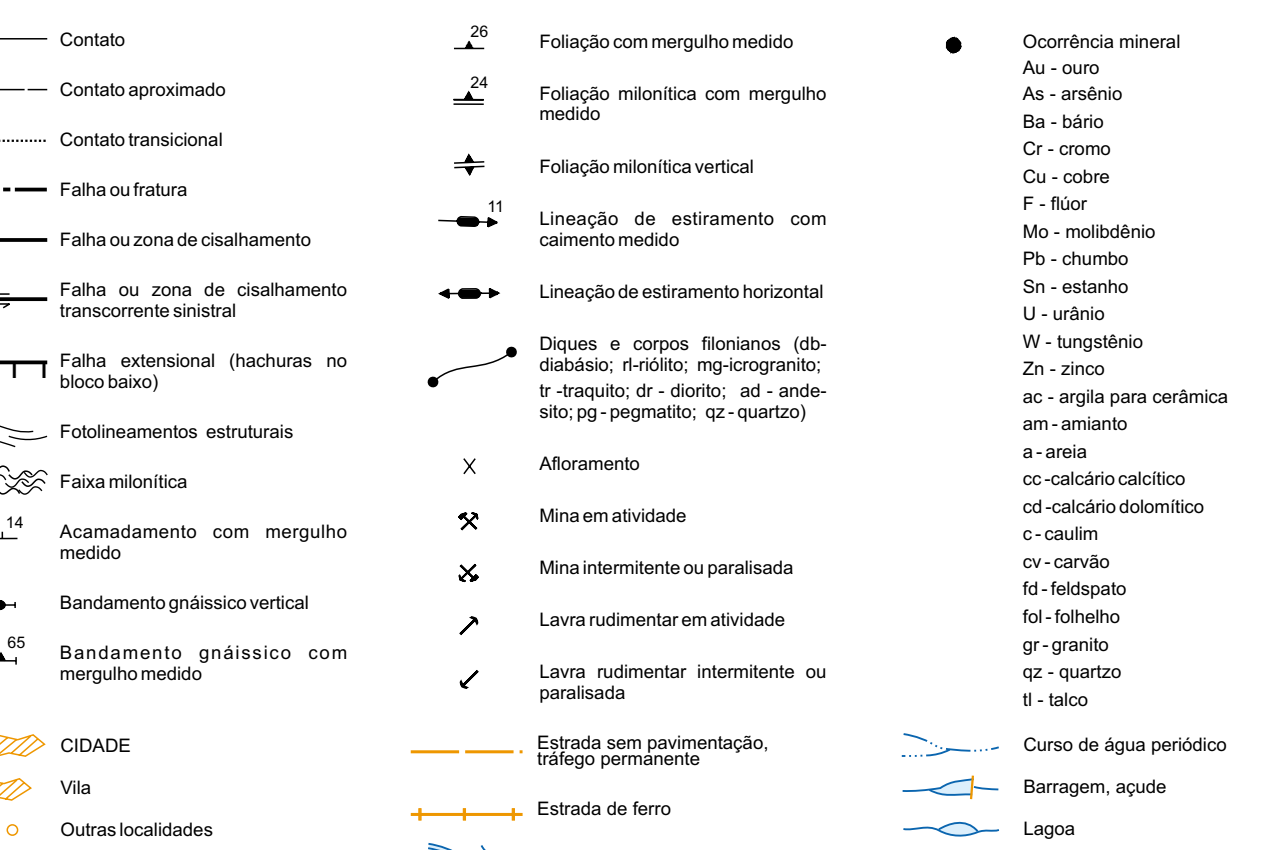
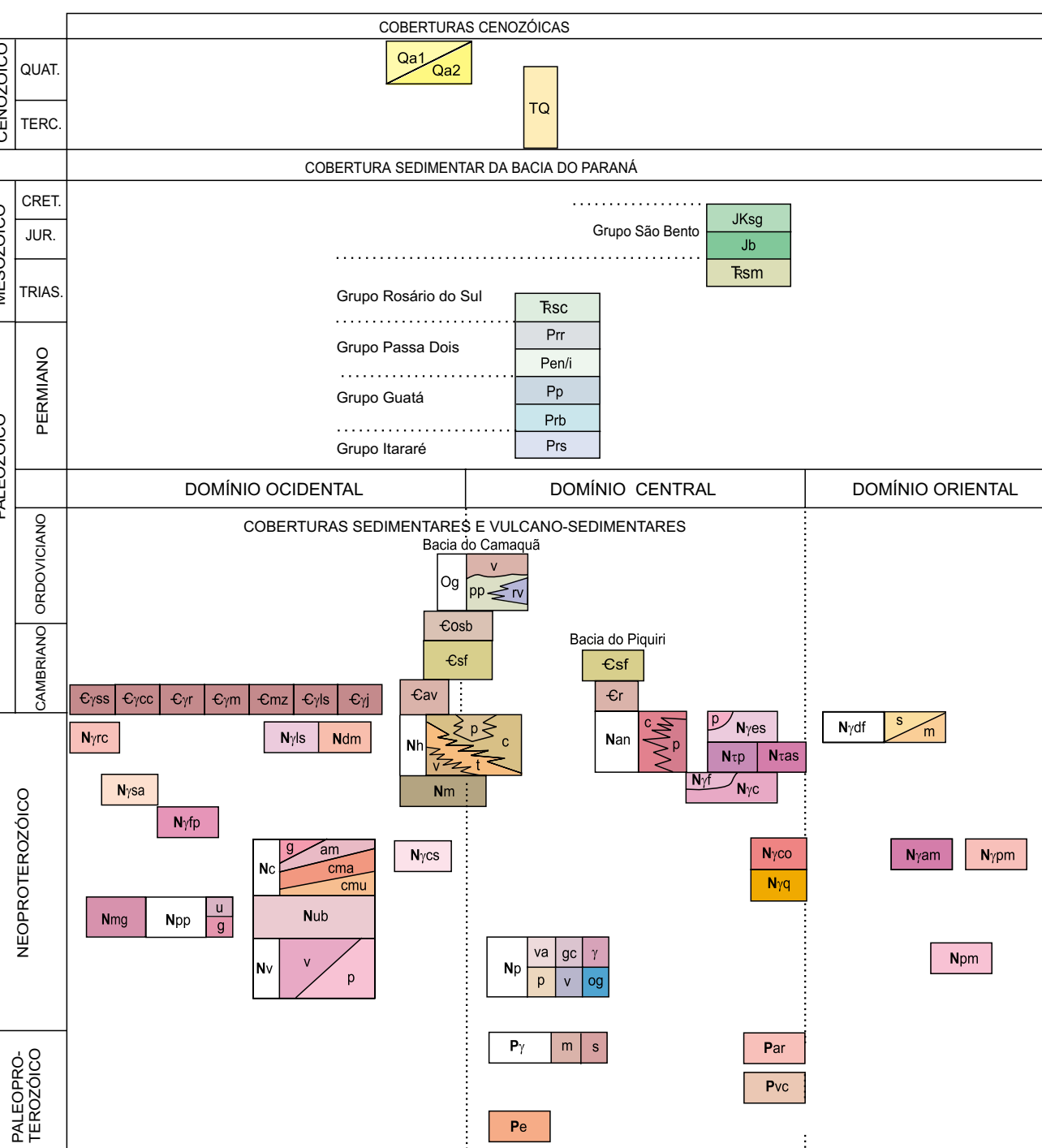
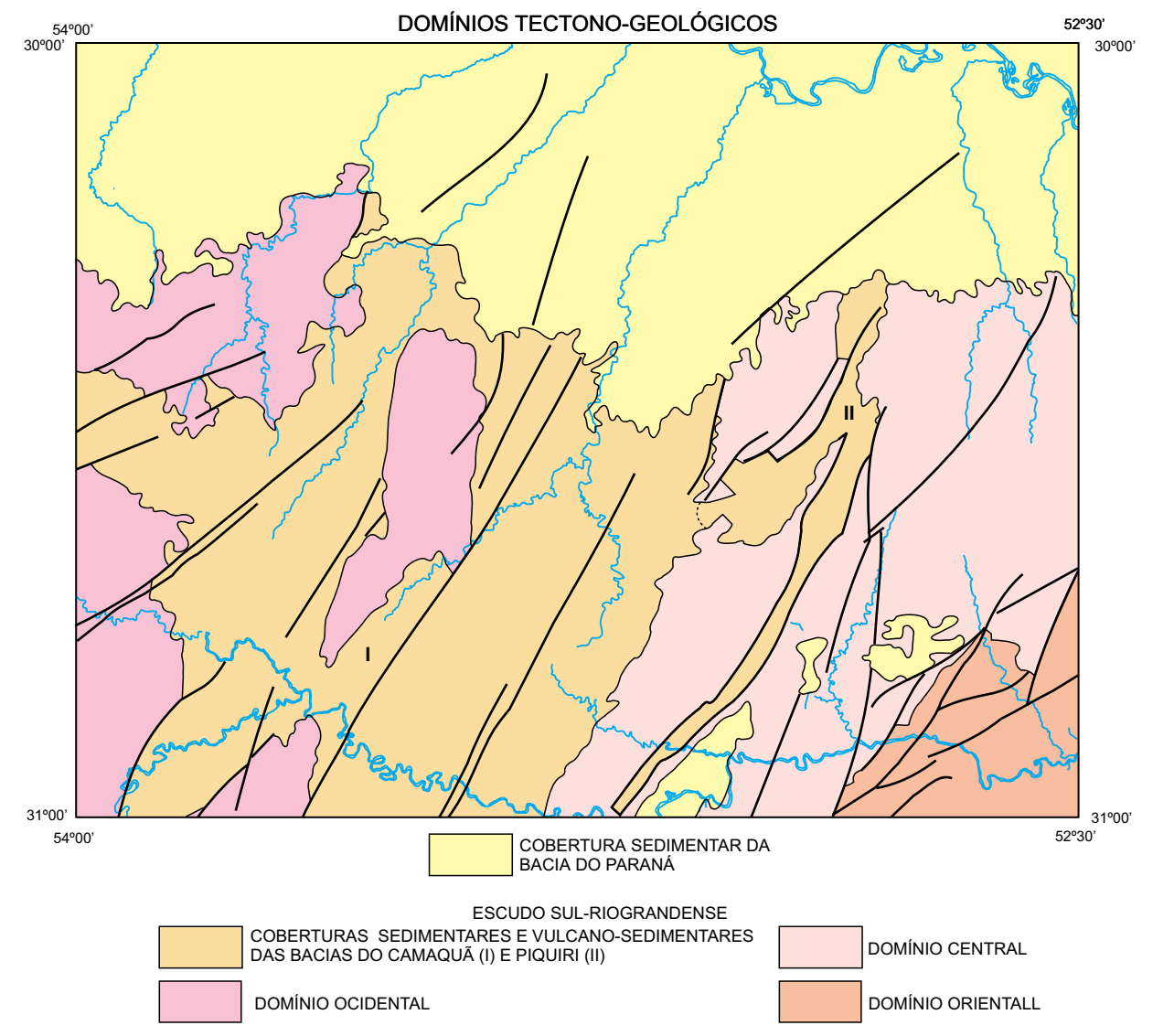
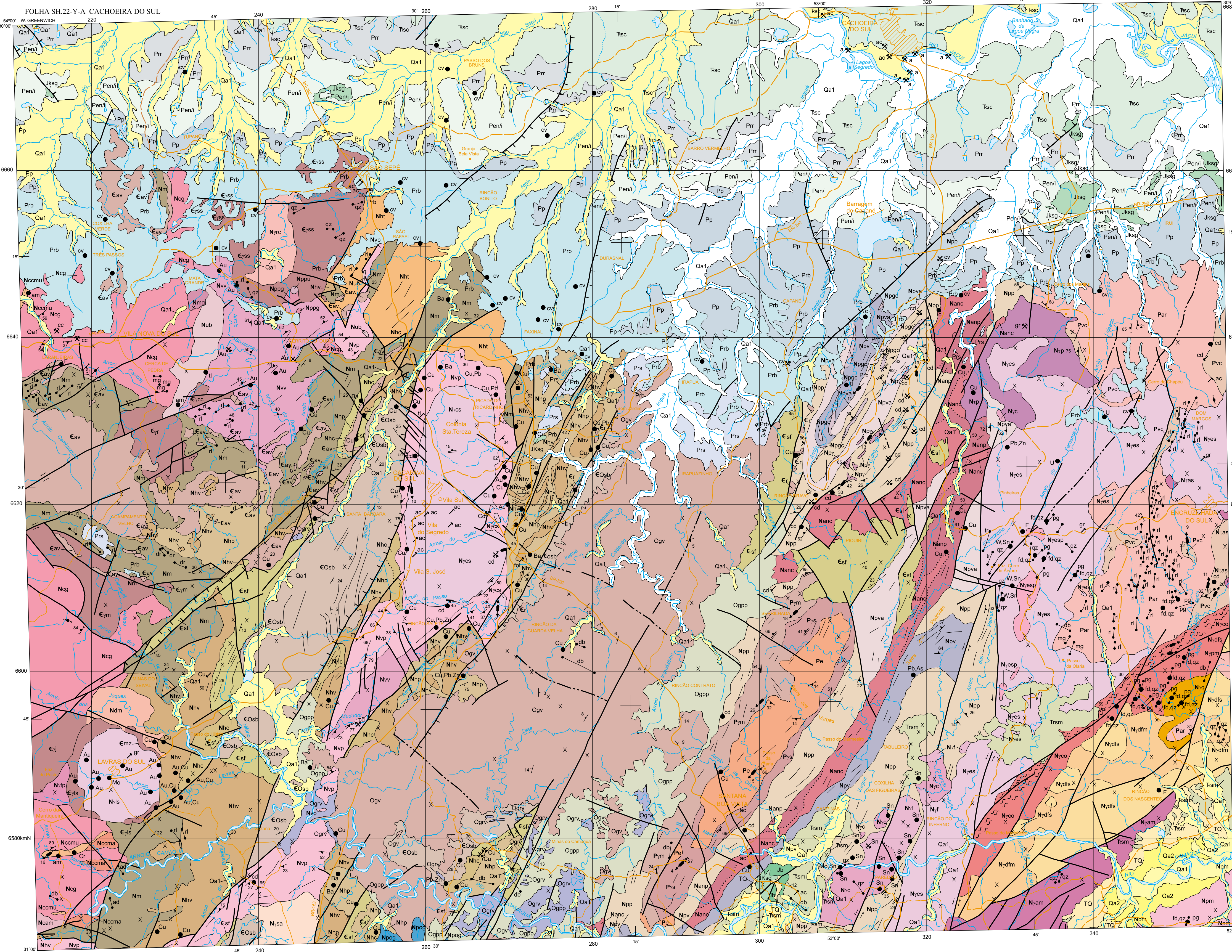
SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<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

# ANEXOS

---





**COBERTURAS CENOZOICAS**

**Qa1** Depósitos aluvionares atuais (1) e subatuais (2); areias e cascalhos inatuaes, mal classificadas, ao longo das calhas dos cursos d'água; areias finas, siltes e argilas orgânicas nas planícies aluviais.

**TQ** Depósitos continentais de encosta e leques aluviais; arenitos arcóseos, arenitos conglomeráticos e conglomerados facilmente consolidados, com cores amareladas, acinzentadas e avermelhadas nas faces laterais; conglomerado de blocos de basalto, com cimento carbonático, oriundos de derrames basálticos da Formação Serra Geral.

**Grupo São Bento**

**Jksg** Formação Serra Geral: derrames de basalto e sósias e diques de diabásio (db) relacionados ao magnetismo da Bacia do Paraná.

**Jb** Formação Botucatu: arenitos de cor rosa-clara, fins a médios, com estratificação cruzada acanalada de grande porte.

**Grupo Rosário do Sul**

**Tsm** Formação Santa Maria: arenitos muito finos a silicos, sigmoidais, sobrepostos por arenitos finos, quartzitos; no topo, pelitos vermelhos, maciços ou lenamente laminais. Fossas do grupo dos riossoeiros.

**Tsc** Formações Estrada Nova e Irati: argilitos, folhentos e siltos cinza a cinza-escuros ou preto, com lentes arenosas calcíferas, laminação ondulada, flaser e greitas de contração (Formação Estrada Nova). Argilitos e folhentos cinza-escuros a preto, probetamente no topo, intercalando lentes de margas (Formação Irati).

**Grupo Quatã**

**Pp** Formação Rio Bonito: siltos cinzeos a folhentos escuros, carbonosos, com lentes e camadas de carvão. Associação de arenitos cinza-escuros, fins a grossos, localmente conglomeráticos. Estratificações plano-paralela e cruzada acanalada.

**Grupo Itararé**

**Prs** Formação Rio do Sul: folhentos e argilitos cinza-escuros, váruicos, ritmicos, arenitos fins e diamicticos, apresentando acamamento gradacional, laminações convoluta, plano-paralela, cruzada, marcas onduladas, flaser e greitas-in-croce.

**BACIAS DO CAMAQUÁ E PIQUIRI**

**Og** Formação Guaritas (Og): Facies Varzinha (v): conglomerado polimítico na base, com seixos dominadamente de granitos e gnaisses, subordinadamente de quartzo, quartzo, ardósio e siltos; arenitos avermelhados, bem selecionados, com estratificação cruzada acanalada de grande porte; arenitos médios, conglomeráticos, avermelhados com estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte; pelitos vermelhos, cinza a cinza-escuros, com intercalação de camadas lenticulares e tabulares de arenitos fins com estratificação tangencial. Facies Pedra Pintada (p): arenitos conglomeráticos com seixos de granitos, gnaisses, quartzo e quartzo arenitos médios, avermelhados, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. Arenitos fins a médios com estratificação cruzada acanalada de grande porte ou laminação plano-paralela. Arenitos fins lenticulares, arenitos com laminação plano-paralela e com marcas onduladas acinzentadas no topo. Subordenadamente, arenitos muito fins e pelitos. Membro Rodas Velhas (rv): basaltos de cor cinza-escuro, geralmente muito amargalados ou vesiculados, com estruturas de lava em corda ou ac, localmente litarenitos como depósitos vulcanocônicos.

**Grupos Rosário do Sul**

**EOsb** Formação Santa Bárbara: pelitos e arenitos muito finos a médios, vermelhos a acinzentados, em camadas tabulares com laminação plano-paralela e climbing ripples; camadas lenticulares de arenitos estranqueados, médios a grossos; ardósios fins a médios a grossos conglomeráticos, ríseos e estranqueados, lenticulares, com estratificação tangencial de pequeno a médio porte e laminação plano-paralela; conglomerados polimíticos com seixos de granito, xisto, quartzo, arenito e vulcânicos ácidos e intermediários.

**Csf** Formação Santa Fé: conglomerados oligomíticos e polimíticos com predomínio de clastos de vulcânicos ácidos e granitos, em camadas lenticulares com acamamento gradacional normal; arenitos arenados arcóseos ríseos, fins a grossos, conglomeráticos ou silicos, em camadas lenticulares com estratificação cruzada tangencial, pelitos wavy e isenit.

**Cav** Formações Estrada Nova e Irati: argilitos, folhentos e siltos cinza a cinza-escuros ou preto, com lentes arenosas calcíferas, laminação ondulada, flaser e greitas de contração (Formação Estrada Nova). Argilitos e folhentos cinza-escuros a preto, probetamente no topo, intercalando lentes de margas (Formação Irati).

**Cr** Rótilos: de cor avermelhada, microporifíricos, constituindo corpos vulcânicos a sub-vulcânicos.

**Nan** Formação Arroio dos Nobres (Nan): Facies conglomerática (c): conglomerados polimíticos com clastos de xisto, quartzo, granitoides, quartzo e arenito; arenitos grossos a muito pelitos, conglomeráticos, em camadas lenticulares, com acamamento gradacional normal. Facies pelítica (p): pelitos e ardósios fins a muito fins, em camadas tabulares maciças ou com acamamento gradacional normal, laminação plano-paralela, climbing ripples e, eventualmente, intraclastos de pelito.

**Nh** Formação Hilário (Nh): Facies pelítica (p); pelitos e arenitos em camadas tabulares, maciças ou com acamamento gradacional normal e inverso, laminação plano-paralela e climbing ripples. Facies conglomerática (c): conglomerados com clastos de vulcânicos ácidos e granitoides; arenitos médios a grossos, conglomeráticos. Facies vulcânica (v): derrames de composição básica na base, associados a intrusões da mesma composição, associados por rochas vulcânicas intermediárias, rochas proclásticas, representadas por folios, lapilli-litos e brechas, interdigitadas com as vulcânicas da base ao topo. Área com predominância de talos (t), onde assinalado.

**Nm** Formação Maricá: arcóseos e ardósios filicos, secundariamente litarenitos feldspáticos e subarcóseos, muito fins a grossos, normalmente médios, subordinadamente conglomerados polimíticos, arcóseos conglomeráticos e pelitos castanhos. Camadas sigmoidais, lenticulares e tabulares, maciças ou com estratificação cruzada tangencial, festada, laminação plano-paralela, cruzada hummocky, climbing ripples e/ou acamamento gradacional normal.

**Grânitos Pós-Tectônicos - Sulte Intrusiva Salbro**

**Grão São Sepé (C-S)**: sienogranito equigranular grosso, fino nas bordas do corpo, com clastos microlíticos dispersos. Megacrânios porfíricos com textura granofíca em intrusões menores. Granito Cerro da Cruz (C-C): perita granito, localmente sienogranito, vermelho-claro, equigranular médio, Granito Ramada (G-R): monzonito e sienogranito avermelhados, equigranulares médios a fins, localmente porfíricos. Granito Macedo (G-M): sienogranito avermelhado, equigranular fino a médio. Hipersíenitios diórticos e monzórticos (C-M): cruzo-escuros a avermelhados nos termos mais evolucionados, faneríticos, equigranulares médios a grossos. Complexo Granítico Lavras do Sul (facies peritética) (G-L): perita granito avermelhado de granulação média com abundante mesoperita. Granito Jaguar (G-J): sieno e monzonito equigranulares a heterogranulares médios a grossos, localmente porfíricos.

**Grânitos Tardí a Pós-Tectônicos**

**Monzonito Rio dos Coqueiros**: monzonito, localmente granodiorito, porfírico, matriz média a microgranular, textura tipo rapakivi, isotrópico.

**Complexo Granítico Lavras do Sul (facies do núcleo)**: monzonito e granodiorito, porfíricos, isotrópicos, geralmente com textura rapakivi, de afinidade shonhookina.

**Manzonitos e quartzo monzonitos avermelhados, porfíricos a faneríticos, médio a grossos ou equigranulares, isotrópicos.**

**Sulte Granítico Alonso**: monzonito leucocrático, equigranular médio a grosso e porfírico, isotrópico, localmente milonítico, principalmente nas bordas.

**Grânitos Sin-Transcossos**

**Granodiorito Favreza do Prato**: granodiorito leucocrático, cinza-clara a estranqueado, equigranular médio a grosso e porfírico, foliação milonítica incipiente.

**Sulte Granítico Capivara do Sul**: metagranitoides de composição sieno a monzonítica, variando a granodiorítica, granulação média a fina, textura protomilonítica generalizada.

**Nc** Complexo Cambal (Nc): Gnaisses Cambal (c); gnaisses diórticos com lentes de mármore calcítico; ortogneisses tonalíticos, diórticos, granodioríticos, trondhjemíticos e monzoníticos; Sequência Arroio Marmeleiro (am): xistos aluminosos e magnesianos, quartzitos, intercalações de lentes de mármore e corpos de serpentinito; Associação Básico-Ultrabásica Cerro da Mataqueira: metagranitoides (cmu) microporifíricos, xistos magnesianos e serpentinitos; anfibolitos (cma) associados aos metagranitoides; Metamorfismo da facies anfibolito retrogressivo a xisto verde.

**Nub** Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico: xistos magnesianos e serpentinitos, subordinadamente metabasitos gábricos e anfibolitos. Metamorfismo das facies xisto verde superior a anfibolito.

**Nng** Grupo Básico-Ultrabásico Estratiformes

**Gabro Mata Grande (Ng)**: gabro de granulação fina a grossa de composição troctolítica e ultrabásica subordinada; Maciço Pedras Pretas e Gabro Santa Catarina (Np): gábricos, leucogábricos e anortositos (g) intercamadas com ultrabásicas serpentinitas (u). Estruturas magnéticas preservadas. Metamorfismo transicional entre as facies xisto verde e anfibolito.

**Nv** Sequência Metamórfica Vaccal (Nv): Associação Metasedimentar (p): pelitos e xistos quartzo-feldspáticos, quartzitos e metavulcânicas subordinadas; lentes de mármore diórtico; anfibolitos (a) intercamadas com ultrabásicas serpentinitas (u). Estruturas magnéticas preservadas. Metamorfismo dominante da facies xisto verde; facies anfibolito localizadamente.

**Nes** Sulte Granítica Encruzilhada do Sul (Nes): monzonito porfírico e sienogranito equigranular a heterogranular. Facies Piratuba (p): sienogranito com presença subordinada de alcal-granito e monzonito com hidrotermalismo.

**Np** Sienteio Piquiri (Np): sienitos e quartzo-sienitos equigranulares fins, nas bordas a grossos, localmente porfíricos, com foliação magnética marcante delineada pela orientação dos cristais de ortoclásio e anfibolito. Sulte Intrusiva Arroio do Silva (Nas): quartzo-diórticos, quartzo-monzórticos e quartzo-sienitos leuoc a mesocráticos, fins a médios, com estruturas de fluxo marcada pela orientação dos cristais de anfibolito.

**Nf** Granulitos tipo Campinas (Nf): estoques de composição monzonítica a granodiorítica, leuoc a mesocráticos, fins a médios, localmente porfíricos. Facies Figueras (F): sienogranitos, rosa-clara a acinzentados, médios a grossos, a muscovita, localmente milonitizados, associados aos Granulitos tipo Campinas.

**Nco** Sulte Granítica Cordeirinha: muscovita-biotita metagranitoides, avermelhados a cinza, granulação média a fina, composição dominante sienogranítica, apresentando grande e turmalina como xenólitos. Foliação milonítica marcada pelo estiramento e/ou quebra do quartzo e feldspato e orientação das fiscaçatitas.

**Ncm** Sulte Granítica Dom Feliciano (Ncm): isotrópicos, cinza-claros a levemente avermelhados, inequigranulares, frequentemente porfíricos, com raras lentes de feldspato alcalino inserido em matriz variando de fina a grossa. Sienogranitos (s) isotrópicos, ríseos a avermelhados, equigranulares fins a dominantemente grossos, localmente porfíricos, compostos principalmente de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, com biotita subordinada.

**Nam** Granito Arroio Moimbo: sieno a monzonito, cinza a róseos, porfíricos com fenocristais e fenoclastos de feldspato alcalino inserido em matriz grossa, quartzo-feldspático a biotita. Foliação milonítica mais desenvolvida nas bordas.

**Npm** Grupo Passo da Moizinha: sienogranito, médio a grosso, com textura granodioritoblástica, localmente com porfíricos de feldspato vermelho-amarelado, com raras lentes de feldspato alcalino em orientação dos porfíricos e estiramento dos minerais da matriz.

**Nom** Complexo Granito-Gnássico Pinheiro Machado: metagranitoides porfíricos, mesocráticos, cinza com enclaves de gnaisses tonalíticos e diórticos. Foliação marcada pelo estiramento dos porfíricos e orientação dos constituintes da matriz.

**Np** Complexo Metamórfico Pombos (Np): Unidade Metapéllica (p): associação de filios, biotita-muscovita xistos, estaurilita-granita xistos e subordinadamente, quartzitos, lentes de mármore e pequenos corpos de rochas ultrabásicas. Metavulcânicos intermediários (v) (metavulcânicos andesíticos a dacíticos associados a metavulcanoclastos, interdigitados com clorito xistos e lentes de xistos graníticos. Gnaisses Capivara (g) ortogneisses róseos a cinza, de granulação fina, composição alcalina, a argila e riebeckita, com textura milonítica; metavulcânicos ácidos (va) de granulação muito fina, com microporfíricos de quartzo e feldspato alcalino; gnaisses a metagabros e metapéllicas, presença subordinada de metacherts; metagranitoides (m) leucocráticos e lentes de mármore, que ocorrem como megacrânios nos ortogneisses (g). Metamorfismo das facies xisto verde inferior a anfibolito.

**Par** Complexo Gnássico Arroio dos Ratos: ortogneisses tonalíticos, granodioríticos e trondhjemíticos, até monzoníticos, incluindo ainda sienogranitos miloníticos. Metamorfismo das facies anfibolito superior a localmente, granulito.

**Pvc** Complexo Metamórfico Varzea da Capivara: gnaisses pelíticos, quartzo-feldspáticos, calcissilicatos e lentes de mármore, que ocorrem como megacrânios nos ortogneisses Arroio dos Ratos. Metamorfismo da facies anfibolito superior.

**P** Granulitos Milonitizados Senteia da Boa Vista (P): monzonito (m) acinzentado, médio a grosso, localmente porfírico; sienogranito (s) róseo, fino a médio, raramente pegmatito. Ambos estão intensamente deformados com gerado de proto, orto e ultramilonitos, quartzo milonitos e filonitos. Metamorfismo retrogressivo das facies anfibolito a xisto verde.

**Pe** Gnaisses Encantadas: ortogneisses com bandamento composto marcado por alternância de bandas trondhjemíticas e tonalíticas, com intercalações de lentes de anfibolitos, frequentemente milonitizados. Metamorfismo da facies anfibolito.

**Domínio Oriental**

**Ndf** Sulte Granítica Dom Feliciano (Ndf): isotrópicos, cinza-claros a levemente avermelhados, inequigranulares, frequentemente porfíricos, com raras lentes de feldspato alcalino inserido em matriz variando de fina a grossa. Sienogranitos (s) isotrópicos, ríseos a avermelhados, equigranulares fins a dominantemente grossos, localmente porfíricos, compostos principalmente de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, com biotita subordinada.

**Nam** Granito Arroio Moimbo: sieno a monzonito, cinza a róseos, porfíricos com fenocristais e fenoclastos de feldspato alcalino inserido em matriz grossa, quartzo-feldspático a biotita. Foliação milonítica mais desenvolvida nas bordas.

**Npm** Grupo Passo da Moizinha: sienogranito, médio a grosso, com textura granodioritoblástica, localmente com porfíricos de feldspato vermelho-amarelado, com raras lentes de feldspato alcalino em orientação dos porfíricos e estiramento dos minerais da matriz.

**Nom** Complexo Granito-Gnássico Pinheiro Machado: metagranitoides porfíricos, mesocráticos, cinza com enclaves de gnaisses tonalíticos e diórticos. Foliação marcada pelo estiramento dos porfíricos e orientação dos constituintes da matriz.

**ARTICULAÇÃO DA FOLHA**

SANTAGO	SANTA MARIA	CAVOAS DO SUL
SH-21-X-D	SH-22-V-C	SH-22-V-D
SÃO GABRIEL	CACHOEIRA DO SUL	PORTO ALEGRE
SH-21-Z-B	SH-22-Y-A	SH-22-Y-B
BAGE	PEDEIRO OSÓRIO	PELOTAS
SH-21-Z-D	SH-22-Y-C	SH-22-Y-D

**LOCALIZAÇÃO DA FOLHA**

**Base planimétrica e tema digitalizados pela Divisão de Cartografia/DICART, a partir da folha SH-22-Y-A, Cachoeira do Sul, escala 1:250.000, 1a ed. 1a imp. DSG, 1981.**

**Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos setores da Superintendência Regional de Porto Alegre SUREGPA, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.**

**Compilação e orientação na SUREGPA: Carlos Alfredo Porcher**  
Edição cartográfica e impresso sob a responsabilidade da Divisão de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI  
Diretor da DRI: Paulo Antonio Carneiro Dias  
Chefe do DEPAT: Giuseppe Gasparotto de Araújo  
Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos  
Editoração Cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard, Ivaniide Muniz Caetano, Valter Avenegas Barbas e Samuel dos Santos Carvalho  
Supervisor de Digitalização: João Bosco de Azevedo  
Revisão na DIEDIG: Antonio Lagarde.

**Autores: Carlos Alfredo Porcher e Ricardo da Cunha Lopes**  
Supervisor: Alfeu Levy da Silva Caldaso  
Colaboradores: Eduardo Camozzato, Luis Alberto Dávila Fernandes (UFROCS) e Carla Cristine Porcher (UFROCS)

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB é executado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPMR, através das suas unidades regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO (Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM). Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Porto Alegre - SUREGPA, tendo sido concluída em dezembro de 1997.  
Diretor da DGM: Umberto Raimundo Costa  
Chefe do DEGEO: Sabino Orlando C. Loguércio  
Coordenador Nacional do PLGB: Italo de Menezes Delgado  
Coordenador Regional do PLGB: Luiz Fernando Fontes de Albuquerque

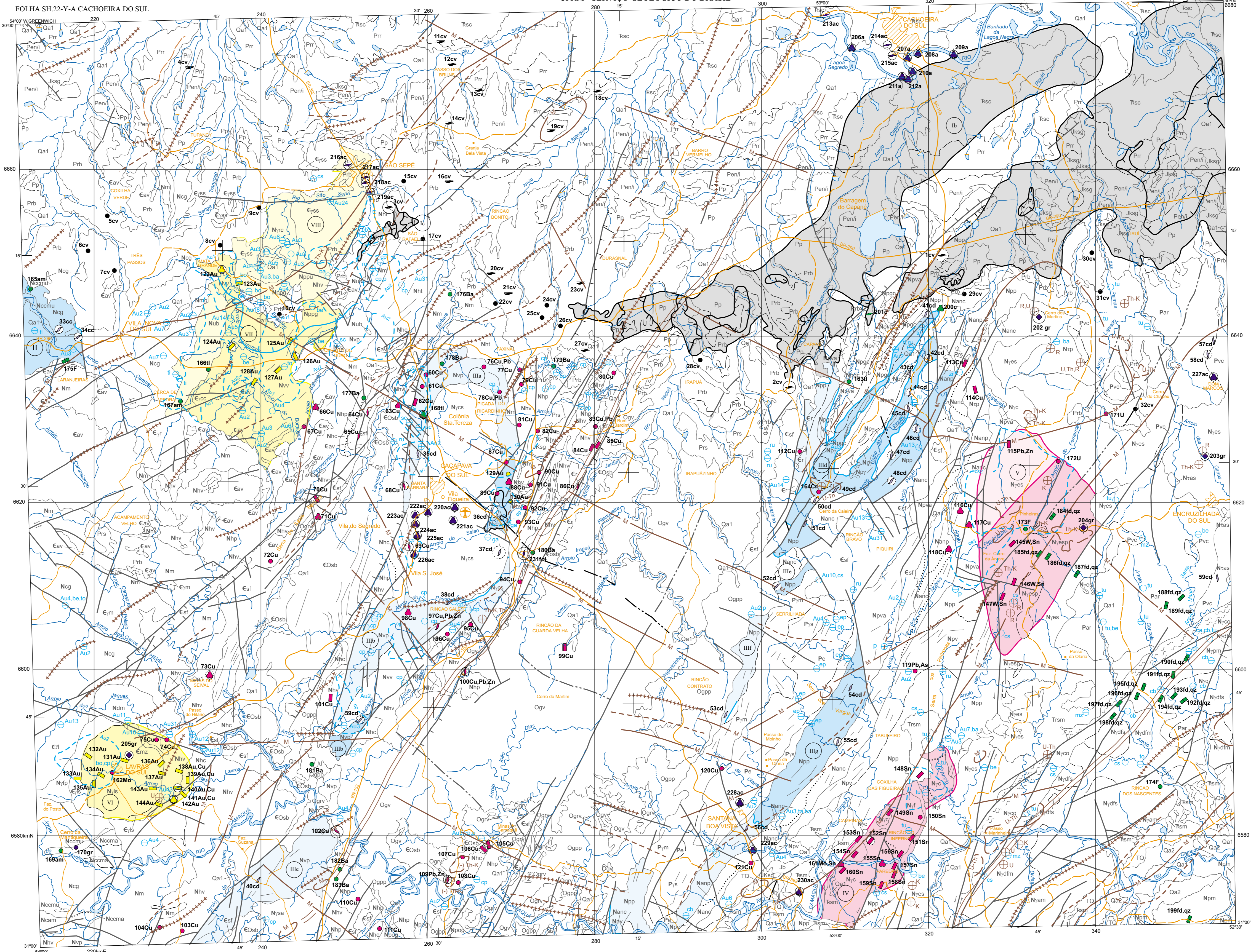
**CARTA GEOLÓGICA**

**ESCALA 1:250.000**

**PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR**  
Origem da quilômetros-gem: UTM: Equador e Meridiano Central 51° W Gr., ascensões as constantes: 10.000 m e 500 m, respectivamente.  
Datum horizontal: de Curiat da folha em 1981: 9411 W, cress 9° anualmente.  
Declinação magnética do centro da folha em 1981: 9411 W, cress 9° anualmente.

**CPRM**  
Serviço Geológico do Brasil  
2000



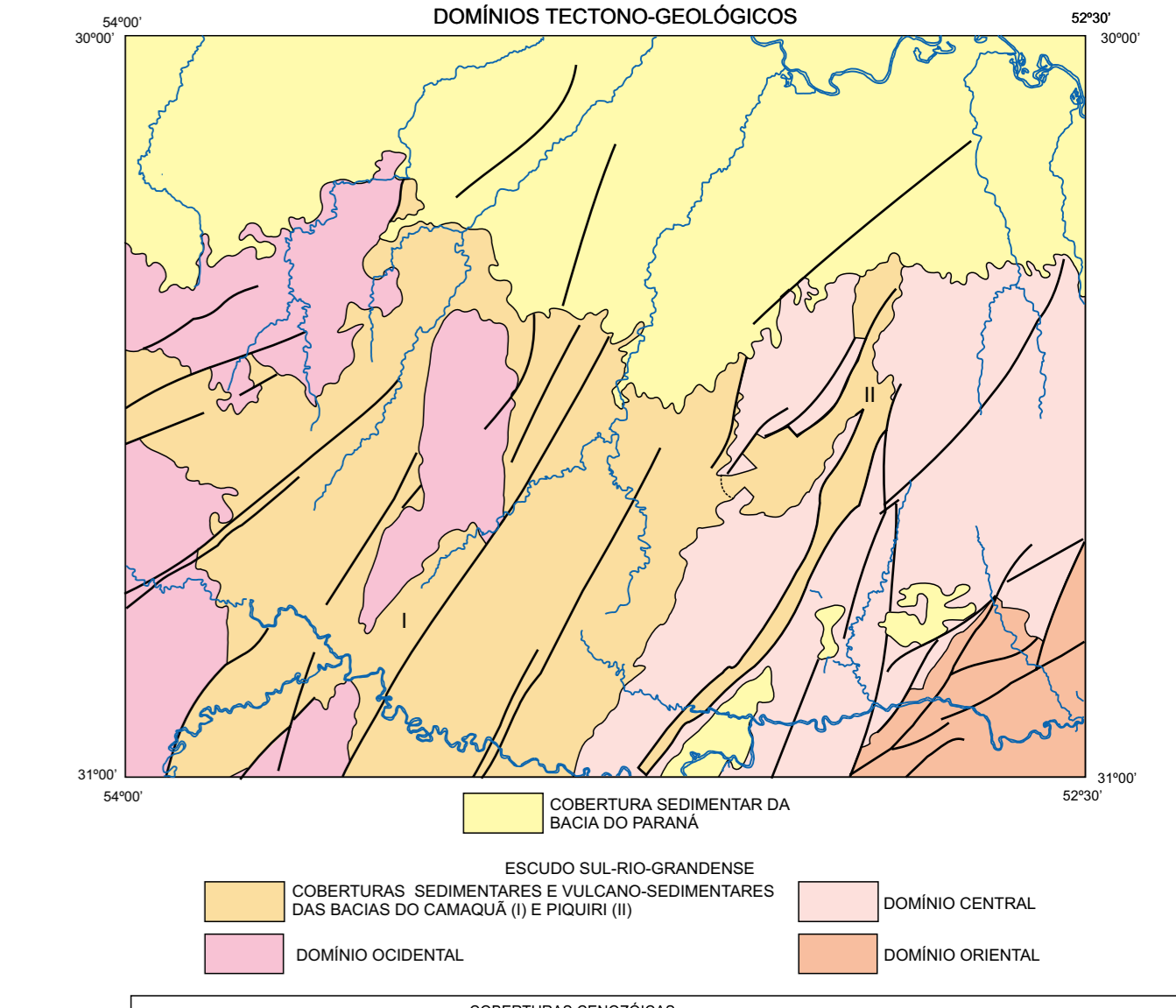


CONVENÇÕES METALOGÊNÉTICAS		
CARACTERÍSTICAS DOS JAZIMENTOS		
SUBSTÂNCIAS MINERAIS		
<b>METALIS NOBRES</b>	<b>NÃO METÁLICAS</b>	<b>MATERIAIS ENERGÉTICOS</b>
Au	F, Ba, am - amianto, s - talco, c - caulim, qz - quartzo, fs - feldspato	cv - carvão
<b>METÁLICAS</b>	<b>INSUMOS PARA AGRICULTURA</b>	<b>MATERIAIS PARA CONSTRUÇÃO</b>
Cu, Pb, Zn, W, Sn, Mo, Cr, U, As	cc - calcário calcítico, cd - calcário dolomítico	g - granito, a - areia, ar - argila para cerâmica, fs - folheira
INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES		
INDÍCIOS MINERALOMÉTRICOS		
ZONAS ANÔMALAS (índice numérico indicativo do grau de anomalia: 1 - 1º ordem; 2 - 2º ordem; 3 - 3º ordem)		
ca1 - cassiterita >25% <75% do volume total do concentrado. ca2 - cassiterita >20% <50% do volume total do concentrado. ca3 - cassiterita >10% <25% do volume total do concentrado. Au1 - ouro >500 pitas na soma das estações que compõem a zona. Au2 - ouro >125 pitas na soma das estações que compõem a zona. cp - calcopirita >1% do volume total do concentrado. sc - scheelita >1% <5% do volume total do concentrado. to - topázio lu - turmalina ba - bauxita		
<b>ESTAÇÕES ANÔMALAS</b> (Índice correspondente ao número de pitas de ouro por bateria) En concentrado de bauxita para bauxita (ba), berilo (be), bórnia (bo), columbita-tantalita (ct), calcopirita (cp), cassiterita (cs), apatita (ap), galena (ga), ouro nativo (au), monazita (mz), pirita (py), rutilo (ru), scheelita (sc), tantalita (ta), titanita (ti), topázio (to), turmalina (tu), zircão (zr). Bauxita, berilo, bórnia, calcopirita, galena, topázio, caracterizados pela presença do mineral no concentrado. Ouro ocorrência de duas ou mais pitas do metal por bateria. Columbita-tantalita: >1% <5% do volume total do concentrado. Epitaxial: >50% <75% do volume total do concentrado. Monazita: >50% <75% do volume total do concentrado. Scheelita: >10% <25% do volume total do concentrado. Zircão: >50% <75% do volume total do concentrado.		
<b>ESTAÇÕES ANÔMALAS</b> Contagem total (R), de potássio (K), de urânio (U), de tório (Th), de razão U/Th, e de razão Th/K. Contagem total acima de 1.000 cps Razão U/Th acima de 0,70 Razão Th/K acima de 0,60 - Th/K Razão Th/K inferior a 0,30 - U/Th-K		
<b>INDÍCIOS GEOFÍSICOS</b> AEROMAGNETOMETRIA --- Limite entre domínios magnéticos --- M --- Alinhamentos magnéticos ++++++ Eixos magnéticos positivos - - - - - Eixos magnéticos negativos --- Anomalias mono ou dipolares		
<b>AERORADIOMETRIA</b> --- U-Th --- Contagem total acima de 1.000 cps --- K --- Razão U/Th acima de 0,70 --- Th-K --- Razão Th/K inferior a 0,30 - U/Th-K		

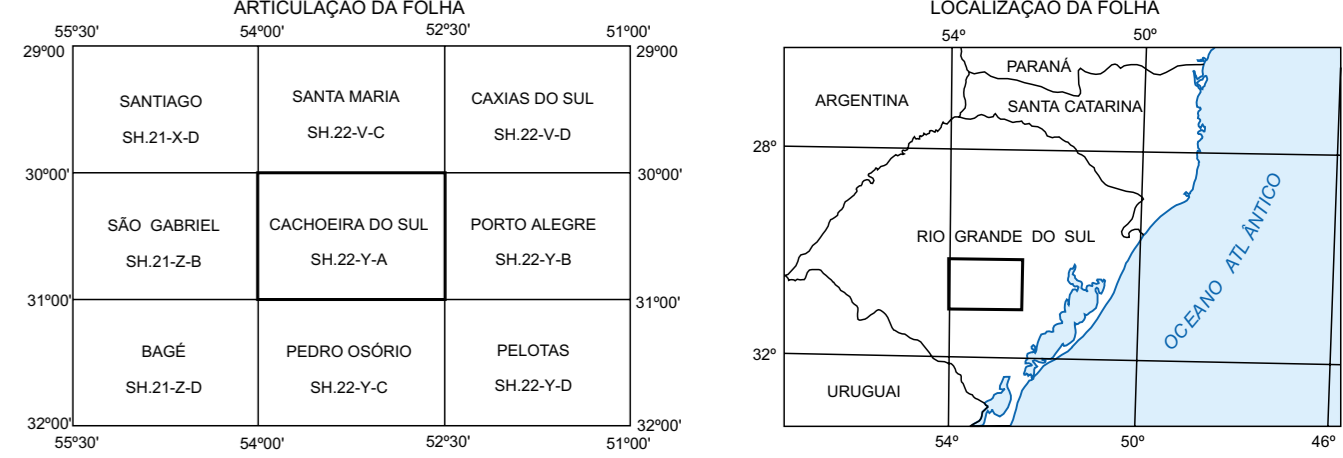
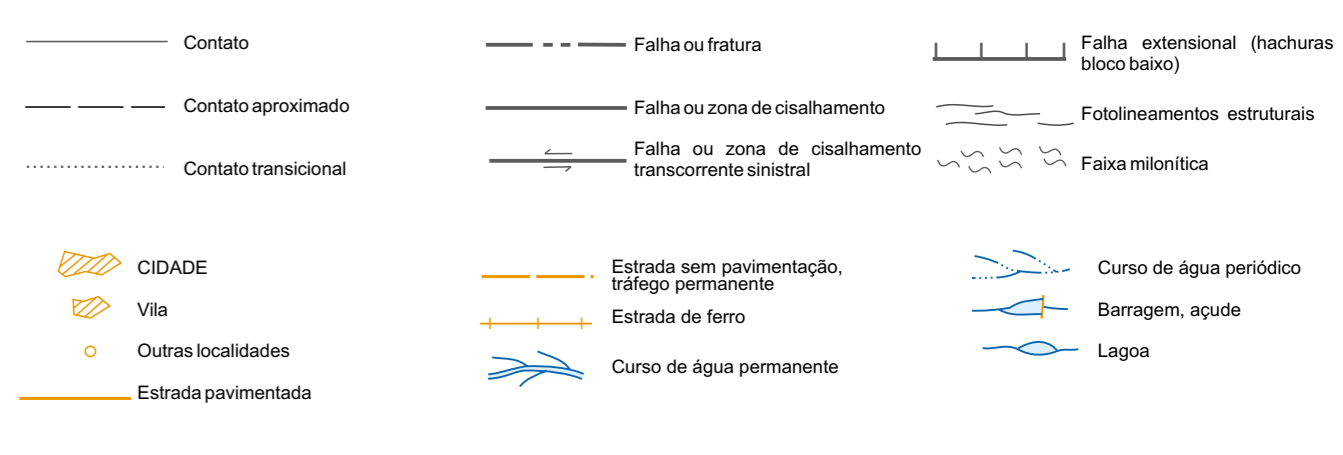
CLASSE/MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos)	TAMANHO	DADOS ECONÔMICOS	SITUAÇÃO ATUAL
↘ Estratiforme/strata-bound	pequeno a médio	mira	ativa
↖ Estratiforme não aflorante	médio a grande	depósito	intensiva
↗ Veio	pequeno a médio	depósito	intensiva
↖ Veio não aflorante	médio a grande	lavra rudimentar	intensiva
▭ Pegmatito	pequeno a médio	depósito	intensiva
○ Irregular/amas não aflorante	médio a grande	lavra rudimentar	intensiva
○ Irregular/amas não aflorante	médio a grande	lavra rudimentar	intensiva
◇ Relacionado a rochas félsicas, plutônicas	pequeno a médio	depósito	intensiva

ÁREAS POTENCIAIS	
1 - POTENCIALIDADE MODERADA A ALTA	2 - POTENCIALIDADE MODERADA A BAIXA
1 METALIS NOBRES	2 METALIS NOBRES
3 MINERAIS METÁLICOS	4 MINERAIS METÁLICOS
5 INSUMOS PARA AGRICULTURA	6 INSUMOS PARA AGRICULTURA
7 MATERIAIS ENERGÉTICOS	8 MATERIAIS ENERGÉTICOS

CARACTERÍSTICAS DAS ÁREAS POTENCIAIS		
ÁREAS	SUBSTÂNCIAS	CONTROLES GEOLOGICOS (METALOTECTOS)
la,b,c	Carvão	Sedimentos terriçenos e transicionais do topo da Formação Rio Bonito.
II	Calcário calcítico	Lentes de mármore calcítico intercaladas em metamorfos de médio grau dos Gnaisses Cambal.
IIa,b,c,d,e,f,g	Calcário dolomítico	Lentes e camadas de calcários dolomíticos relacionados às seqüências pelito-carbonáticas de plataforma metamorfas nas faces sudo-oriental e noro-oriental.
IV	Sn	Endo e exsurgência relacionadas às intrusões dos granitoides Campinas e Figueiras.
V	W(Sn)	Jazimentos filoniano associados a zonas de falhamentos de orientação N30°E e N-S.
VI	Au (Cu)	Fíleas e disseminações de ouro na fácies de núcleo do Complexo Granítico Lavras do Sul. Ouro ocorre em fíleas nas zonas hidrotermalizadas das encavalas andalíticas (Formação Hilário).
VII	Au	Fíleas de quartzo auríferos associados a Fácies Metavulcânica da Seqüência Metamórfica Vacacaí e, secundariamente, ao Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico.
VIII	Au (cs)	Fíleas de ouro e indícios mineralométricos do metal associados ao núcleo (Monzogranito Rincão dos Coqueiros) e bordo do Granito São Sepé, indícios mineralométricos de cassiterita em zonas greisenzadas do bordo do granito.



PERÍODO	UNIDADE	CONTÊNDIDO
CENOZOICA	QUAT	COBERTURAS CENOZOICAS
	TERC	COBERTURA SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ
MESOZOICA	CRET	Grupo São Bento
	JUR	Grupo Rosário do Sul
	TRAS	Grupo Passa Dois
	PERMIANO	Grupo Guatá
PALEOZOICA	PERMIANO	Grupo Itararé
	DEVONIANO	COBERTURAS SEDIMENTARES E VULCANO-SEDIMENTARES
PROTEROZOICA	PROTEROZOICA	COBERTURAS SEDIMENTARES E VULCANO-SEDIMENTARES
	NEOPROTEROZOICA	COBERTURAS SEDIMENTARES E VULCANO-SEDIMENTARES



COBERTURAS CENOZOICAS	
Qa1	Depósitos aluvionares atuais (1) e subatuais (2)
Qa2	Depósitos continentais de encosta e leques aluviais
COBERTURA SEDIMENTAR DA BACIA DO PARANÁ	
Jkag	Grupo Serra Geral
Jb	Formação Bocatu
Jrm	Grupo Rosário do Sul
Jsc	Formação Santa Maria
Jtr	Formação Sanga do Cabral
Jps	Grupo Passa Dois
Jpr	Formação Rio do Rasto
Jpn	Formações Estrada Nova e Irti
Jp	Formação Paterno
Jpb	Formação Rio Bonito
Jpi	Formação Ilário
Jps	Formação Rio do Sul
BACIAS DO CAMAQUÁ E PIQUIRI	
Og	Formação Guatás (Og), Fácies Varzinha (v), Fácies Piedra Pintada (pp), Membro Rodeio Velho (rv)
Pr	Formação Passa Dois

DOMÍNIO OCIDENTAL	
COsb	Formação Santa Bárbara
ESf	Formação Santa Fé
EV	Formação Acampamento Velho
CR	Riolitos
Nan	Formação Arroio dos Nobres (Nan): Fácies conglomérica (c), Fácies pelítica (p)
Nf	Suíte Granítica São Francisco
Nf-p	Granitoides Sin-Transcortes
Nf-c	Granitoides Fazienda do Posto
Nf-cs	Suíte Granítica Cascaeva do Sul
Nf-cs	Complexo Cambal (Nc) Gnaisses Cambal (g), Seqüência Arroio Marmeleiro (am) Associação Intermedial (iv), Gronaças Casparé (gp), melanulcânica (ml), metagranitoides (v), ortogneisses (og)
Nc	Complexo Granítico Lavras do Sul (fácies periférico) (C) (cs)
g	Gnaisses
gmb	Gnaisses
gmb	Gnaisses
Nub	Complexo Metamórfico Básico-Ultrabásico
Nmg	Corpos Básico-Ultrabásicos Estratiformes
Npp	Gabro Mata Grande (Nmg), Maciço Pedras Pretas e Gabro Santa Catarina (Npp) gabros, leucogabros e anortositos (g), ultrabásicos serpentinizados (u)
Nv	Seqüência Metamórfica Vacacaí (Nv): Associação Metasedimentar (f) Fácies Metavulcânica (v)

DOMÍNIO CENTRAL	
P_Nas	Suíte Granítica Encruzilhada do Sul, Fácies Pinheiros (p)
Ntr	Sienito Piquiri (p), Suíte Intrusiva Arroio do Silva (as)
Nras	Granitoides tipo Campinas (Nrc), Fácies Figueiras (Nf)
Nrc	Granitoides tipo Campinas (Nrc), Fácies Figueiras (Nf)
Nrc	Suíte Granítica Cordilheira
Nrc	Metagranito Quaterna
Np	Complexo Metamórfico Gronaças (Np): unidade Metapelítica (p), Metavulcânica intermedial (iv), Porongos Casparé (gp), melanulcânica (ml), metagranitoides (v), ortogneisses (og)
Nrc	Complexo Metamórfico Arroio dos Ratos
Nrc	Complexo Metamórfico Várzea da Capivara
Nrc	Granitoides Militarizados Santana da Boa Vista (P), monzogranito (m), sinogranito (s)
Nrc	Gnaisses Encantadas

DOMÍNIO ORIENTAL	
Nrc	Suíte Granítica Dom Feliciano (Nrc), monzogranitos (m), Sinogranitos (s)
Nrc	Granito Arroio Moinho
Nrc	Granito Passo da Mozinha
Nrc	Complexo Granito-Gnaissico Pinheiro Machado

**OBSERVAÇÃO:** A descrição das unidades encontram-se na legenda da Carta Geológica e no texto do Relatório

Base planimétrica e tema digitalizados pela Divisão de Cartografia/DICART, a partir da folha SH 22-V-A, Cachoeira do Sul, escala 1:250.000, 1a ed., 1a imp., DSE, 1981.

Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da Superintendência Regional de Porto Alegre/SUREGPA, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.

Compilação e orientação na SUREGPA: Carlos Alfredo Porcher

Edição cartográfica e impressão sob a responsabilidade da Divisão de Cartografia - DICART/Departamento de Apoio Técnico - DEPART/Secretaria de Minas e Energia - DSE/Ministério de Minas e Energia.

Elaboração cartográfica: Wilhelmin Fester de Frenre Bernard, Luiz Guilherme de Araújo Frazão, Valter Assis Pereira e Samuel dos Santos Carvalho.

Supervisão da Digitalização: João Bosco de Azevedo

Digitalização: Luiz Claudio Feres

Revisão na DICART: Carlos Alberto Copello e Paulo José da Costa Zilves

Revisão na DIEDIG: Antonio Lagarde.

**Autor:** Gilberto Emilio Ramgrab  
Supervisor: Alfeu Levy da Silva Calzadão

Colaboradores:  
Geofísico: Antonio Flávio Liberti Costa  
Geofísico: Carlos Antonio Grazia  
Cartógrafo: Manoel de Moraes Branco

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB é executado pelo Serviço Geológico do Brasil - CPMR, através das seis unidades regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO/Departamento de Geologia e Recursos Minerais - DGM. Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Porto Alegre - SUREGPA, tendo sido concluída em dezembro de 1997.

Diretor DGM: Umberto Ramundo Costa  
Chefe do DEGEO: Sabino Orlando C. Loguércio  
Coordenador Nacional do PLGB: Indalvo Medeiros Delgado  
Coordenador Regional do PLGB: Luiz Fernando Fontes de Albuquerque

ESCALA 1:250.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR  
Origem de coordenadas: UTM Equatorial e Meridiano Central 51° W G.C., medidas as constantes: 10.000km e 500km, respectivamente.  
Datum horizontal: SAG-93.  
Declinação magnética do centro da folha em 1981: 9°41'W, cresce 9' anualmente.

CPRM  
Serviço Geológico do Brasil  
2000