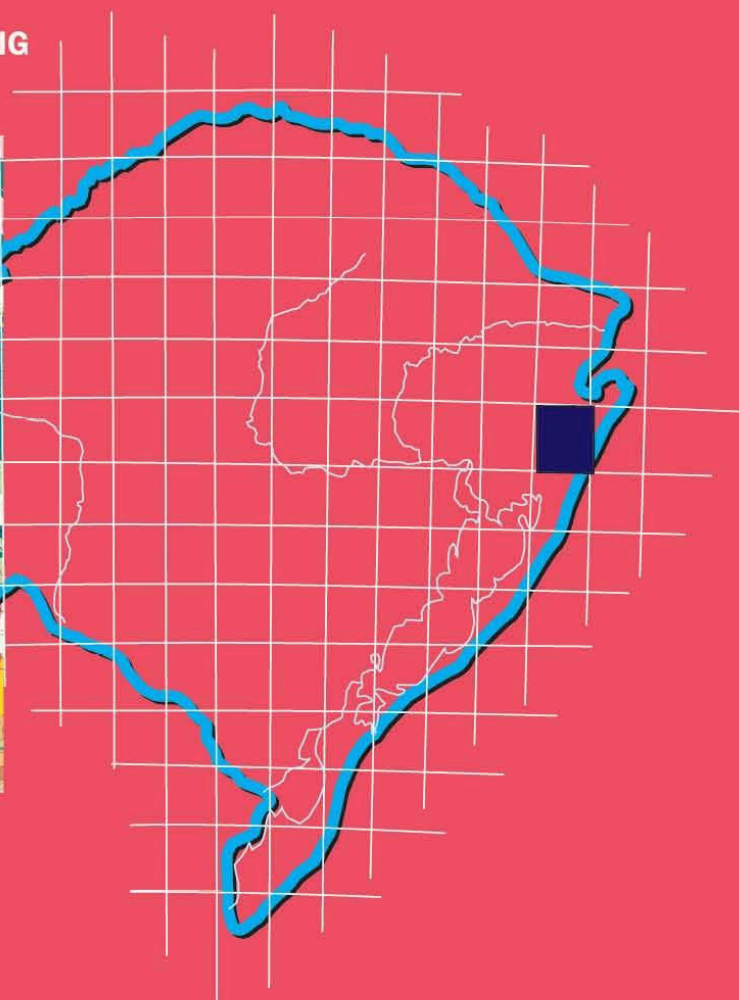
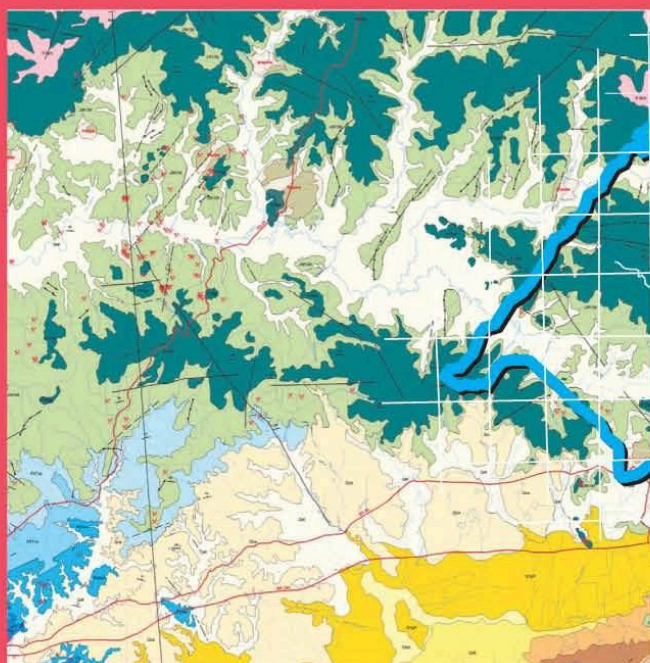


**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA GRAVATAÍ* SH.22-X-C-V

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2008**

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO
Ministro

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL – UFRGS

PROFESSOR JOSÉ CARLOS FERRAZ HENNEMANN
Reitor

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROFESSOR JOSÉ CARLOS FRANTZ
Diretor

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UFRGS N.º. 090/PR/05

Brasília, 2008



Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações de interesse social.

Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico. Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa da Folha Gravataí*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 (SH.22-X-C-V)*, em ambiente SIG, executado pela UFRGS, através do Contrato CPRM-UFRGS N° 090/PR/05.

Brasília, junho de 2008

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

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

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UFRGS N°. 090/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DA FOLHA

GRAVATAÍ
(SH.22-X-C-V)

1:100.000

AUTORES

Ari Roisenberg, Juliana Charão Marques, Flávio Antônio Bachi,
José Carlos Frantz

COORDENAÇÃO GERAL

Ari Roisenberg

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO

Divisão de Geologia Básica-DIGEOB

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP

João Henrique Gonçalves

Edição do Produto

Divisão de Marketing-DIMARK

Ernesto von Sperling

*Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH*

Gerente-Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira

Elizabeth de Almeida Cadête Costa

M. Madalena Costa Ferreira

Rosângela Gonçalves Bastos de Souza

Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato

Reinaldo Santana Correia de Brito

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato

Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo

Carlos Moacyr da F. Iglesias

Henrique Zerfass

Revisão do Texto

Hardy Jost

Organização e Editoração

Luiz Carlos da Silva

Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Gravataí- SH.22-X-C-V, escala 1:100.000: nota explicativa./Ari Roisenberg, Juliana Charão Marques, Flávio Antônio Bachi, José Carlos Frantz.- Rio Grande do Sul: UFRGS/CPRM, 2007.

72p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Roisenberg, A., Coord. III- Marques, J.C. IV- Bachi, F.A. V- Frantz, J.C..

CDU 551(815)
ISBN 978-85-7499-039-2

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| AGRADECIMENTOS | i |
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 Apresentação | 1 |
| 1.2 Agradecimentos | 1 |
| 1.3 Localização Geográfica | 1 |
| 1.4 Base de Dados e Mapas Anteriores | 2 |
| 1.5 Dados Físicos de Produção | 3 |
| 2. GEOMORFOLOGIA, FISIOGRAFIA E CLIMA | 4 |
| 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 6 |
| 3.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense | 6 |
| 3.2 Bacia do Paraná | 7 |
| 3.3 Bacia de Pelotas | 10 |
| 4. ESTRATIGRAFIA | 13 |
| 4.1 Escudo Sul-Rio-Grandense | 14 |
| 4.1.1 Suíte Granítica Dom Feliciano (<i>NP3γdf</i>) | 14 |
| 4.2 Bacia do Paraná | 14 |
| 4.2.1 Formação Rio Bonito (<i>P1rb</i>) | 15 |
| 4.2.2 Formação Palermo (<i>P1p</i>) | 16 |
| 4.2.3 Subgrupo Estrada Nova (<i>P23en</i>) | 17 |
| 4.2.4 Formação Rio do Rastro (<i>P3T1rr</i>) | 18 |
| 4.2.5 Formação Pirambóia (<i>P3T1p</i>) | 20 |
| 4.2.6 Formação Botucatu (<i>J3K1bt</i>) | 23 |
| 4.2.7 Formação Serra Geral | 25 |
| 4.3 Bacia de Pelotas | 47 |
| 4.3.1 Depósitos Eólicos de Duna Litorânea (<i>N3e1</i>) | 51 |
| 4.3.2 Depósitos de Planície Lagunar (<i>N3pl1</i>) | 51 |
| 4.3.3 Depósitos de Leque Aluvial (<i>N3la</i>) | 51 |
| 4.3.4 Depósitos de Planície Lagunar (<i>N3pl2</i>) | 52 |
| 4.3.5 Depósitos eluviais e coluviais (<i>N34ec</i>) | 52 |
| 4.3.6 Depósitos de turfeira (<i>N4tf</i>) | 52 |
| 4.3.7 Depósitos de planície de inundação (<i>N4pi</i>) | 52 |
| 4.3.8 Depósitos aluvionares e canal fluvial (<i>N4a</i>) | 53 |
| 5. RECURSOS MINERAIS | 54 |
| 5.1 Introdução | 54 |
| 5.2 Recursos Minerais Não-Metálicos | 54 |
| 5.2.1 Areia | 54 |
| 5.2.2 Argila | 57 |
| 5.2.3 Arenito | 57 |
| 5.2.4 Basalto e Saibro | 58 |
| 5.2.5 Água Mineral | 59 |
| 5.2.6 Carvão | 60 |
| 5.3. Recursos Minerais Metálicos – Avaliação de Potencialidade | 62 |
| 6. IMPACTO AMBIENTAL | 64 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 66 |

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Apresentação Este relatório constitui a síntese da geologia da Folha Gravataí 1:100.000 (SH-22-X-C-V) e resume o resultado dos trabalhos realizados pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em atendimento ao contrato - realizado entre a referida universidade, a Fundação de Apoio à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (FAURGS) e a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-Serviço Geológico do Brasil) - de realização de estudos e levantamentos geológicos e de recursos minerais do Programa Geologia do Brasil do PPA 2004-2007 do Governo Federal, de acordo com a Proposta UFRGS nº 1/2005.

1.2 Agradecimentos

Agradecemos à CPRM-Serviço Geológico do Brasil, ao Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e à Fundação de Apoio à UFRGS (FAURGS) por oportunizar a realização deste trabalho.

Agradecemos aos Geólogos Reinaldo Santana de Brito (DEREM) e Henrique Zerfass pela contribuição, especialmente em trabalhos de campo.

Agradecimento especial é dedicado ao técnico-administrativo Élton Campanaro pelo apoio administrativo ao projeto e à Geógrafa Michele Monguilhot que pelo seu senso de responsabilidade e dedicação possibilitou a conclusão do SIG-Geológico.

1.3 Localização Geográfica

Localização Geográfica A Folha Gravataí, objeto deste mapeamento, abrange uma superfície de aproximadamente 2680 km², e está situada na porção nordeste do Estado do Rio Grande do Sul. É limitada pelos paralelos 29°30' e 30°00' Sul e pelos meridianos 51°00' e 50°30' Oeste (Fig. 1.1). A referida folha abrange os municípios de Gravataí (232.629), Glorinha (5.684), Sapiranga (69.189), Parobé (44.776), Araricá (4.032), Nova Hartz (15.071), Taquara (52.825), Igrejinha (26.767), Três Coroas (19.430), Santo Antônio da Patrulha (37.035), Rolante (17.851), Alvorada (183.968), Viamão (227.429), Novo Hamburgo (236.193), Santa Maria do Herval (5.891) e São Francisco de Paula (19.725), incluindo a sede dos onze primeiros – entre parênteses consta o número de habitantes segundo o Censo de 2000 do IBGE.

As principais vias de acesso à área estudada são as rodovias BR 290, RS 20, RS 30, RS 239, RS 115 e RS 118 todas pavimentadas. A área da Folha Gravataí apresenta diversas estradas vicinais em bom estado de conservação, o que garante acesso a maior parte da área. No entanto, as bases

cartográficas disponíveis estão desatualizadas e o terreno é bastante acidentado na metade norte da folha, o que dificulta o deslocamento e mapeamento de áreas da escarpa da Serra Geral.

A área mapeada é cortada por diversos cursos d'água. Os principais são o Rio dos Sinos que corta a área em sua porção mediana de leste para oeste e o Rio Gravataí localizado na porção sul da área.

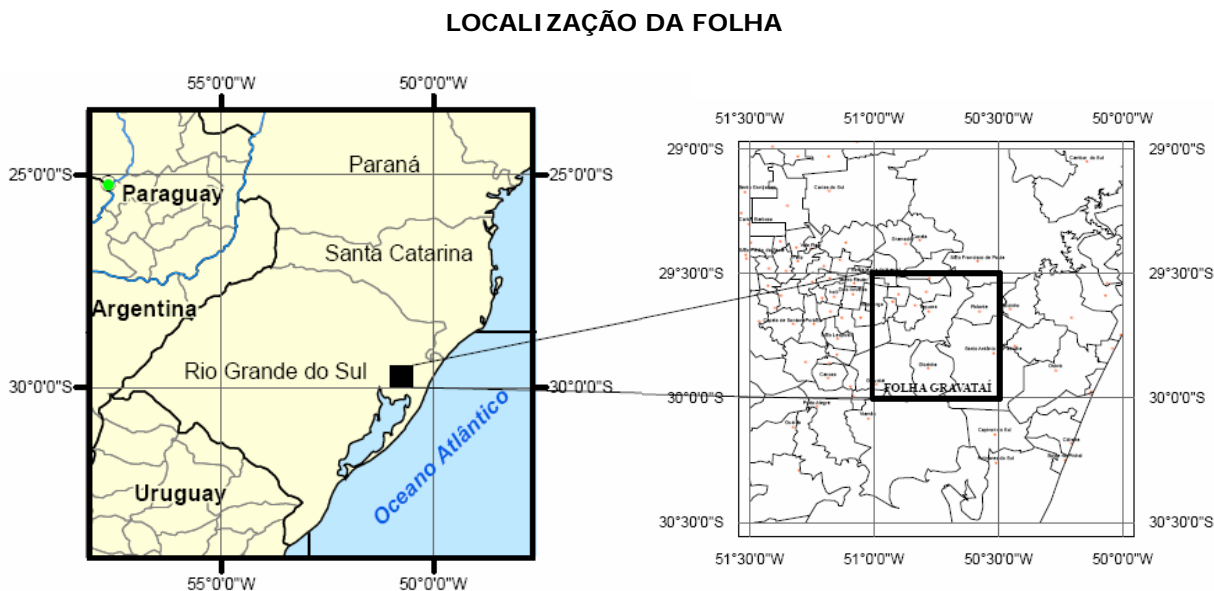


Figura 1.1: Localização da Folha Gravataí 1:100.000.

1.4 Base de Dados e Mapas Anteriores

Para a confecção do atual mapa geológico da Folha Gravataí, utilizou-se trabalhos anteriores desenvolvidos na área como o Mapa Geológico das Folhas Gravataí e Santo Antônio da Patrulha, elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica no ano de 1984 (Dehnhardt *et al.* 1984) na escala 1:100.000 e o Mapa do Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, Integração Geológica e Avaliação Econômica, elaborado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais em 1986 (Aboarrage & Lopes, 1986), na escala 1:100.000. Estes mapas, juntamente com o recorte do mapa ao milionésimo fornecido pela CPRM no início do trabalho, serviram como base para o mapeamento. Alterações na configuração dos mapas e mudanças na interpretação estratigráfica das unidades levou em consideração novos estudos e propostas desenvolvidos por diversos pesquisadores, mencionados ao longo do texto quando pertinente.

Previamente aos trabalhos de campo, foi realizada fotointerpretação preliminar da área de estudo com utilização de fotografias aéreas na escala 1:60.000 (1964) e 1:110.000 (1975), disponíveis na Mapoteca do Instituto de Geociências da UFRGS e no acervo da CPRM. Imagens Landsat 7, com resolução espacial de 14,28 m, disponibilizadas pela NASA através do Projeto Geocover 2000, foram analisadas e forneceram importantes informações cartográficas e geológicas. Os dados coligidos foram associados com mapas de atualização da rede rodoviária da base do Departamento Autônomo de Estradas de Rodagem do Estado do Rio Grande do Sul (DAER) e do Departamento Nacional de Estradas de Rodagem (DNER), tendo em vista que algumas das vias de acesso são de construção mais recente que as fotografias aéreas na área.

Ainda como apoio aos trabalhos de superfície, os dados de 202 *logs* de furos de sondagem disponíveis da SUREG-PA foram consultados visando identificar a presença de soleiras e recuperar informações de unidades sedimentares da Bacia do Paraná de difícil identificação em campo devido à ausência de afloramentos de boa qualidade na região mapeada (caso, por exemplo, da Formação Rio Bonito). Para auxiliar a identificação de alvos atuais de exploração mineral e pontos a serem visitados durante trabalho de campo, foi realizado um levantamento de dados de requerimentos de pesquisa e lavra mineral junto ao DNPM e realizado um cruzamento de informações entre o *overlay* georreferenciado dos processos ativos do DNPM com o banco de dados de recursos minerais disponibilizado pela CPRM-SUREG-PA.

1.5 Dados Físicos de Produção

O mapeamento geológico da Folha Gravataí foi realizado em cerca de 30 incursões de campo no ano de 2006 com a participação de geólogos e professores do Instituto de Geociências da UFRGS. Foram totalizadas 728 estações de campo descritas no aplicativo AFLORA, destas 130 são de ocorrências minerais. Foram descritas 568 novas estações de campo e revisitadas outras 160, incluindo pontos descritos em trabalhos anteriores realizados pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) – Dehnhardt *et al.* (1984) e Arienti (1986) – e pontos de recursos minerais do cadastro da CPRM-SUREG-PA. O estudo petrográfico e geoquímico voltado para o magmatismo da Bacia do Paraná contou com a confecção e descrição de 42 lâminas delgadas e obtenção de 42 análises geoquímicas de elementos maiores, menores e traços realizadas por ICP-EOS e ICP-MS no Actlabs (Canadá) totalizando 55 elementos. Neste relatório são ainda apresentadas 34 novas determinações Sm-Nd e Rb-Sr realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. As análises geoquímicas e de isótopos consistem de um esforço realizado neste trabalho para aumentar o banco de dados de rochas ígneas da Bacia do Paraná nesta área e consistem de uma contribuição significativa para o entendimento do magmatismo na região.

2. GEOMORFOLOGIA, FISIOGRAFIA E CLIMA

Na área da Folha de Gravataí ocorrem as seguintes unidades geomorfológicas, de norte para sul: Planalto Meridional, Depressão Central e Planície Costeira (Fig. 2.1).

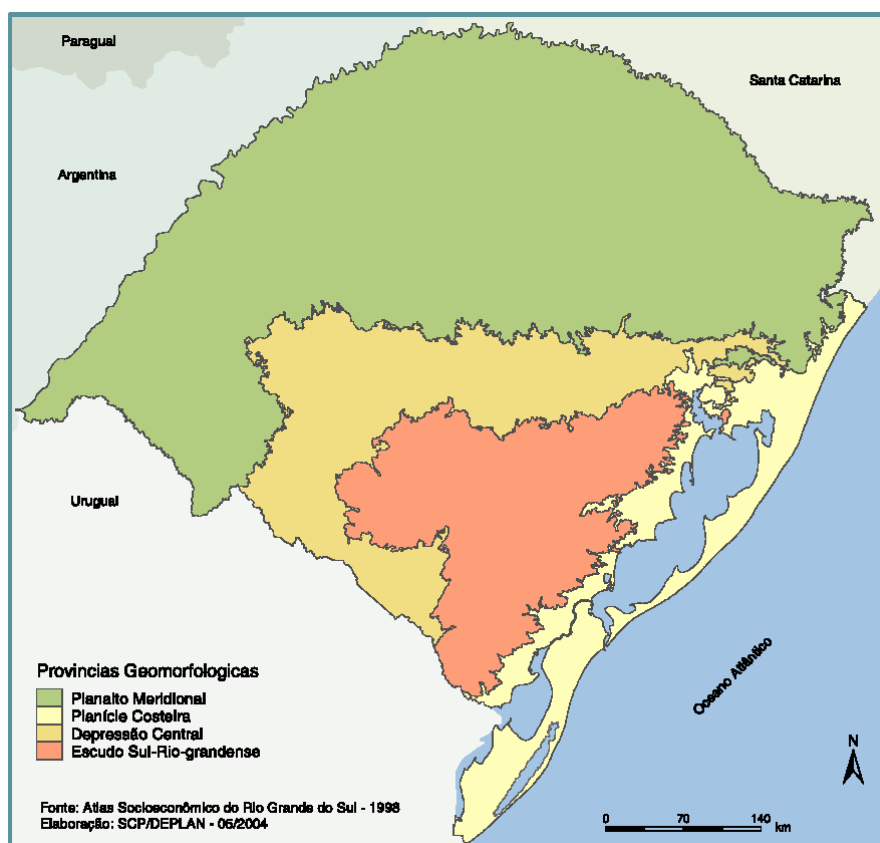


Figura 2.1: Províncias Geomorfológicas do Rio Grande do Sul (Fonte: Atlas Sócio-econômico do Estado do Rio Grande do Sul, Secretaria da Coordenação e Planejamento – 2ª edição 2006).

A Depressão Periférica é caracterizada por terras de baixa altitude localizada ao sopé do Planalto apresentando relevo aplainado de coxilhas suaves com poucos afloramentos e planícies fluviais. Esta unidade é formada de rochas sedimentares da Bacia do Paraná e pertence a um extenso corredor que liga o Estado de oeste à leste. Nesta área são comuns morros testemunhos de até cerca de 200 metros de altitude que representam a antiga linha de escarpa da Serra Geral. A vegetação é de matas e campos. A Planície Costeira é formada por unidades sedimentares marinhas e flúvio-lacustres inconsolidadas pertencentes à Bacia de Pelotas. A Planície Costeira apresenta relevo muito baixo, próximo do nível do mar e é caracterizada por regiões extensas de banhados, lagos e lagoas. Na área deste projeto, as três unidades geomorfológicas estão representadas (Fig. 2.2).

Em todas as regiões o uso do solo inclui pastagens para criação de gado e plantações de feijão, milho e hortifrutigranjeiros. Nas escarpas e no planalto da Serra Geral são comuns os reflorestamentos e nas áreas da Planície Costeira, as plantações de arroz. O Clima é temperado do tipo subtropical, classificado como mesotérmico úmido. As temperaturas apresentam grande variação sazonal, com verões quentes com temperaturas de até 40°C e invernos rigorosos, inclusive com temperaturas negativas e ocorrência de geada e precipitação eventual de neve nas partes mais altas. A precipitação na região varia entre 1.500 e 1.800mm, com intensidade maior de chuvas nas escarpas do planalto, local de maior precipitação no Estado do Rio Grande do Sul.

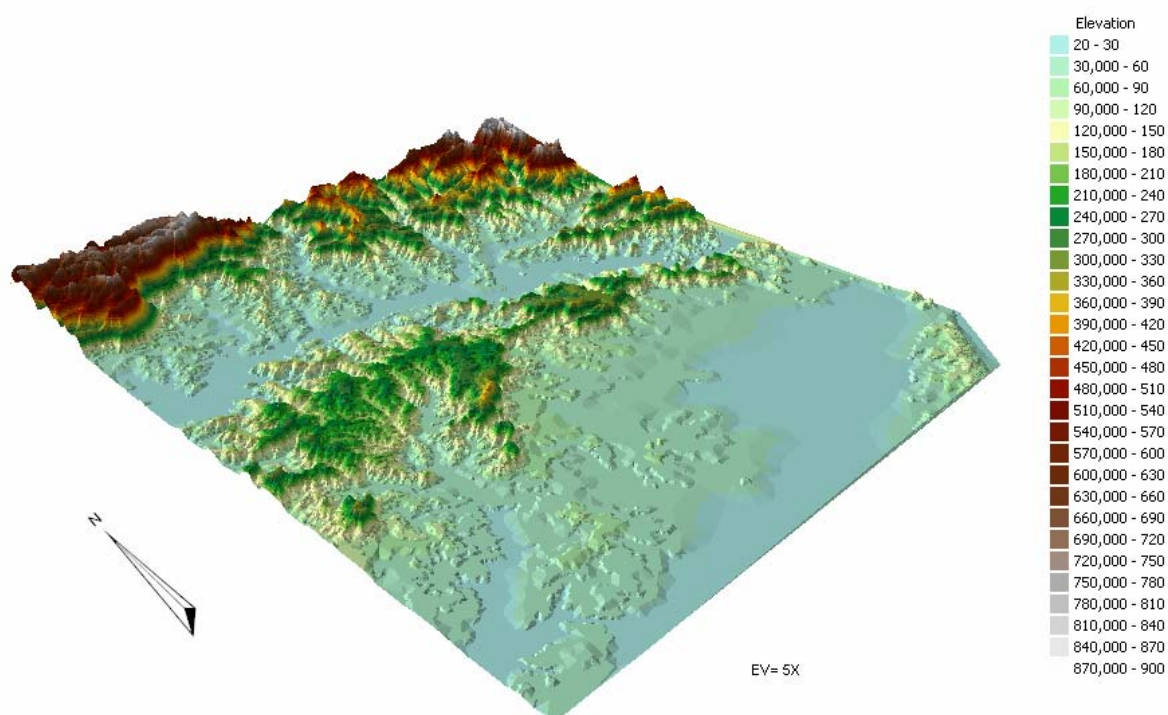


Figura 2.2: Modelo Digital do Terreno da Folha Gravataí – 1:100.000 - com exagero vertical de 5 vezes

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O contexto geológico regional da Folha Gravataí (1:100.000) é representado pelas seguintes unidades: (i) Escudo Sul-rio-grandense; (ii) Bacia do Paraná (sedimentos gonduânicos e seqüências vulcânicas básicas e ácidas); e (iii) Bacia de Pelotas (Planície Costeira). A figura 3.1 mostra a geologia simplificada do Estado do Rio Grande do Sul.

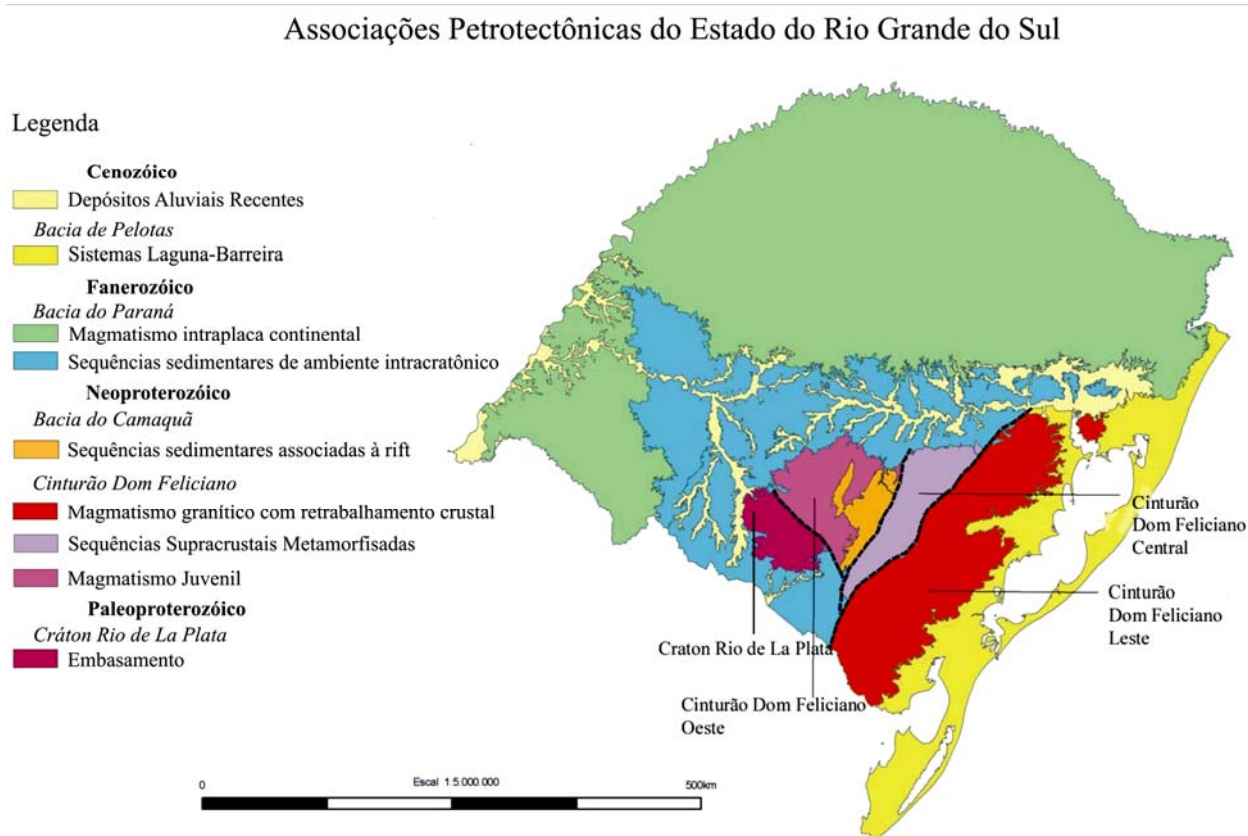


Figura 3.1: Compartimentação geotectônica do Rio Grande do Sul.

3.1 O Escudo Sul-Rio-Grandense

O Escudo Sul-rio-grandense representa o embasamento do estado do Rio Grande do Sul e está localizado na região centro-sul. O escudo possui cerca de 65.000 km² de área no Estado (Chemale Jr., 2000) e é delimitado ao norte, oeste e sudoeste pela Bacia do Paraná, e a leste pela Bacia de Pelotas, também conhecida como Província Costeira do Rio Grande do Sul.

O escudo é composto por rochas de idades variadas desde o Arqueano até o Eopaleozóico. Apesar de ser espacialmente restrito, apresenta associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, de idade, origem e evolução diversas, distribuídas num complexo arranjo tecno-

estratigráfico controlado por lineamentos regionais de orientação predominante NE-SW e NW-SE.

As associações petrotectônicas que compõem o escudo são, de oeste para leste, o Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano. O Cráton Rio de La Plata representa a porção mais antiga, com unidades remanescentes de idade Arqueana, e estável desde o Paleoproterozóico. O Cinturão Dom Feliciano representa uma colagem tectônica complexa de evolução Brasileira que pode ser subdividido em três partes: (i) Cinturão Dom Feliciano Oeste - inclui um arco magmático juvenil; (ii) Cinturão Dom Feliciano Leste - consiste de sequências supracrustais e lascas de embasamento paleoproterozóico; e, (iii) Cinturão Dom Feliciano Leste - formado por volumoso magmatismo granítico com características de retrabalhamento crustal. Ainda, sobre este Cinturão, desenvolveu-se a Bacia do Camaquã durante os estágios finais do Ciclo Brasileiro. As unidades superiores desta Bacia (Grupo Guaritas) foram formadas durante um processo de colapso orogênico, ao final do Ordoviciano (<540 e >470 Ma, Chemale Jr. *et al.*, 1995).

Na área de estudo, apenas uma rocha granítica indiferenciada pertencente ao Cinturão Dom Feliciano Leste aflora pontualmente em um alto do embasamento na cidade de Gravataí.

3.2 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná corresponde a uma bacia intracratônica cujas unidades basais depositaram-se sobre o Escudo Sul-rio-grandense, incluindo a Bacia do Camaquã. A Bacia do Paraná, em toda sua extensão, é representada por sedimentos predominantemente siliciclásticos e rochas vulcânicas, de idade desde o Ordoviciano ao Cretáceo. A espessura máxima da Bacia é estimada entre 5.000 e 6.000 m (Fig. 3.2).

Um terço da área aflorante da Bacia do Paraná é composta por rochas sedimentares de idades que variam do Ordoviciano ao Siluriano enquanto que dois terços é coberta por fluxos de lava de idade Jurássica-Cretácica.

Em um estudo detalhado, Milani (1997) subdividiu a Bacia do Paraná em cinco superseqüências: (i) Superseqüência Rio Ivaí (O-S), (ii) Superseqüência Paraná (D); (iii) Superseqüência Gondwana I (C-eoTr); (iv) Superseqüência Gondwana II (meso/neoTr), e (v) Superseqüência Gondwana III (neoJ-eoK) e Superseqüência Bauru (neoK) (Fig. 3.3). Na área da Folha Gravataí, afloram apenas unidades relacionadas às Superseqüências Gondwana I e III.

A Superseqüência Rio Ivaí, definida originalmente como Grupo Rio Ivaí (Assine *et al.*, 1993), é composta por um conjunto de estratos que incluem conglomerados basais e arenitos finos a grossos (Formação Alto Garças), diamictitos siltico-arenosos com clastos de natureza variada (Formação Iapo) e arenitos finos, micáceos e pelitos com abundante conteúdo fóssilífero (Melo, 1993). Segundo Milani (2000), essa superseqüência, de idade neo-ordoviciano a eosiluriano, é de particular interesse por relacionar-se diretamente à origem da bacia.

A Superseqüência Paraná ocorre em discordância erosional e representa um ciclo transgressivo/regressivo de sedimentação. Os primeiros depósitos são caracterizados por rochas sedimentares da

Formação Furnas (eodevoniana). Estes, são recobertos pela Formação Ponta Grossa, composta por um pacote pelítico fossilífero no intervalo Emsiano-Frasniano (Milani, 2000).

A Supersequência Gondwana I está depositada sobre a anterior em discordância de larga abrangência. A sedimentação iniciou-se no Carbonífero estendendo-se até o Permiano Superior e Triássico Inferior. O período de deposição desta supersequência caracterizou-se por mudanças profundas em termos de clima e tectônica. A sedimentação iniciou-se sob condições glaciais. O clima frio passou gradativamente para um clima mais temperado e úmido. No Permiano, ocorreram processos de deformação litosférica associados à orogenia do Cabo e La Ventana.

A Supersequência Gondwana II foi depositada no intervalo do Meso ao Neotriássico e é caracterizada pela presença de rochas sedimentares de ambiente continental (Milani, 1997). No Triássico, iniciou-se o processo de relaxamento crustal e rifteamento na porção sul do Brasil e Argentina, quando foram originados sistemas de riftes como do Triássico Argentino e de Santa Maria (RS). Típico desta supersequência são os arenitos flúvio-lacustres da Formação Santa Maria, portadores de uma paleofauna distinta de vertebrados tetrápodes (Barberena, 1977). Essa unidade ocorre quase que exclusivamente na porção sul da Bacia do Paraná.

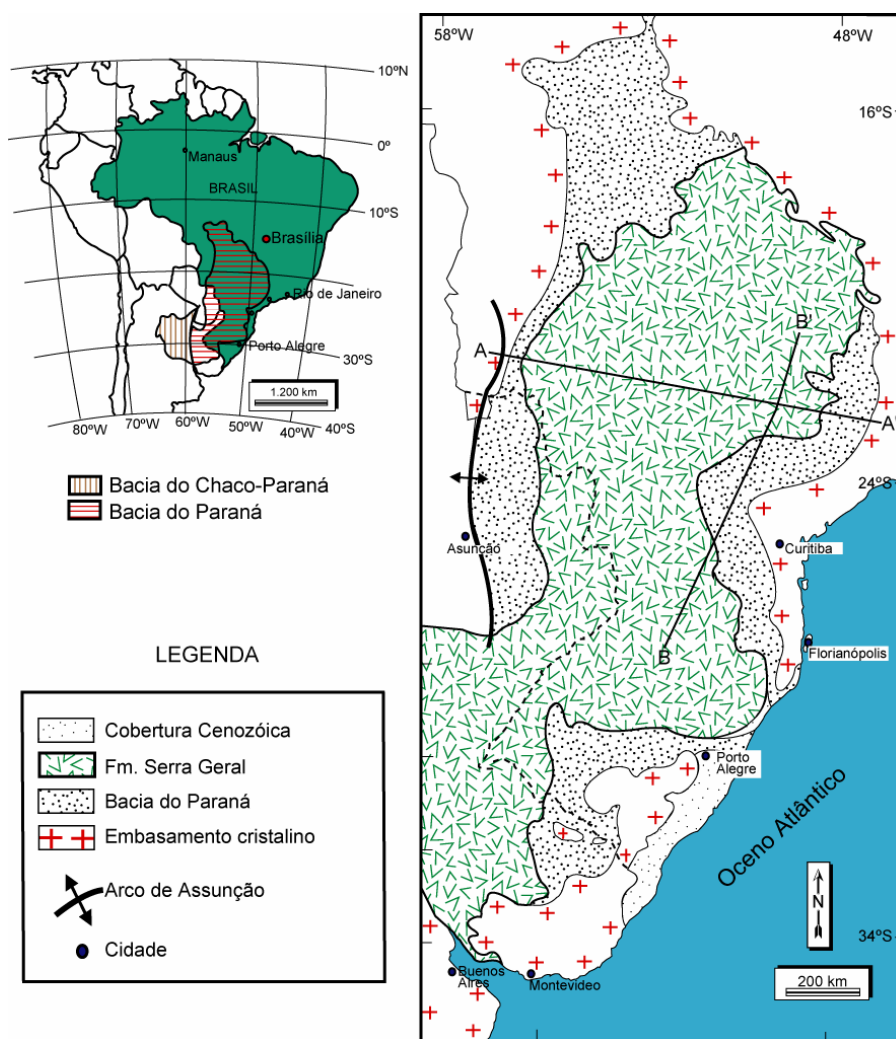


Figura 3.2: Localização da Bacia do Paraná e distribuição da Formação Serra Geral. As seções AA' and BB' estão na Figura 3.4 (modificado de Zalan *et al.*, 1990).

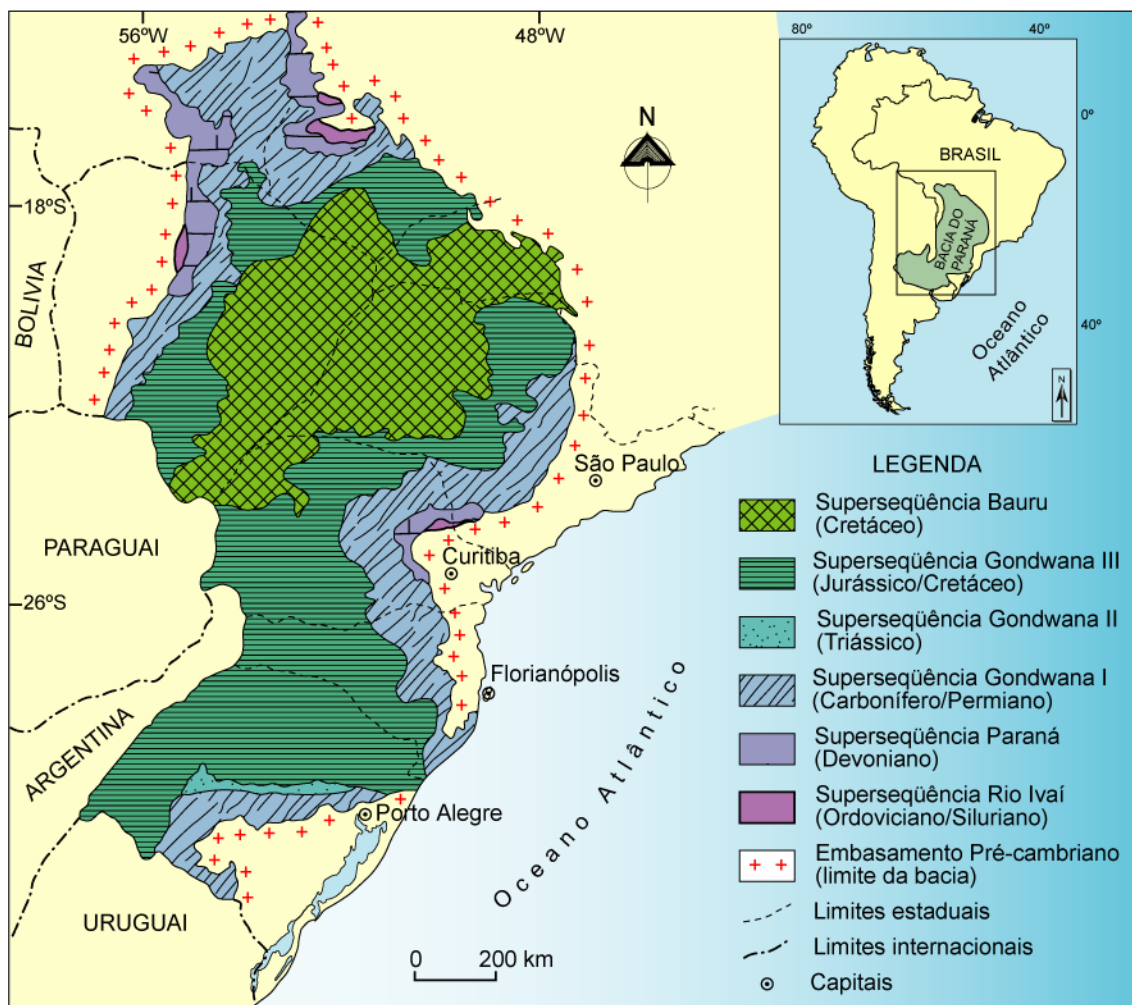


Figura 3.3: Mapa da área da Bacia do Paraná e distribuição das superseqüências no território brasileiro (modificado de Milani, 1997).

A Superseqüência Gondwana III é representada pelas unidades sedimentares da Formação Botucatu e do magmatismo da Formação Serra Geral. Os depósitos sedimentares, de idade Jurocretácica, são representados por paleodunas e sedimentos associados à Formação e Botucatu. A deposição dos sedimentos da Formação Botucatu iniciou-se durante a pré-ruptura dos continentes e continuaram durante o evento de magmatismo da Formação Serra Geral. Assim, as dunas e demais depósitos sedimentares de clima árido ocorreram de forma intertrápica ou mesmo como espessas camadas de dunas arenosas eólicas (ergs) subjacentes, posteriormente litificadas (paleodunas), segundo Milani *et al.* (1998).

A Superseqüência Bauru, restrita a porção norte da Bacia, ocorre sobreposta discordantemente sob as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e é composta por rochas siliciclásticas do final do Cretáceo. Esta cobertura continental representa o encerramento da história sedimentar da Bacia do Paraná (Milani *et al.* 1998).

Na Figura 3.4, observam-se as seções N-S e EW marcadas na Figura 3.2, ao longo da Bacia do Paraná. Destaca-se a forma típica da bacia em sinéclise (perfil A-A') e a formação do Arco de Ponta Grossa, com a presença de inúmeros diques relacionados às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral de idade em torno de 130 Ma (perfil B-B').

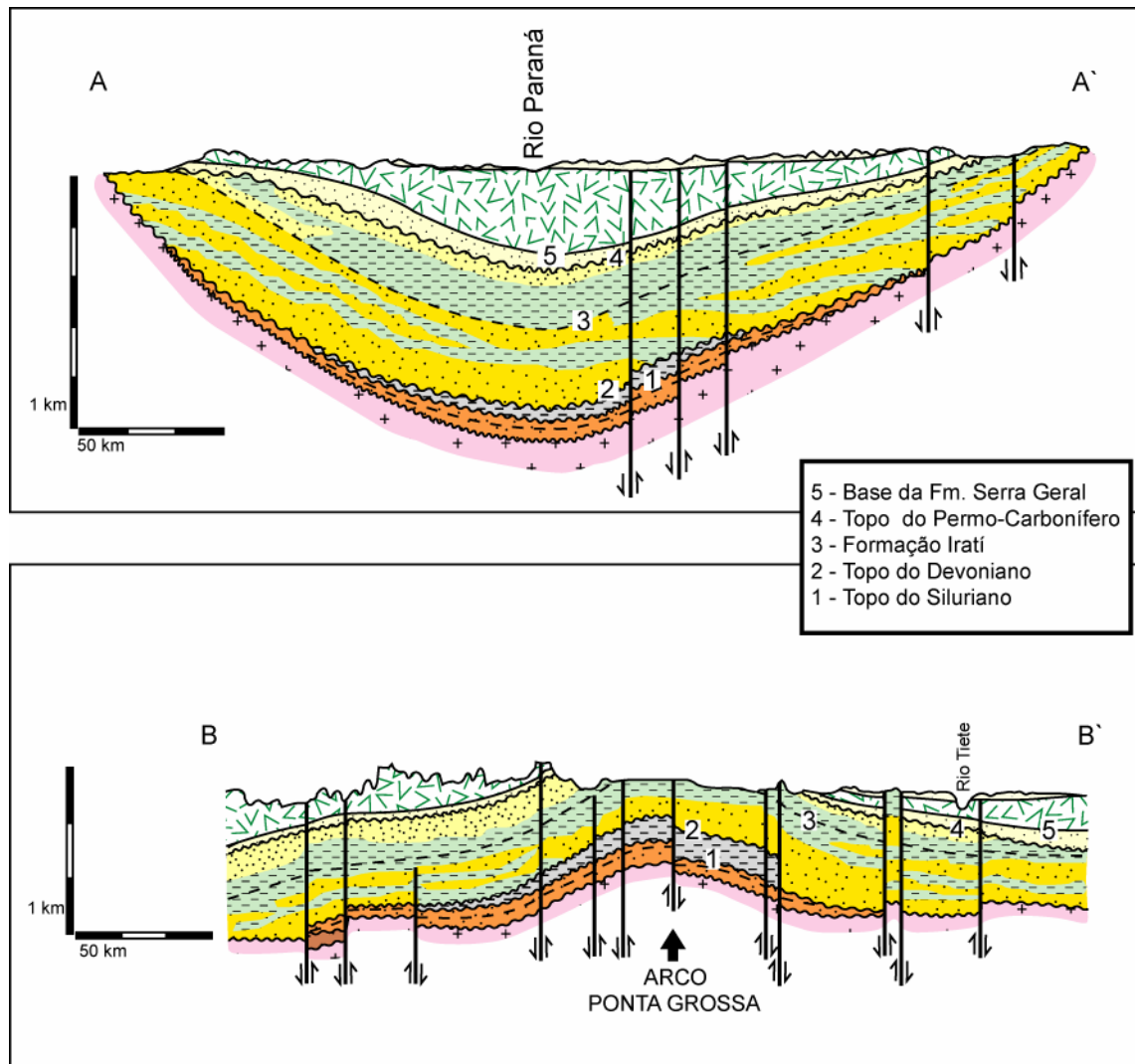


Figura 3.4: Seções AA' e BB' ao longo Bacia Paraná (segundo Zalan *et al.*, 1990).

3.3 Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas constitui-se de uma bacia marginal do tipo aberta, desenvolvida no extremo sul da margem continental brasileira, resultante dos processos de abertura e expansão do Atlântico Sul durante o Cretáceo. Segundo Fontana (1996), ela atinge uma espessura superior a 12 km no seu depocentro.

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul corresponde à parte proximal, emersa, da Bacia de Pelotas. Dados provenientes dos poços perfurados na planície mostram que, de forma geral, o pacote sedimentar é de composição siliciclástica e possui uma espessura de algumas poucas centenas de metros.

A planície apresenta uma área, de aproximadamente 33.000 km² com larguras variáveis, entre 10 e 15 km no setor norte, devido à proximidade da escarpa da Serra Geral, ampliando-se em direção ao sul, onde atinge cerca de 100 km (Fig. 3.5).

A plataforma continental adjacente à planície costeira alcança uma largura média de cerca de 150 km e é coberta principalmente por sedimentos clásticos terrígenos com algumas concentrações de

cascalho biodetrítico (Martins *et al.*, 1967). A plataforma interna é, na sua maior parte, coberta por areias terrígenas de composição e textura muito semelhante aos sedimentos praias adjacentes.

A Planície Costeira do Rio Grande do Sul representada por uma ampla área de terras baixas, constitui uma das quatro províncias geomorfológicas do estado (Carraro *et al.*, 1974). Seu registro sedimentar ao longo do Quaternário, constitui um laboratório de campo para estudos sedimentológicos, estratigráficos e evolutivos.

Estudos de cunho geológico, realizados pela Petrobrás na Planície Costeira, entre 1958 e 1963, permitiram visualizar a estratigrafia de subsuperfície (Closs, 1970). Delaney (1965) apresenta o primeiro mapa geológico, acompanhado do primeiro quadro estratigráfico das formações aflorantes na planície. Posteriormente, diversos trabalhos desenvolvidos, principalmente pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, proporcionaram um significativo avanço no conhecimento científico da Planície Costeira, culminando com a proposição de um novo modelo evolutivo para a área (Villwock *et al.*, 1984), compatível com os dados disponíveis até o momento, e sintetizados em um conjunto de mapas paleogeográficos apresentados por Villwock & Tomazelli (1995).

Os depósitos sedimentares assentam sobre um embasamento (área fonte dos sedimentos) representado, na parte central e sul da planície, por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas do Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense e, na parte norte, por rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, de idade paleozóica e mesozóica. As diferenças composicionais e de relevo destas duas áreas fontes, são determinantes nas características dos sedimentos detritais fornecidos à bacia.

Os sedimentos erodidos das terras altas adjacentes ao se acumularem na planície costeira geraram, fundamentalmente, dois tipos de sistemas deposicionais: um sistema de leques aluviais ao longo de uma faixa contínua da parte mais interna da planície costeira e quatro sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira (Fig. 3.5).

A área em estudo representa parte da porção mais interna da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e na Folha Gravataí afloram unidades identificadas como pertencentes aos Sistemas Pleistocênicos Barreira-Laguna I, II e a depósitos Holocênicos relacionados principalmente a sistemas lagunares, fluviais e de leques aluviais.

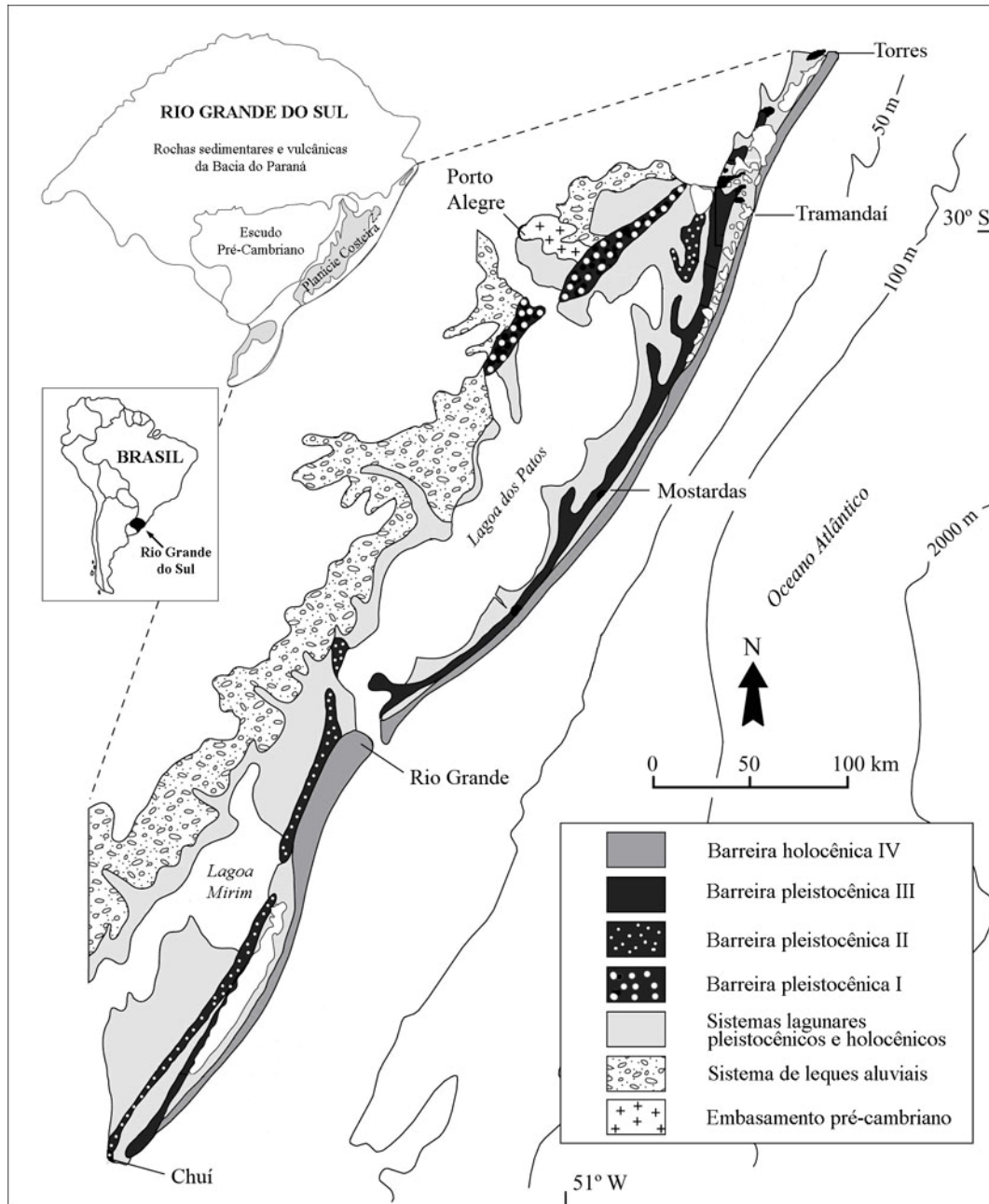


Figura 3.5: Mapa de localização e mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Tomazelli *et al.*, 2006 - CECO/IG).

4. ESTRATIGRAFIA

As unidades litoestratigráficas mapeadas na Folha Gravataí são descritas a seguir seguindo a ordem exibida na coluna estratigráfica abaixo:

| ERA | PERÍODO | ÉPOCA | IDADE | UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS |
|-----------------|--|----------------------------|---|---|
| CENOZÓICO | NEÓGENO | HOLOCENO | | DEPÓSITOS DE SISTEMAS HOLOCÊNICOS |
| | | | | N4a Depósitos aluvionares e canal fluvial |
| | | | | N4pi Depósitos de planície de inundação |
| | | | N4tf Depósitos de turfeiras | |
| | | | DEPÓSITOS DE SISTEMAS PLEISTOCÊNICOS-HOLOCÊNICOS | |
| | | 0,01 | N34ec Depósitos eluviais e coluviais | |
| | | PLEISTOCENO | | DEPÓSITOS DE SISTEMAS LAGUNARES - BARREIRA II |
| | | | | N3pl2 Depósitos de planície lagunar |
| | | | | DEPÓSITOS DE SISTEMAS LAGUNARES - BARREIRA I |
| | | | | N3la Depósitos de leque aluvial |
| | N3pl1 Depósitos de planície lagunar | | | |
| | N3e1 Depósitos eólicos de duna litorânea | | | |
| | 1,8 | | | |
| MESOZÓICO | CRETÁCIO | INFERIOR | -65,5 | PROVÍNCIA PARANÁ |
| | | | | GRUPO SÃO BENTO |
| | | K1acx Formação Serra Geral | | |
| | | K1βgr | | |
| | | 145 | J3K1bt Formação Botucatu | |
| JURÁSSICO | | | | |
| | | | -200 | |
| PALEOZÓICO | PERMIANO | | -251 | GRUPO PASSA DOIS |
| | | | P3t1p Formação Pirambóia | |
| | | | P3T1rr Formação Rio do Rasto | |
| | | | P23en Subgrupo Estrada Nova | |
| | | | GRUPO GUATÁ | |
| | | | P1p Formação Palermo | |
| | | | P1rb Formação Rio Bonito | |
| | | | -299 | |
| NEOPROTEROZÓICO | | | | CINTURÃO DOM FELICIANO |
| | | | | NP3ydf Rochas graníticas indiferenciadas do Cinturão Dom Feliciano. |

4.1 Escudo Sul-Rio-Grandense

4.1.1 Suíte Granítica Dom Feliciano (NP3γdf)

A Suíte Granítica Dom Feliciano na área da Folha Gravataí ocorre em uma porção restrita localizada em um alto topográfico na cidade de Gravataí. Informações que constam em mapas mais antigos e informações de moradores da região sinalizam para a ocorrência desta unidade, representada por um granito de cor rósea claro e textura isotropa. No entanto, durante este mapeamento não foi possível encontrar afloramentos devido à intensa ocupação urbana. A opção de manter esta unidade deve-se a necessidade de manter informações históricas obtidas quando a ocupação territorial não prejudicava o mapeamento.

4.2 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná na área da Folha Gravataí está representada por algumas unidades pertencentes as Superseqüência Gondwana I (Formações Rio Bonito e Palermo do Grupo Guatá, Subgrupo Estrada Nova e Formação Rio do Rasto do Grupo Passa Dois, e Formação Pirambóia) e Superseqüência Gondwana III (Formações Botucatu e Serra Geral do Grupo São Bento).

A Superseqüência Gondwana I representa um ciclo transgressivo-regressivo completo que inicia com o Grupo Itararé (não presente na área mapeada), passa pelo Grupo Guatá (transgressão máxima) e culmina com a transição (Grupo Passa Dois) e sedimentação eminentemente continental das Formações Rio do Rasto (topo do Grupo Passa Dois) e Formação Pirambóia.

O Grupo Guatá, formado pelas Formações Rio Bonito e Palermo, de acordo com Gordon Jr. (1947), é constituído por sedimentos situados entre o topo do Grupo Itararé até a base da Formação Irati. O Grupo Guatá representa a porção mediana da Superseqüência Gondwana I e resulta de depósitos transgressivos que sucedem a fase glaciogênica (representada pelo Grupo Itararé). A máxima inundação do ciclo transgressivo é marcada pelo horizonte pelítico da Formação Palermo (Milani, 1997). Marques-Toigo (1988), baseando-se em pólenes destas formações, estimaram para o Grupo Guatá uma idade permiana, equivalente aos andares Artinskiano e Kunguriano.

O Grupo Passa Dois, no Estado do Rio Grande do Sul, está representado pela Formação Irati, Subgrupo Estrada Nova e Formação Rio do Rasto. O Grupo Passa Dois representa uma fase de regressão e continentalização da sedimentação que sucedeu a forte transgressão do período anterior (representado pelo Grupo Guatá). Na Folha Gravataí, a Formação Irati não aflora. Entretanto, em subsolo, ela foi reconhecida pela CPRM e descrita a partir de furos de sondagem (ex. CA-83) como apresentando contato inferior concordante e transicional com a Formação Palermo.

A seção regressiva, mencionada acima, e que encerra a Superseqüência Gondwana I, inclui unidades do Permiano Superior e Triássico Inferior - Grupo Passa Dois e Formação Pirambóia – bem representados na Folha Gravataí.

A Superseqüência Gondwana III é uma seqüência formada em ambiente continental de idade Jurássica-Eocretácica que agrupa as rochas sedimentares eólicas de ambiente árido da Formação Botucatu e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Milani *et al.*, 1994; Milani, 1997), ambas

incluídas no Grupo São Bento (Northfleet *et al.*, 1969). Esta Supersequência é limitada por duas discordâncias de caráter regional: uma basal - que corresponde a uma vasta superfície de deflação eólica considerada como um prolongado período de interrupção na sedimentação; e uma superior - marcada pelo final do episódio vulcânico. Como consequência dos espessos derrames vulcânicos da Supersequência Gondwana III, a Bacia do Paraná sofreu subsidência eminentemente intracratônica permitindo a deposição e preservação da Supersequência Bauru, último registro de sedimentação desta Bacia (Milani, 1997).

4.2.1 Formação Rio Bonito (P1rb)

A Formação Rio Bonito, pertencente ao Grupo Guatá, é constituída predominantemente por arenitos nas porções inferior e superior e por siltitos e folhelhos contendo camadas de carvão e calcários e algumas intercalações de arenitos na sua porção média. As camadas de carvão apresentam espessuras variando de alguns centímetros até 2 metros. Intercalados às camadas de carvão encontram-se arenitos, siltitos, folhelhos carbonosos, calcários e conglomerados. A Formação Rio Bonito representa um conjunto resultante de sedimentação costeira, transicional, progressivamente afogado para o topo pelo mar progradante, representado pela Formação Palermo que a sucede (Milani, 1997).

Dados palinológicos e paleobotânicos obtidos por Bortoluzzi *et al.* (1980), colocam a Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul nos andares Artinskiano-Kunguriano. Sua espessura média é de 70 metros, embora Piccoli *et al.* (1986) indiquem valores até 120 metros. Manifestações importantes afloram em São Gabriel, Bagé, Cachoeira do Sul e São Sepé. No estado, ela é indivisa, isto é, a individualização proposta por Schneider *et al.* (1974) para Santa Catarina e Paraná nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, não é possível de ser reconhecida, pois os sedimentos depositados no Estado são predominantemente de ambiente continental litorâneo, enquanto em Santa Catarina e Paraná são de ambiente marinho.

Litologicamente, a Formação é constituída por camadas de carvão associadas a pelitos cinza escuros a pretos, carbonosos ou com restos vegetais. Seu contato com a Formação Palermo é concordante e Lavina *et al.* (1985) consideram apenas as fácies continentais e transicionais como pertencentes à Formação Rio Bonito, colocando as fácies de origem marinha na Formação Palermo.

A área aflorante da Formação Rio Bonito tem uma distribuição superficial restrita a uma pequena porção no sul da Folha Gravataí e sua identificação em afloramento é prejudicada pela alteração das rochas pelíticas que mascara suas características diagnósticas e dificulta o estabelecimento de critérios de separação. Entretanto, existem furos de sondagem para carvão da CPRM dentro da área mostrando a presença desta Formação muito próximo da superfície, o que confirma sua ocorrência em ao menos uma pequena área.

A Formação Rio Bonito apresenta a seguinte sucessão de fácies de acordo com Holz *et al.* (2000): fluvial-deltaico e estuarino; turfeiras em zona costeira; shoreface/offshore; shoreface superior; supramaré e shoreface.

Aboarrage & Lopes (1986), descreveram a oeste de Osório três conjuntos de litologias distintas para esta formação. Na área estudada, esta formação aflora na porção sudoeste em poucos

afloramentos e parece representar a porção intermediária daquele conjunto litológico, isto é, siltitos cinza a ciza-claros, maciços, raramente com interlaminções de arenito.

4.2.2 Formação Palermo (P1p)

A Formação Palermo, proposta por White (1908) como Schistos de Palermo, apresenta sua seção tipo em Santa Catarina, no município de Lauro Müller, localidade de Palermo. Inserida no Grupo Guatá, caracteriza-se pelo predomínio de siltitos e siltitos arenosos, acinzentados ou amarelo-esverdeados e, localmente, arenitos finos a médios no topo. A sedimentação da Formação Palermo ocorreu num momento de subsidência acelerada que propiciou subida do nível relativo do mar e o nível de máxima inundação da Supersequência Gondwana I (Milani, 1997).

Dados palinológicos obtidos por Daemon & Quadros (1970) a situam no Permiano. Igualmente, Lavina & Lopes (1987), consideram esta formação como de idade Permiano, entre o Kunguriano e a base do Kazaniano, associada a um ambiente marinho transgressivo de plataforma, influenciado por ondas e marés, recobrando o ambiente deltaico-lagunar da Formação Rio Bonito. Este ambiente deposicional de *shoreface* e plataforma marinha (marinho nerítico) é indicado pela presença freqüente de intercalações de arenitos finos bem como estruturas do tipo *hummocky cross stratification*, *flaser*, ondulada (*wavy*) e lenticular (*linsen*).

A maior espessura desta Formação é de 281 metros, constatada no Rio Grande do Sul através do poço RS(2-A1-1-RS) em Alegrete, e o contato superior com a Formação Irati é considerado transicional, passando de siltitos cinza-esverdeados para os folhelhos e argilitos pretos. Já o contato com a Formação Rio Bonito é comumente concordante.



Figura 4.1: Vista geral da Estação de Campo PG-295 que exhibe afloramentos da Formação Palermo e uma extração informal de material de empréstimo.

Na área de estudo, a Formação Palermo aparece capeando as elevações, abrangendo alguns poucos afloramentos no lado oeste, porção inferior da folha. O melhor afloramento identificado é o PG-295 que se trata de uma extração informal de material de empréstimo (Fig. 4.1). A unidade é geralmente constituída por siltitos e arenitos muito finos e interlaminados, bem estratificados de coloração clara, geralmente esbranquiçados a cinza claro esverdeado com coloração alaranjada quando alterado (Fig. 4.2). Localmente ocorrem nódulos argilosos avermelhados. Como estruturas

sedimentares constatam-se, laminação ondulada, *wavy*, *linsen*, *drape* e *flaser*. Na porção superior da unidade na área mapeada ocorrem siltitos arenosos raramente intercalados com finas bandas (até 5cm) de arenitos médio a grosso mal-selecionados com alguns grãos de feldspatos (Fig. 4.3). O contato basal com a Formação Rio Bonito é concordante, com feições erosivas, principalmente quando sobreposta a camadas de carvão e siltitos carbonosos. Este contato não é observável nos afloramentos da área, mas reportado nos furos de sondagem da CPRM.



Figura 4.2: Aspecto geral de um corte na Formação Palermo.



Figura 4.3: Siltitos intercalados com níveis arenosos e cortados por um padrão de fraturamento segundo direção 222° mergulhando 84° para NW.

4.2.3 Subgrupo Estrada Nova (P23en)

Inicialmente esta unidade foi denominada de “Schistos Cinzentos e Variegados da Estrada Nova, com concreções de quartzo e camadas arenosas” por White (1908). Posteriormente, Moraes Rego (1930) descreve os sedimentos da seção-tipo exposta no Paraná e, pela primeira vez, emprega o termo Teresina, denominando de Grupo Teresina. Posteriormente, Schneider *et al.* (1974) o denominou de Formação Teresina. Esta unidade, conforme Schneider *et al.* (1974), data do Permiano Superior e seu ambiente deposicional é de transição entre marinho de águas calmas passando para um ambiente com maior energia dominado pela ação das marés no topo.

O Subgrupo Estrada Nova tem sido subdividido em Formações Teresina e Serra Alta, inicialmente descritas em Santa Catarina e no Paraná. A Formação Teresina é constituída por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros e esverdeados, intercalados com arenitos muito finos, cinza-claros. Apresenta laminação “flaser”, plano-paralela, ondulada e convoluta, e estratificação “hummocky”. O registro de fósseis de plantas e palinomorfos, colocam-na no Permiano Superior, no andar Tatariano. A Formação Serra Alta é constituída de siltitos, argilitos e folhelhos não-betuminosos de origem por acumulação em ambiente marinho abaixo do nível base de ação de ondas. A passagem do Subgrupo Estrada Nova para a Formação Rio do Rastro, que a sobrepõe é discordante.



Figura 4.4: Afloramento de siltitos e argilitos maciços do Subgrupo Estrada Nova. Estação PG-522.

Na Folha Gravataí, o Subgrupo Estrada Nova abrange uma área a sudoeste, representada por alguns afloramentos dispersos e bastante alterados em uma porção relativamente contínua em contato com a Formação Rio do Rastro. Grande parte dos afloramentos está recoberto parcialmente por solo e alguns depósitos eluviais-coluviais. A unidade está representada por siltitos e argilitos com intercalações milimétricas de arenito muito fino, em geral muito alterados (Fig. 4.4). Localmente predominam níveis mais argilosos,

sem laminações evidentes de cor cinza claro e oxidações amarelo-laranja-avermelhada (Fig. 4.5).

Os melhores afloramentos encontram-se em três locais de extração: (1) na extração de argila Cerâmica Cherubini Ltda. (PG-302) que utiliza o material na confecção de tijolos; (2) em uma extração inativa, hoje aterro dos Serviços Urbanos da Prefeitura de Gravataí (PG330); e, (3) em outra extração de argila ativa, mas sem identificação (PG-526). No primeiro local a unidade é representada por argilito cinza-esverdeado a branco de dimensões que variam de 1,5 a 4 metros intercalados com níveis de arenitos finos bem selecionados de cor branca-esverdeada, localmente mais escuros e avermelhados com a presença de estratificação "hummocky" de dimensões centimétricas (Fig. 4.6). No segundo local, ocorre predomínio de siltitos com níveis milimétricos arenosos heterolíticos e com laminação ondulada. Neste afloramento, um corte de aproximadamente 4 metros de altura, ocorre um nível de cerca de 40cm situado na porção intermediária com bioturbações abundantes (Figs. 4.7 e 4.8). No último local citado, observa-se abundante argila esbranquiçada a avermelhada, maciça, com níveis avermelhados de arenito muito fino, localmente conglomerático, e forte fraturamento subvertical segundo direção NW (Figs. 4.9 e 4.10).

Feições como estratificações "hummocky" e bioturbações são indicativas de sedimentação em ambiente marinho raso, inclusive sujeito a ação de tempestades no caso da primeira, característica distintiva que sugere que o Subgrupo Estrada Nova na área da Folha Gravataí esteja representado preferencialmente pela Formação Teresina. No entanto, a dificuldade de identificação segura e diferenciação da Formação Serra Alta na área devido à escassez de bons afloramentos e relações de contato observável em campo levou a opção de manter o subgrupo indiviso neste mapa.



Figura 4.5: Afloramento característico do Sub-grupo Estrada Nova com predominância de siltitos e argilitos arroxeados na base sobrepostos por espessos depósitos coluvionares. Estação PG-426.



Figura 4.6: Estratificação "hummocky" de dimensões centimétricas em afloramento do Subgrupo Estrada Nova. Estação de Campo PG-302.

4.2.4 Formação Rio do Rastro (P3T1rr)

A seção tipo desta formação, localizada junto ao rio do Rastro em Santa Catarina, foi inicialmente descrita por White (1908) utilizando o termo Camadas Vermelhas do Rio do Rastro para descrevê-la. Posteriormente, Gordon Jr. (1947) a designa como Formação Rio do Rastro, constituída pelos membros Serrinha, inferior, e Morro Pelado, superior.

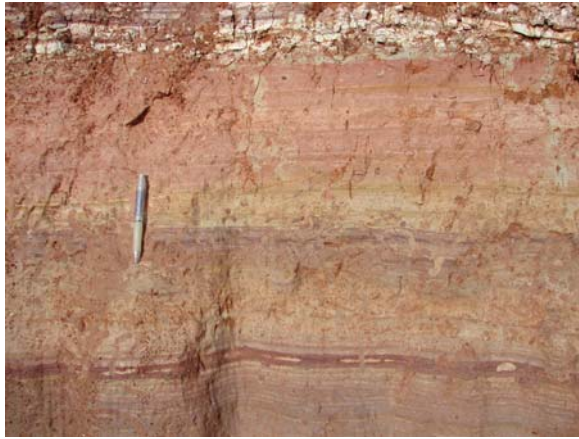


Figura 4.7: Aspecto geral do afloramento na Estação PG-330. Caneta marca o nível com forte bioturbação.



Figura 4.8: Detalhe do nível com bioturbações.



Figura 4.9: Argilitos maciços com raras intercalações de arenito. Estação PG-526.



Figura 4.10: Argilitos do Subgrupo Estrada Nova cortado por padrão NW de fraturas subverticais.

De acordo com Aboarrage & Lopes (1986), estes dois membros apresentam características distintas, pois têm a sua deposição associada a um ambiente transicional constituído por depósitos marinho raso e de planície costeira do Membro Serrinha passando para depósitos flúvio-deltaicos do Membro Morro Pelado.

Segundo Lavina (1991), no Rio Grande do Sul, os depósitos apresentam características que permitem enquadrá-los no Membro Morro Pelado, constituindo-se de arenitos avermelhados depositados em ambiente continental e sob condições climáticas oxidantes. Lavina *et al.* (1993), consideram que os depósitos lacustres e deltaicos da Formação Rio do Rasto apresentam relações de contato discordantes com as dunas eólicas de menor espessura da Formação Pirambóia que a sucede, embora localmente contatos concordantes e gradacionais tenham sido reportados (Riccomini *et al.*, 1984). O ambiente deposicional da Formação Palermo é considerado como inicialmente marinho raso, passando para depósitos de planície costeira. Riccomini *et al.* (1984) situa esta formação no Permiano Superior.

Na folha Gravataí a Formação Rio do Rasto aflora nas partes mais baixas da topografia e está em contato concordante com a Formação Pirambóia e dicordante com o Subgrupo Estrada Nova. O limite inferior do sistema flúvio-lacustre da Formação Rio do Rasto encontra-se em discordância



Figura 4.11: Vista geral de afloramento da Formação Palermo com intercalações de arenitos finos com laminação precária, em geral maciços. Estação de Campo PG-331.

sobre os arenitos marinhos do Subgrupo Estrada Nova. Esta unidade ocorre em contato encoberto com a Formação Pirambóia. Litologicamente, a Formação Rio do Rasto é constituída por camadas tabulares de arenitos finos a muito finos, avermelhados, arroxeados e esbranquiçados, friáveis e com matriz argilosa da decomposição dos feldspatos (Fig. 4.11 e 4.12), intercalados com argilitos e siltitos avermelhados e arroxeados (Fig. 4.13). Estes depósitos são característicos de níveis de turbiditos de frente deltáica. Como estruturas, pode-se observar a presença de estratificações

cruzadas tabulares e acanaladas de pequeno porte, laminações plano-paralelas e de corte e preenchimento.

Pires (2004) ao descrever o testemunho de sondagem TG 93 da região da Folha Gravataí, mostra que somente através da mudança brusca na granulometria foi possível definir com precisão o contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia. Os perfis de raio gama, mostraram esta mudança brusca e permitiram a delimitação do contato, por apresentar assinaturas típicas que auxiliaram na individualização das diferentes seqüências deposicionais (Fig. 4.14).



Figura 4.12: Camadas tabulares de arenito finos avermelhados da Formação Palermo. Estação de Campo PG-532.



Figura 4.13: Intercalações de arenitos finos e argilitos e siltitos arroxeados, avermelhados e esbranquiçados. Estação de Campo PG-307.

4.2.5 Formação Pirambóia (P3T1p)

O nome Pirambóia foi utilizada primeiramente no trabalho de Washburne (1930) para designar os arenitos de origem fluvial que ocorrem na porção basal da seqüência definida em São Paulo por Campos (1889) como Formação Botucatu. O status de Formação foi definido por Sandford & Lange (1960).

Soares (1975) apresentou a seção-tipo da unidade ao longo da rodovia Marechal Rondon, em São Paulo. Subdividiu os arenitos mesozóicos da Bacia do Paraná em Formação Pirambóia, a porção

basal, considerando-a de gênese predominantemente fluvial; e Formação Botucatu, a porção superior, de gênese predominantemente eólica. Posteriormente, diversos autores reavaliaram a gênese destas unidades a partir de novos conhecimentos e critérios que auxiliaram na identificação e distinção de fácies eólicas.

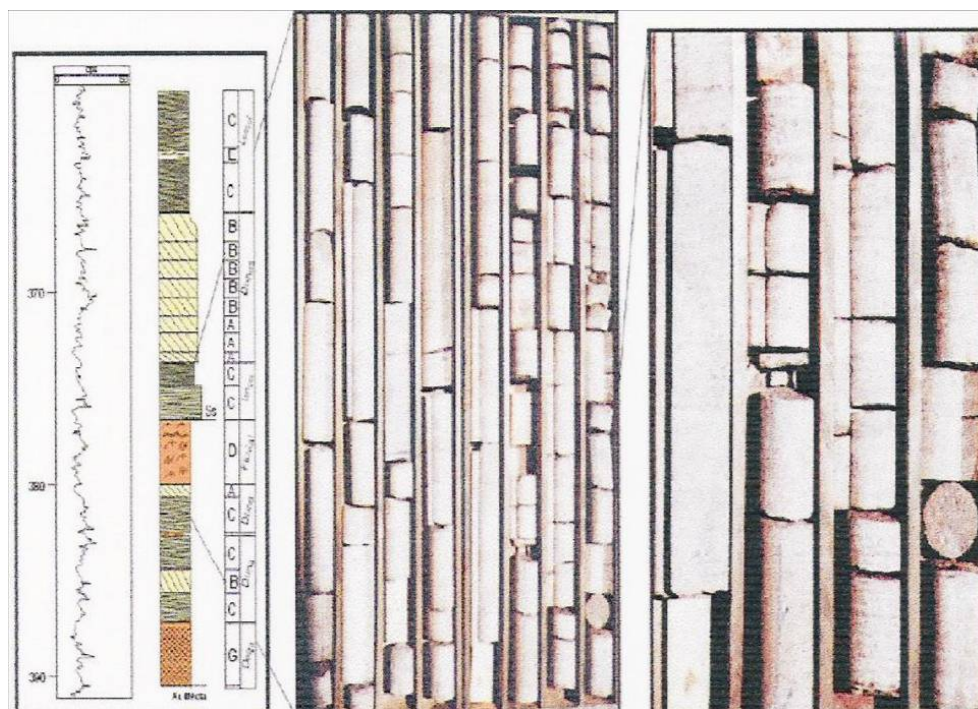


Figura 4.14: Detalhe do testemunho TG 93 e fotos, descrito por Pires (2004), mostrando o contato entre as formações Rio do Rastro e Pirambóia.

Estudos faciológicos, petrográficos e estratigráficos realizados por Caetano-Chang (1997) demonstram que a Formação Pirambóia é formada por uma associação de fácies eólicas, predominante, e fácies fluviais subordinadas.

A porção basal da Formação Pirambóia, segundo Caetano-Chang (1997, 2002), foi depositada em condições de meta-saturação em areias, evidenciada pela abundância de depósitos de interdunas úmidas e de *overbank* e lençóis de areia com campos de dunas esparsos. Nas porções média e superior da formação o suprimento de areias foi intensificado, evidenciado pela dominância de *ergs* saturados.

No Rio Grande do Sul, a Formação Pirambóia foi reconhecida a partir do trabalho de Lavina *et al.* (1993). Neste trabalho, os autores sugerem que a parte inferior da Formação Sanga do Cabral seria, na verdade, a continuação da Formação Pirambóia, em particular representada por sedimentos de origem eólica, localmente lacustre e fluvial.

Na Folha Gravataí, as seqüências deposicionais representadas por depósitos flúvio-lacustres-eólicos depositados sobre a Formação Rio do Rastro foram interpretados como pertencentes à Formação Pirambóia, em concordância com o anteriormente proposto por Lavina *et al.* (1993). No contato superior desta unidade, não foi possível identificar a superfície erosiva regional reportada por Faccini (1989) e Milani *et al.* (1998), possivelmente por estar encoberto. A similaridade de cor, textura e estruturas primárias dificultam sua diferenciação em relação à unidade superior,

Formação Botucatu. Um critério utilizado para diferenciação em campo é a presença de fração siltico-argilosa abundante na primeira e o padrão mais resistente ao intemperismo e dimensões mais avantajadas das estratificações cruzadas da segunda.

A Formação Pirambóia é constituída por litologias predominantemente arenosas, friáveis e espessas com uma quantidade reduzida de afloramentos bem preservados. Ocorrem predominantemente, arenitos médios a finos, siltosos, brancos, avermelhados e arroxeados, com estratificações cruzadas acanaladas de baixo ângulo e sigmoidais (*sets* entre 1 e 3 m), bem como estratificações cruzadas planares e laminações plano-paralelas (Figs. 4.15 e 4.16).



Figura 4.15: Exposição de arenito da Formação Pirambóia em corte de estrada. Estação PG- 474.



Figura 4.16: Lajeado de arenito da Formação Pirambóia. Estação PG-497.

De acordo com Pires (2004), o limite entre as Formações Pirambóia e Botucatu foi constatado baseando-se no tipo de sistema desenvolvido, isto é, o desaparecimento de interdunas úmidas e encharcadas e, através da descrição do testemunho de sondagem TG 93, pela abrupta mudança na granulometria (Fig. 4.17).

Na área da Folha Gravataí, a Formação Pirambóia ocorre em uma faixa contínua posicionada no topo da Formação Rio do Rasto e abaixo da Formação Botucatu na porção mediana da folha, sendo que para oeste ela desaparece e o contato da Formação Botucatu com o restante dos sedimentos da Bacia do Paraná está encoberto por depósitos eluviais e coluviais.

Os afloramentos característicos da Formação Pirambóia são constituídos por arenitos siltico-argilosos, esbranquiçados, amarelados e avermelhados, médios a finos, bem selecionados, grãos polidos, subangulares e subarredondados, com intercalações locais de finas camadas de argilitos e siltitos. Localmente, ocorrem arenitos conglomeráticos com seixos de argila. As estratificações são cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte e cruzadas planares de médio porte. Os processos intempéricos atuaram intensamente sobre seus depósitos, modificando substancialmente suas características. Quando explorados, a rocha é destinada à material de empréstimo por não apresentar coesão necessária para outros fins (Fig. 4.18). Localmente observa-se siltitos argilosos de coloração esverdeada e laminação plano-paralela, considerados relacionados à fácies lacustre e lentes de arenito mais grosso e com estratificações cruzadas acanaladas interpretados como possíveis canais interdunas (Fig. 4.19).

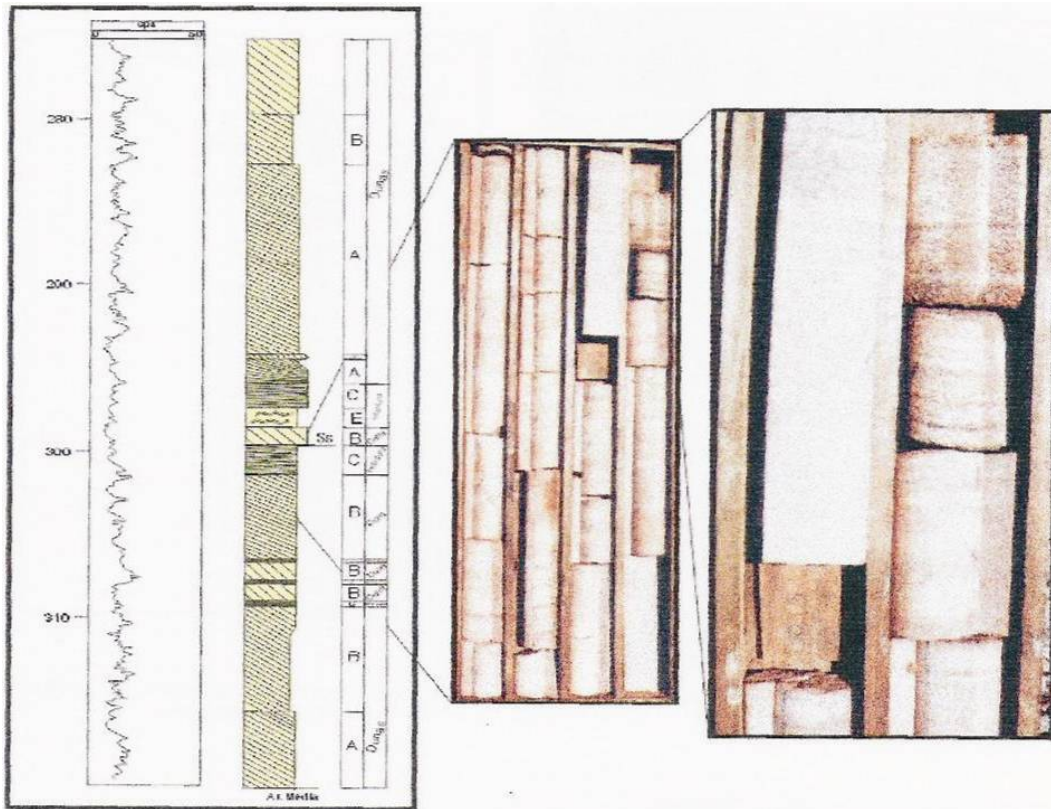


Figura 4.17: Detalhe do testemunho TG 93 e fotos, descrito por Pires (2004), mostrando o contato entre as formações Pirambóia e Botucatu.



Figura 4.18: Exposição de arenito da Formação Pirambóia em extração de material de empréstimo. Estação PG-402.



Figura 4.19: Corte de estrada mostrando arenito eólico com estratificações de médio porte e lente centimétrica de arenito conglomerático característico de fácies interdunas (Fm. Pirambóia). Estação PG-319.

4.2.6 Formação Botucatu (*J3K1bt*)

Originalmente esta unidade foi descrita como Gres de Botucatu por Gonzaga de Campos (1889) em São Paulo. Posteriormente, como Gres de São Bento por White (1908). Seguiram-se os estudos de Almeida, 1954; Bigarella, 1973; Salamuni & Bigarella (1967 a, b); e no Rio Grande do Sul, estudos mais recentes e detalhados devem-se a Scherer (1998).

A Formação Botucatu juntamente com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, passaram a compor o Grupo São Bento a partir dos estudos de White (1908) ao longo da Serra do Rio do Rastro em Santa Catarina.

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu ocorrem ao longo de toda a Bacia do Paraná e correspondem à seqüência IV de Faccini (1989) que em conjunto com a Formação Serra Geral constituem a superseqüência Gondwana III de Milani *et al.* (1998). A Formação Botucatu abrange uma ampla área de deposição eólica, recobrando cerca de 1.300.000 km², compreendendo áreas do Brasil, Uruguai, Paraguai e África.

O contato superior é concordante com as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral e o inferior, de acordo com Faccini (1989) e Milani *et al.* (1998), é representado por uma extensa superfície erosiva ao longo de toda a Bacia do Paraná, constituindo-se numa desconformidade de escala regional.

Posicionada no intervalo Jurássico-Cretácico, a definição da idade da Formação Botucatu é dificultada pela ausência de registros fósseis. No entanto, considerando as relações de contato com a Formação Serra Geral, intercalações de arenitos da Formação Botucatu com derrames basálticos da Formação Serra Geral, a coexistência do sistema deposicional Botucatu com as manifestações vulcânicas iniciais posicionam a Formação Botucatu no Eocretáceo, conforme Faccini (2000).

Em relação à Formação Pirambóia, durante a época de deposição da Formação Botucatu dominava o clima árido, com restrita influência do lençol freático, o que disponibilizava aporte de grandes

quantidades de sedimentos que através, principalmente, da deflação eólica, eram transportados e depositados gerando espessas dunas eólicas e *draas* (Pires 2004).

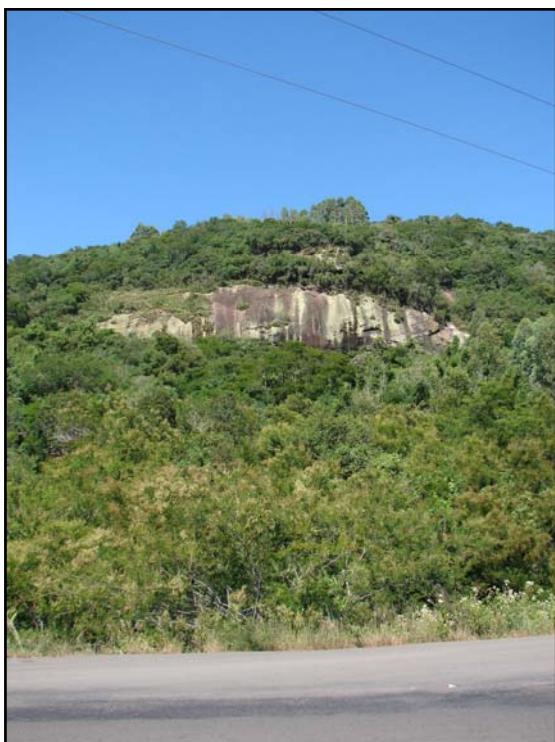


Figura 4.20: Afloramento típico da Formação Botucatu na área da Folha Gravataí. Estação PG-469d.

Na Folha de Gravataí, os afloramentos da Formação Botucatu apresentam espessuras médias entre 2 a 5 metros atingindo até 30 metros e extensões laterais com cerca de 150 metros (Fig. 4.20, 4.21 e 4.22). São constituídos essencialmente por arenitos bimodais, finos a médios, de cores róseo-avermelhadas, bastante litificados, predominantemente quartzosos, sem matriz argilosa, com grãos foscos e bem arredondados, bem selecionados que formam estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais de grande porte e raramente planares.

O contato com os basaltos da Formação Serra Geral em sua porção superior é discordante. As melhores exposições desta unidade ocorrem em pedreiras ativas ou desativadas, onde é extraído e

explorado como material para a construção civil, e em cortes ao longo das estradas. (Figs. 4.23, 4.24, 4.25).



Figura 4.21: Lajeados de arenito da Formação Botucatu. Estação PG-43.



Figura 4.22: Afloramento de arenito da Formação Botucatu. Estação PG-476.



Figura 4.23: Vista das estratificações cruzadas acanaladas de grande porte do arenito da Formação Botucatu. Estação PG-469.



Figura 4.24: Pedreira de arenito destacando as estratificações cruzadas de grande porte da Formação Botucatu. Estação PG-552.

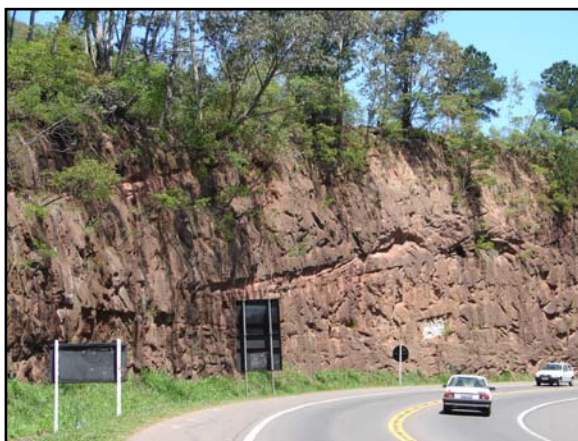


Figura 4.25: Corte de estrada mostrando estratificações de grande porte e boa preservação do arenito de cor rósea, características distintivas da Formação Botucatu. Estação PG-404.

4.2.7 Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral (White, 1908), pertencente ao Grupo São Bento, corresponde a um evento extensivo de lavas basálticas, de imenso volume em área cratônicas continentais. Este evento ocorreu como resultado da fragmentação do Gondwana Oeste e consequente formação do Proto-oceano Atlântico Sul. Estes derrames, também denominados de Província Magmática Paraná-Entedeka, constituem um volume estimado de 800.000 km³ (Peate & Hawkesworth, 1996), distribuídos 90% na América do Sul, em uma área de mais de

1,2 x 10⁶ km², e 10% na Namíbia, em uma área de 0,08 x 10⁶ km² (Peate *et al.*, 1992). Na América do Sul, o vulcanismo está concentrado no Brasil, mas também ocorrem remanescentes na Argentina, Uruguai e Paraguai. A Formação Serra Geral apresenta uma idade de evolução de 138 a

128 Ma (Stewart *et al.*, 1996). Assume-se taxas de extrusão de até 1,5 km³ por ano (Renne *et al.*, 1992) para este evento.

O magmatismo da Formação Serra Geral, é dominado por basaltos e basaltos andesíticos de afinidade toleítica distribuídos em uma pilha de derrames com até 2 km de espessura que perfaz mais do que 90% do vulcanismo. As unidades ácidas descritas genericamente como “riolitos” (>64 wt% SiO₂) ocorrem intercaladas no topo da pilha vulcânica (Peate *et al.*, 1992).

O magmatismo máfico (rochas vulcânicas e intrusivas correlatas) tem sido subdividido em dois grupos comumente conhecidos como: (i) Basaltos Alto Ti: composto por basaltos ricos em TiO₂ (> 2,2 wt%) e em elementos incompatíveis, com razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial restrita (0,704 a 0,706) e ε_{Nd} negativo (-2,5 a -4,6); e, (ii) Basaltos Baixo Ti: basaltos pobres em TiO₂ (< 2,0 wt%) e em elementos incompatíveis, com razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial mais elevada (0,707 a 0,710) e ε_{Nd} mais fortemente negativo (-3,5 a -7,9). Os Basaltos Alto Ti ocorrem principalmente no norte da Bacia e os Baixo Ti são predominantes no sul (Melfi *et al.*, 1988).

Baseado em análises químicas de elementos menores, traços e terras raras Peate *et al.* (1992), dividiram o magmatismo basáltico da Serra Geral em seis tipos de magmas: Ubirici (alto TiO₂), Pitanga (alto TiO₂), Paranapanema (alto TiO₂), Ribeira (baixo TiO₂), Gramado (baixo TiO₂) e Esmeralda (baixo TiO₂) (Tabela 4.1). Todos os basaltos tendem a ter 4 a 5 wt% de MgO.

Tabela 4.1: Dados químicos dos diferentes tipos de magmas basálticos da Formação Serra Geral (Peate *et al.* 1992).

| TIPO MAGMATICO | TiO ₂ (wt%) | Ti/Zr | Ti/Y | Zr/Y | Sr (ppm) |
|---------------------------------------|------------------------|-------|-------|---------|----------|
| Ubirici (alto TiO ₂) | > 3.3 | > 57 | > 500 | > 6.5 | > 550 |
| Pitanga (alto TiO ₂) | > 2.8 | > 60 | > 350 | > 5.5 | > 350 |
| Paranapanema (alto TiO ₂) | 1.7-3.2 | > 65 | > 350 | 4.0-7.0 | 200-400 |
| Ribeira (baixo TiO ₂) | 1.5-2.3 | > 65 | > 300 | 3.5-7,0 | 200-375 |
| Esmeralda (baixo TiO ₂) | 1.1-2.3 | > 60 | < 330 | 2.0-5.0 | 120-250 |
| Gramado (baixo TiO ₂) | 0.7-2.0 | < 70 | < 330 | 3.5-6.5 | 140-400 |

Os derrames ácidos foram inicialmente subdivididos em dois tipos, um com maior teor de SiO₂ e menor conteúdo de elementos incompatíveis, conhecido como tipo Palmas, e outro com menor teor de SiO₂ e enriquecimento relativo de elementos incompatíveis, conhecido como tipo Chapecó (Mantovani *et al.*, 1985; Bellieni *et al.*, 1986). Dois sub-tipos para cada grupo foram propostos por Peate *et al.* (1992) com base a diferenças geoquímicas e isotópicas (Tabela 4.2). O tipo Chapecó foi dividido em Ourinhos e Guarapuava e o tipo Palmas, em Caxias do Sul e Santa Maria. A assinatura isotópica é eficiente para marcar a separação dos grupos, sendo similar a dos basaltos alto-Ti para o tipo Chapecó e mais radiogênica para o tipo Palmas, em particular para o sub-tipo Santa Maria (Peate *et al.* 1992). O sub-tipo Caxias do Sul é o tipo dominante no sul da Bacia do Paraná.

Tabela 4.2: Dados químicos dos diferentes tipos de magmas ácidos da Formação Serra Geral (Peate *et al.* 1992).

| TIPO MAGMATICO | SiO ₂ (wt%) | Zr (ppm) | Sr (ppm) | Sub-tipo | (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i |
|----------------|------------------------|----------|----------|---------------|--|
| Chapecó | 63-68 | > 500 | > 250 | Ourinhos | < 0,706 |
| | | | | Guarapuava | 0,707-0,708 |
| Palmas | 65-72 | < 400 | < 170 | Caxias do Sul | 0,718-0,722 |
| | | | | Santa Maria | 0,723-0,728 |

Com base a dados de Ar-Ar, as idades determinadas apresentam uma variação entre 110 a 150 Ma, que pode ser atribuída a problemas de alteração e mesmo a argônio herdado. Estudo de detalhe de Ar-Ar nos níveis estratigráficos inferiores apontaram para intervalos menores, variando de 137 a 127 Ma (Renne *et al.*, 1992, Turner *et al.*, 1994). Na área da Folha Gravataí, a idade reportada é de 132,4 ± 1,4 Ma. Na Figura 4.26, tem-se uma distribuição das principais idades geocronológicas Ar-Ar (Turner *et al.*, 1994).

A ocorrência de bimodalidade petrológica relacionada com distribuição espacial instigou a construção de diferentes modelos para a formação e origem do magmatismo da Bacia do Paraná. Alguns trabalhos têm considerado a participação de uma pluma mantélica (sistema Tristão da Cunha) com contribuição de astenosfera (Bellieni *et al.*, 1984; Fodor *et al.*, 1985; Fodor, 1987; Gibson *et al.*, 1995, 1999), enquanto outros consideram mais relevante uma origem a partir de um manto litosférico heterogêneo, possivelmente apenas com influência termal de uma pluma (Hawkesworth *et al.*, 1992; Peate & Hawkesworth, 1996; Stewart *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Marques *et al.*, 1999, 2003). Em qualquer situação, existe consenso de que ocorre uma participação crustal na forma de assimilação em, ao menos, parte da seqüência e que lineamentos estruturais transcruzais condicionam o magmatismo. Estas características, se combinadas com um magmatismo de natureza picrítica, poderiam determinar uma situação potencial para ocorrência de mineralizações sulfetadas de Cu-Ni-EGP.

No entanto, magmatismo picrítico na Bacia do Paraná-Etendeka é raro, tendo sido documentado na Namíbia, em uma área restrita e confinada à região de Goboboseb (Ewart *et al.*, 1998). No lado da América do Sul, magmatismo picrítico foi apenas evidenciado em *sills* de pequeno porte como o de Lomba Grande (Vieiro & Roisenberg, 1992) – área vizinha à Folha Gravataí. Dados da CPRM em *sills* não aflorantes, interceptados durante prospecção de carvão na região a sul da Folha Gravataí, indicam a presença de, pelo menos, mais um corpo de características picríticas. Amostras deste sill foram estudadas por Marques *et al.* (2006a,b) e dados geoquímicos e isotópicos confirmaram tratar-se de ferropicritos (sillares aos identificados em Goboboseb) com participação direta de pluma na evolução destes magmas.

Na Folha Gravataí, as unidades relacionadas ao magmatismo da Formação Serra Geral ocorrem em grande parte da área mapeada, principalmente na metade superior. Foram identificadas rochas vulcânicas básicas a intermediárias (Fácies Gramado) e lavas ácidas (Fácies Caxias), com predomínio das primeiras, localizadas na região de escarpas do planalto. As lavas ácidas são restritas a pequenas áreas no extremo noroeste e nordeste da área mapeada, na parte mais elevada da seqüência, onde o terreno tende a ficar mais plano. De um modo geral, a estratigrafia

da seqüência não se encontra perturbada e não foi evidenciado nenhum local onde basculamentos tivessem comprometido, na escala do trabalho, o posicionamento original relativo das lavas. Localmente, zonas estreitas de falha foram identificadas. Nestas há forte fraturamento das rochas (Fig. 4.27) mas sem rejeito evidente.

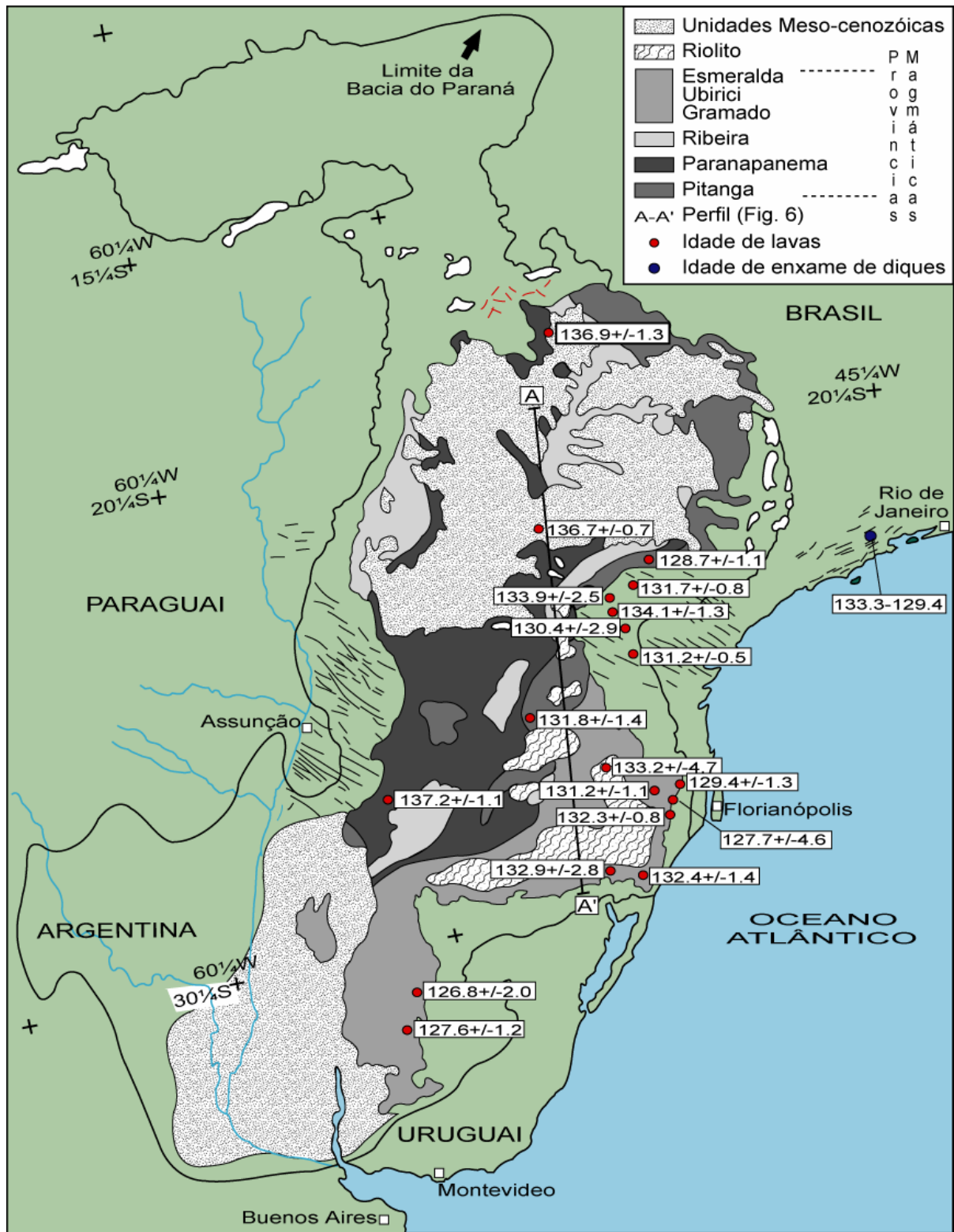


Figura 4.26: Dados geocronológicos (Ar-Ar) das unidades magmáticas da Fm. Serra Geral (modificado de Turner *et al.*, 1994).



Figura 4.27: Derrame de lava basáltica com forte fraturamento em zona estreita de falha (Estação PG 038).

Corpos intrusivos como diques e sills, de composição básica a intermediária, ocorrem tanto aflorantes como em subsuperfície. A individualização dos *sills* não foi possível devido à escala de trabalho. Eles são representados graficamente em conjunto com os diques e descritos conjuntamente com o Fácies Gramado.

4.2.7.1 Fácies Gramado (K1βg)

As rochas vulcânicas do Fácies Gramado na Folha Gravataí ocorrem na base da Formação Serra Geral, normalmente entre as cotas



Figura 4.28: Contato Fm. Serra Geral com Fm. Botucatu.

topográficas 150 e 650 metros. Os primeiros derrames estão normalmente sobrepostos diretamente acima das rochas sedimentares da Formação Botucatu, embora apenas localmente possa ser evidenciado o contato (Fig. 4.28).

Em uma das estações de trabalho (PG507) pode-se identificar um conduto de natureza fissural cortando os estratos sedimentares e gerando

um derrame basal da Fm. Serra Geral na região mapeada (Fig. 4.29). No contato inferior do derrame e ao longo das paredes do conduto pode-se observar uma pequena auréola de metamorfismo de contato.

Em outra estação (PG 172), o primeiro derrame apresenta dijunções colunares bem desenvolvidas e peperita. A peperita forma-se a partir da percolação de areia através de fraturas do derrame e atesta a formação simultânea de depósitos eólicos ainda durante os eventos iniciais do vulcanismo da mesma forma que os depósitos intertrápicos já descritos comumente na Formação Serra Geral.

Rochas de natureza intermediária são raras e, embora ocorram em diferentes posições intercaladas com as mais básicas, parecem predominar na porção acima de 400 metros de altitude.

As lavas basálticas afloram precariamente na Folha Gravataí, em particular os derrames de nível estratigráfico inferior (Fig.4.30). Normalmente as lavas estão bastante alteradas (Fig. 4.31) e, em muitos locais tendem a formar campos de matacões de dimensões reduzidas (Fig. 4.32). Em cortes de estrada, pode-se evidenciar que tratam-se de derrames de espessura variável, normalmente entre 2 e 3 metros

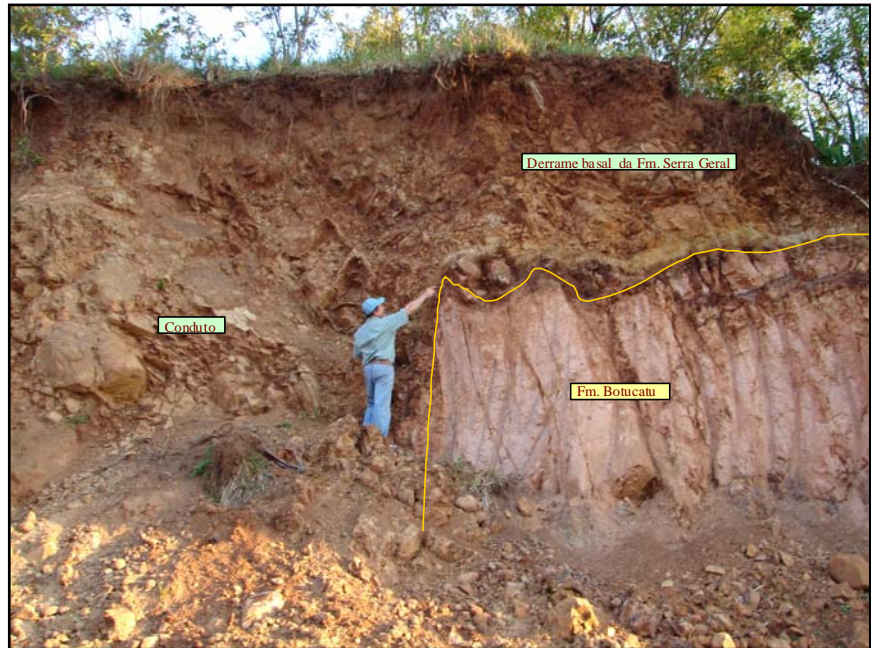


Figura 4.29: Conduto fissural cortando estratos da Fm. Botucatu e derrame basal da Fm. Serra Geral na região mapeada (Estação PG 507).

(Fig. 4.33), mas localmente podem ser bem mais espessos. Geralmente apresentam um horizonte maciço seguido de um horizonte vesicular bem desenvolvido no topo. Alguns derrames são majoritariamente formados por lava vesiculada. Mais raramente, apresentam nível com dijunções colunares bem desenvolvido (Fig. 4.34). A textura da lava varia de afanítica a porfiritica fina, com microfenocristais de plagioclásio, piroxênio e, subordinadamente óxidos de Fe-Ti. Localmente pode-se identificar fluxo ígneo marcado por alinhamento dos minerais (Fig. 4.35). As vesículas variam muito em tamanho e são preenchidas por um ou mais minerais como quartzo, calcedônia, zeolita e esmectita. Geralmente são milimétricas, mas localmente vesículas centimétricas podem ser encontradas. Localmente as vesículas estão achatadas (Fig. 4.36) e podem indicar direção de fluxo de lava.



Figura 4.30: Fotografia na Estação PG 52 mostrando acentuado grau de alteração, comum nos afloramentos da Folha Gravataí.



Figura 4.31: Fotografia na Estação PG 37 mostrando um dos primeiros derrames de basalto da Fácies Gramado.



Figura 4.32: Panorama geral de campo de matacões de basaltos da Formação Serra Geral.



Figura 4.33: Derrame de lava basáltica da Formação Serra Geral (Estação PG 47).



Figura 4.34: Derrame de lava basáltica da Formação Serra Geral com nível de dijunções colunares (Estação PG 217).



Figura 4.35: Derrame de lava basáltica da Formação Serra Geral com fluxo ígneo marcado por alinhamento de minerais (Estação PG 488).



Figura 4.36: Derrame basáltico com vesículas achatadas.

Ainda, um derrame de lava de natureza picrítica foi identificado em um único local, no extremo nordeste da folha, e estratigraficamente configura o último derrame básico na área (Fig. 4.37). Este derrame, embora não mapeável na escala 1:100.000, é de particular interesse tanto do ponto de vista petrológico quanto metalogênico. A lava caracteriza-se por uma textura fanerítica fina a porfirítica com piroxênio, olivina e plagioclásio. Apresenta coloração avermelhada quando alterado (Fig. 4.38), níveis de vesículas bem marcados e bandas de calcedônia (Fig.

4.39). O contato superior é com lavas ácidas vitrificadas. O contato inferior encontra-se encoberto, mas estima-se que seja com lavas típicas da Fácies Gramado, conforme associação de campo.



Figura 4.37: Derrame de lava basáltica de composição picrítica da Formação Serra Geral (Estação PG 487).



Figura 4.38: Derrame de lava basáltica picrítica de coloração avermelhada devido à alteração intempérica (Estação PG 484).

Os corpos intrusivos (sills) aflorantes normalmente intrudem a Formação Botucatu, e ocorrem em cotas topográficas entre 50 e 100 metros. Estes são frequentemente explorados em pequenas pedreiras e tem composição basáltica (Fig. 4.40). Estes corpos apresentam dijunções colunares bem desenvolvidas e níveis amigdalares, geralmente caracterizados por bolsões sem formatos definidos. A textura varia de afanítica a fanerítica fina.



Figura 4.39: Derrame de lava picrítica com nível vesicular e banda de calcedônia (Estação PG 180).



Figura 4.40: Pedreira de rocha basáltica explorada a partir de um sill de composição basáltica (Estação PG 400).

Corpos intrusivos não aflorantes também ocorrem na região e foram interceptados por furos de sondagem realizados pela CPRM/DNPM durante campanha de prospecção de carvão. Estes ocorrem intrudindo seqüências sedimentares mais antigas da Bacia do Paraná como as Formações Rio Bonito, Irati e Estrada Nova (dados dos *logs* de furos de sondagem disponíveis na CPRM-PA – resumo dos *logs* em anexo neste relatório). Estes corpos intrusivos apresentam composição variada, mas normalmente são compatíveis com o Fácies Gramado (dados da CPRM). No entanto, existe ao menos um corpo de composição picrítica em subsolo, imediatamente a sul da área estudada (Furos TG 62 e TG 114 – Marques *et al.*, 2006a,b) e um aflorante à oeste da área detalhada neste projeto (Lomba Grande – Viero & Roisenberg, 1992) – estes caracterizam-se por uma textura mais grossa e pela presença de olivina. Na Folha Gravataí não foi identificado nenhum corpo intrusivo com esta composição.



Figura 4.41: Dique de composição basáltica intrudido segundo um plano de direção SE-NW e alto ângulo de mergulho, com dijunções perpendiculares às margens cortando Fm. Botucatu (Estação PG 211).

essencialmente compostas por plagioclásio e clinopiroxênio, caracterizadas por textura muito fina a afanítica, por vezes porfiríticas. A lava picrítica identificada difere-se pela natureza mais grossa da textura e pela presença de fenocristais de olivina

2. *rochas vulcânicas básicas a intermediárias amigdalares* – diferem-se das anteriores pela acentuada presença de amígdalas;

3. *rochas intrusivas* – de composição gabrítica, caracterizados por textura média a fina (~1mm), normalmente inequigranular, sendo comum texturas porfiríticas.

As Rochas Vulcânicas Básicas a Intermediárias podem ser descritas como assembléias de dois constituintes principais: as fases minerais primárias, que ocorrem como fenocristais e na matriz cristalina, e a mesóstase criptocristalina.

As rochas vulcânicas básicas são predominantemente subafíricas a fracamente porfiríticas de granulação fina a média, com microfenocristais de óxidos de Fe e Fe-Ti, plagioclásio e piroxênio. Os fenocristais podem aparecer sob aspecto de monocristais isolados ou na forma de agrupamentos compostos, formando texturas de intercrescimento e glomeroporfiríticas (Fig. 4.42a,c). No derrame de natureza picrítica, fenocristais de olivina estão transformados em esmectita (Fig. 4.42f). A matriz tem granulação fina e é formada por plagioclásio, piroxênio do tipo augita e pigeonita e óxidos de Fe-Ti.

A presença de uma mesóstase criptocristalina, nos espaços intergranulares, caracteriza a textura intersertal. A mesóstase tem coloração marrom e constitui entre 10% e 25% do volume da rocha (Fig. 4.42d).

Texturas intergranulares são também observadas, onde os cristais equigranulares e anédricos de augita, pigeonita e minerais opacos ocupam os espaços intersticiais entre os grãos prismáticos subédricos de plagioclásio.

Fenocristais de óxidos de Fe-Ti, plagioclásio e piroxênio do tipo augita têm, de modo geral, distribuição homogênea nestas rochas. Não são observados cumulados ou concentrações de grãos (Fig. 4.42e). Estes constituem desde 0,5% até 8% do volume da rocha.

Os minerais opacos que ocorrem como fenocristais têm tamanhos entre 0,1 e 0,4mm. Suas formas variam desde perfeitamente euédricas, com faces retas e planas, até formas arredon-

dados, que evidenciam processos de corrosão pela matriz. Cristais dendríticos ocorrem por vezes.

Os fenocristais de piroxênio são prismáticos, euédricos a subédricos, com tamanho médio de 0,3mm, chegando a 0,5mm. Seus contornos são frequentemente arredondados e apresentam muitas fraturas intracristalinas. Compõem textura subofítica com os prismas de plagioclásio.

Na matriz, os piroxênios têm tamanhos entre 0,03 e 0,5mm. São, em geral, subédricos a anédricos e com formas arredondadas. Ocorrem, principalmente, na forma de aglomerados de pequenos grãos, com contatos interpenetrativos.

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos a euédricos, com hábito prismático alongado (Fig. 4.42a,b). Seus tamanhos variam entre 0,4 e 1,5mm. São comuns as maclas polissintéticas do tipo albita e albita-periclínio.

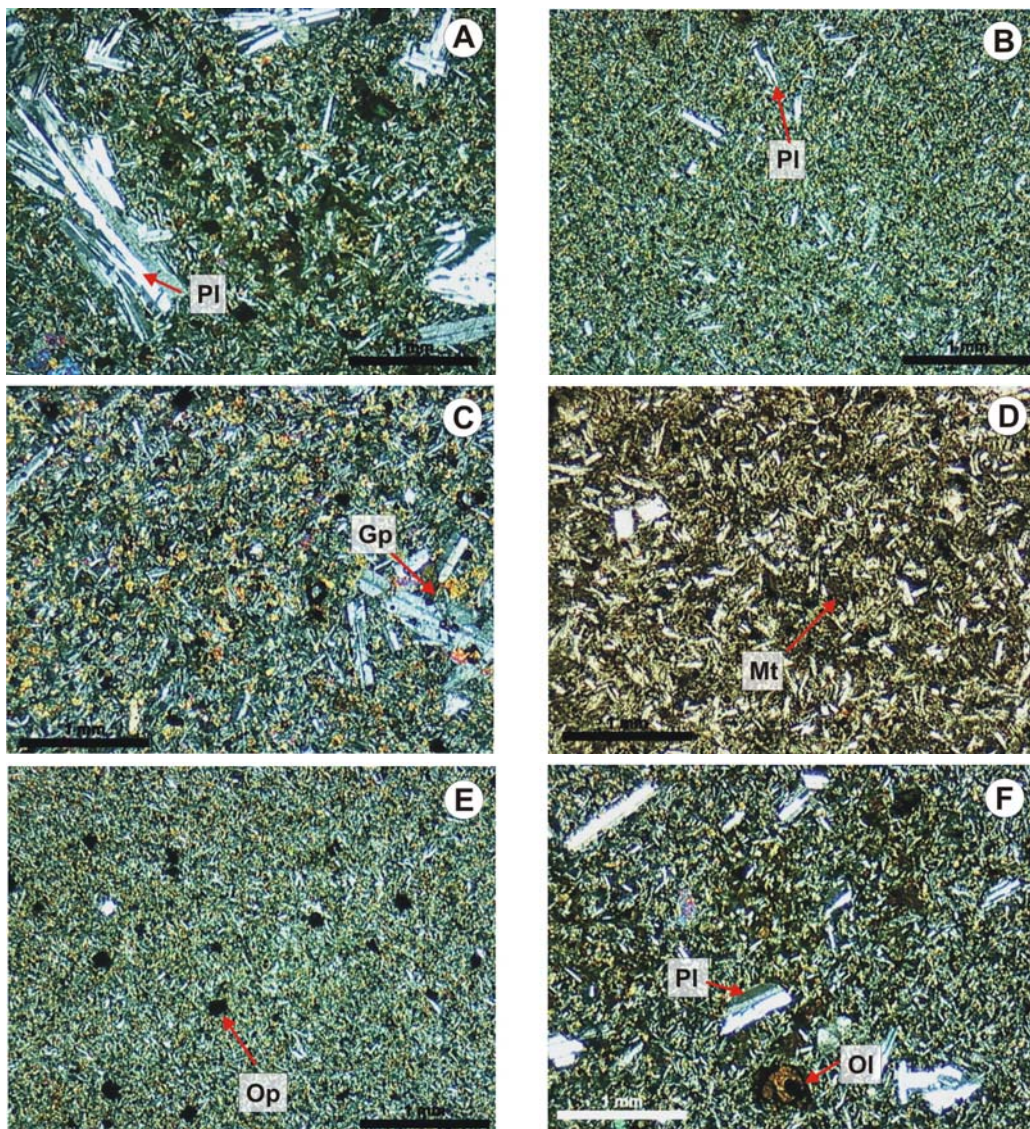


Figura 4.42: Aspectos petrográficos gerais das rochas vulcânicas básicas. (a) e (b) Textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio; (c) textura glomeroporfirítica com aglomerados de plagioclásio + augita; (d) mesóstase criptocristalina (cor marrom) como importante constituinte do arcabouço; (e) fenocristais de opacos; (f) ocorrência de olivina transformada em esmectita em lava picrítica. Pl = plagioclásio; Ol = olivina; Op = opacos; Mt = mesóstase; Gp = textura glomeroporfirítica.

Texturas poiquilíticas são encontradas, com fenocristais de plagioclásio contendo inclusões de piroxênio. Uma distinta geração de fenocristais, embora mais raros, também está presente em algumas rochas. São grandes cristais, com zonação normal, aspectos de dissolução interna, bordas corroídas e contendo muitas pequenas inclusões de piroxênios, caracterizando a textura sieve. Fenocristais de plagioclásio com aspecto tabular alongado, por vezes apoiam-se uns aos outros deixando em seus interstícios espaço para a cristalização do piroxênio originando a textura intergranular.

Os cristais de plagioclásio da matriz têm dimensões da ordem de 0,3 a 0,1mm. Predominam as formas tabulares e ripiformes. Também são comuns as maclas albíta e albíta-periclínio. Os cristais de plagioclásio apresentam, em geral, zonação normal pouco expressiva, evidenciada, nos fenocristais, pela extinção diferencial.

A olivina é identificada pelas formas arredondadas e pelo padrão de fraturamento curvo típico desse mineral. Essas características resistem ao processo de alteração que resulta na pseudomorfose da olivina que é totalmente substituída por uma assembléia de esmectita + hematita. Os grãos têm tamanhos entre 0,3 e 0,5mm.

A mesóstase que ocupa os interstícios dos grãos é caracterizada pela coloração marron a incolor e por apresentar formas geométricas, determinadas pela disposição dos minerais do arcabouço. Apresenta provável composição quartzo-feldspática. Os espaços intergranulares são também preenchidos por uma associação de quartzo e argilominerais. Os argilominerais são principalmente esmectitas, ocorrendo em certas rochas também a celadonita. Têm cores marron a verde, seus tamanhos variam de muito finos até agregados de granulação mais grossa, geralmente com hábito radiado. O quartzo forma, geralmente, finos agregados, misturados aos argilominerais, sendo muito difícil a distinção dos grãos. Entretanto, são observadas ocorrências de quartzo na forma de grãos individuais, predominantemente anédricos, com contornos irregulares, preenchendo os espaços entre os grãos. Esta mesóstase pode por vezes conter grande quantidade de minerais opacos com forma finamente granular ou na forma de agulhas esqueléticas. Podem formar agregados paralelos ou padrões dendríticos. Apatita é um mineral acessório freqüente, na forma acicular.

As feições de alteração restringem-se à oxidação do piroxênio, com o desenvolvimento de uma película de óxido de Fe que contorna os grãos e penetra pelas fraturas, formando, em alguns casos, pequenos grãos de hematita.

As Rochas Vulcânicas Básicas a Intermediárias Amigdalares são apresentadas separadamente, pois apresentam texturas variadas, marcadas pela presença de vesículas e amígdalas.

As rochas amigdalares são rochas hipocristalinas, afíricas a subafíricas de granulação fina, constituída por uma matriz granular fina formada por cristais de plagioclásio, piroxênio e de óxidos de Fe-Ti e Fe, imersos em uma mesóstase intersticial. Textura microporfirítica é observada em algumas amostras, marcada pela presença de raros fenocristais de plagioclásio e de clinopiroxênio imersos em uma matriz de composição semelhante.

Estas rochas podem ser descritas como assembléias de três constituintes principais: as fases minerais primárias, a mesóstase criptocristalina e as vesículas.

Os arranjos entre os três constituintes dão origem à textura intersertal, que é característica das rochas deste nível, onde a mesóstase constitui entre 10 e 25% do volume da rocha.

A mesóstase é constituída por material criptocristalino de coloração marrom escuro, onde ocorrem associados pequenos grãos de óxidos de Fe e Ti com forma finamente granular ou na forma de agulhas esqueléticas e apatitas também aciculares. Ocorre nos espaços entre os minerais, e a sua quantidade aumenta ao redor das vesículas, com a formação de uma auréola onde há, por vezes, grande concentração de óxidos e subordinadamente plagioclásio e piroxênio. Os espaços intersticiais são também, freqüentemente ocupados por argilominerais do tipo esmectita. Localmente estes sítios são ocupados por carbonatos e por material com maior cristalinidade, como quartzo microcristalino. De modo geral estas rochas apresentam grande quantidade de mesóstase criptocristalina, chegando a 25% do volume da rocha. Algumas rochas apresentam maior cristalinidade, com quantidades inferiores de material criptocristalino, chegando a 10%.

Os minerais primários dessas rochas são plagioclásio, piroxênio do tipo augita e óxidos de Fe-Ti, que se encontram imersos na mesóstase.

As formas e os tamanhos destes minerais são muito heterogêneos e são condicionados à presença das vesículas.

A matriz da rocha é constituída por cristais de plagioclásio, com tamanhos de até 1,5mm, euédricos a subédricos, com formas prismáticas alongadas e contornos difusos e com contatos reativos com a mesóstase. Nas proximidades das vesículas, os grãos de plagioclásio são predominantemente ripiformes, alguns esqueléticos, alongados e estreitos.

Feições de reação são observadas nos contatos do plagioclásio com a mesóstase, onde estes grãos apresentam bordas corroídas, com reentrâncias penetradas pelo material da mesóstase. O plagioclásio mostra processos de alteração como argilização e localizadamente carbonatação.

Os piroxênios atingem tamanho máximo de 1,0mm, com formas euédricas a subédricas. São comuns cristais prismáticos finos e esqueléticos que ocorrem próximos às vesículas, a semelhança dos plagioclásios.

Estes minerais são freqüentemente fraturados, e as fraturas, juntamente com as bordas dos grãos, são os locais onde se observam processos de alteração, como: (1) oxidação, com a formação de hematita, que acaba por delinear os contornos dos grãos; (2) formação de argilominerais, especialmente junto às fraturas.

Nos contatos com a mesóstase, os piroxênios apresentam feições de dissolução, onde há formação de pequenos grãos de hematita e argilominerais.

Os minerais opacos presentes apresentam formas variadas, desde grãos bem desenvolvidos até morfologias esqueléticas variadas, por vezes com cristais cruciformes com crescimento múltiplo e cristais com formas e padrões de crescimento complexos. Em algumas amostras observam-se concentrações destes minerais constituindo níveis irregulares que, pelo estado de oxidação conferem cor avermelhada à rocha. Nestes locais os minerais opacos representados principalmente por hematita, que ocorre como pequenos grãos (tamanhos menores que 0,1mm) na matriz da rocha e também associados à mesóstase.

As microvesículas apresentam tamanhos muito variados. São, em muitos casos, contornadas por uma auréola marcada pelo aumento na quantidade de mesóstase em relação às fases cristalinas. As formas são predominantemente arredondadas, desviando-se das formas originais por achatamento e estiramento horizontal, pela incorporação de outras vesículas (Fig. 4.43b) ou pela ruptura da bolha, originando textura microlítica vacuolar.

A constituição das vesículas é variável e o seu preenchimento pode ser total, parcial, ocorrendo também vesículas sem preenchimento.

As vesículas são de modo geral colmatadas por material formado em baixa temperatura, como argilominerais – esmectitas, zeolitas. A parte central é geralmente constituída por quartzo, sendo comum a ocorrência de calcedônia (Fig. 4.43a,c) e de zeolitas. Geralmente o contorno externo da vesícula é constituído por argilominerais do tipo esmectita.

Os basaltos amigdalares apresentam, portanto, uma estrutura reticular constituída pelos minerais primários, vesículas e mesóstase, através da qual a percolação dos fluidos originou a mineralogia secundária.

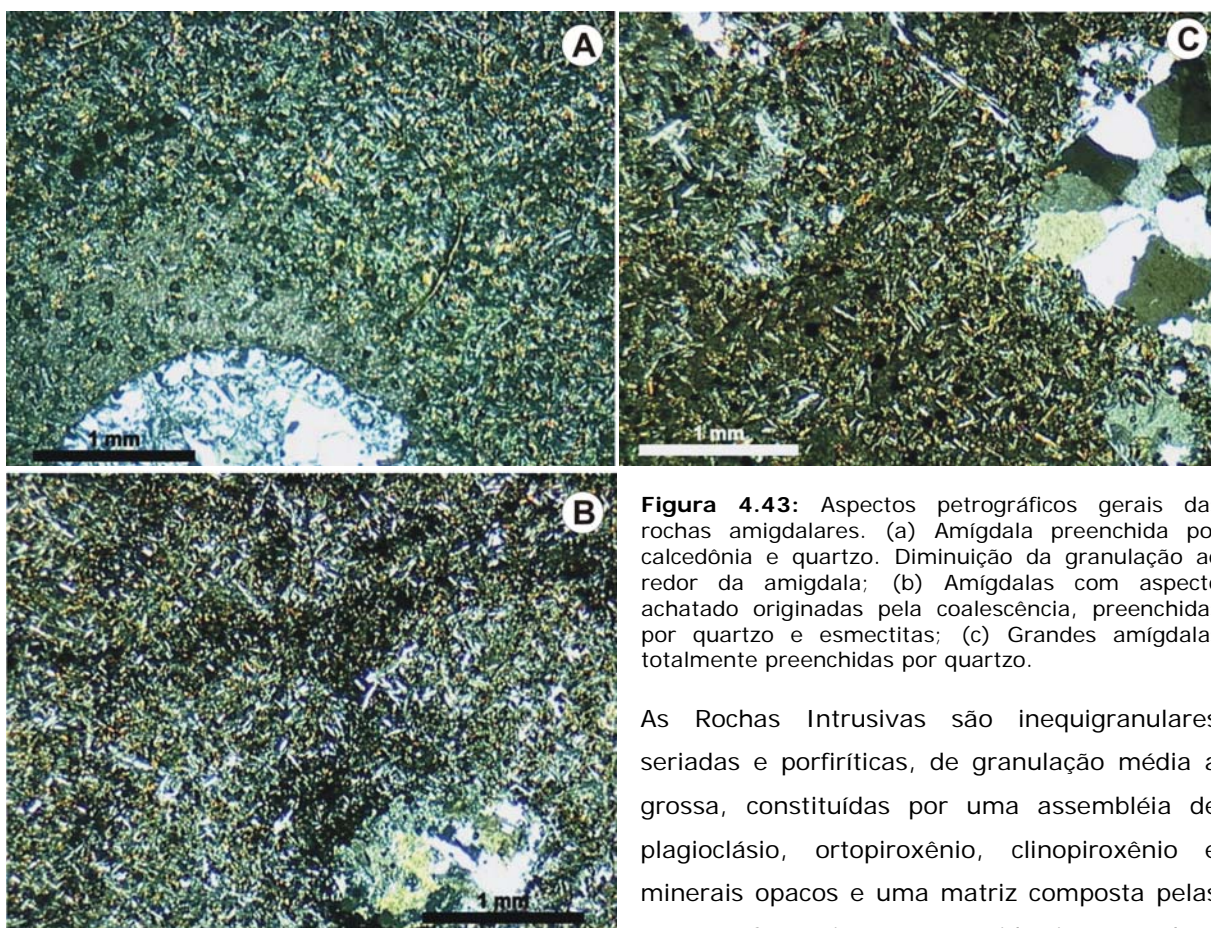


Figura 4.43: Aspectos petrográficos gerais das rochas amigdalares. (a) Amígdala preenchida por calcedônia e quartzo. Diminuição da granulação ao redor da amígdala; (b) Amígdalas com aspecto achatado originadas pela coalescência, preenchidas por quartzo e esmectitas; (c) Grandes amígdalas totalmente preenchidas por quartzo.

As Rochas Intrusivas são inequigranulares seriadas e porfíricas, de granulação média a grossa, constituídas por uma assembléia de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e minerais opacos e uma matriz composta pelas mesmas fases, imersos em vidro intersertal ou seus produtos de desvitrificação cristalinos constituindo uma mesóstase criptocristalina. Estas rochas são classificadas como microgabronoritos.

A principal característica é a presença de agregados de fenocristais de plagioclásio e piroxênio (Fig. 4.44a,b,c), formando texturas glomeroporfíricas e subofíticas. Restos de fenocristais de formas predominantemente arredondadas e com substituição total para argilominerais e óxidos de

Fe ocorrem em relação de reação com ortopiroxênio estando manteados por coroa de piroxênio – interpreta-se como possivelmente pseudomorfos de olivina.

Os cristais de plagioclásio são prismáticos a tabulares alongados, subédricos a euédricos. São comuns cristais ripiformes ou esqueletiformes. Apresentam macla polissintética do tipo albita e albita-periclínio. Os grãos maiores têm contornos geralmente irregulares, mostrando feições de corrosão, porém, de modo geral, os grãos de plagioclásio são preservados de alteração, mostrando contornos retos e superfícies limpas. Suas dimensões variam entre 0,2 e 2,0mm.

Os grandes cristais de piroxênio são prismáticos, subédricos a euédricos, em geral maclados. Mostram-se freqüentemente fraturados e com contornos arredondados. Os tamanhos variam de 0,1 a 1,5mm.

Textura mista intergranular à subofítica (Fig. 4.44d) é observada, onde os espaços intersticiais são ocupados por piroxênios de orientações óticas variáveis que, por vezes englobam os cristais tabulares de plagioclásio. Manteamento de ortopiroxênio por clinopiroxênio é comum (Fig. 4.44f).

Os fenocristais de Ti-magnetita têm formas irregulares que mostram um acentuado processo de corrosão pela matriz, resultando na predominância de grãos com formas arredondadas, com contornos lobados, onde as reentrâncias são preenchidas por cristais de piroxênio e plagioclásio.

Uma mesóstase de cor marrom claro a incolor ocupa os espaços entre os grãos, formando figuras triangulares ou facetadas sendo comum o seu preenchimento por minerais secundários como esmectitas. Este material residual de baixa cristalinidade é sempre acompanhado de pequenos grãos de hematita e agulhas de apatita, ocorrendo também em associação com cristais esqueléticos de minerais opacos primários (Fig. 4.44e).

A cristalinidade desse material é bastante variada. Pode ser criptocristalina. É comum, entretanto, o desenvolvimento de grãos automorfos de quartzo, associados a material de composição feldspática ± argilominerais ± apatitas.

Os argilominerais podem também preencher completamente os espaços intergranulares, formando agregados bem desenvolvidos, apresentando formas fibro-radiadas e cores esverdeadas, de minerais do tipo esmectita.

4.2.7.2 *Fácies Caxias (K1acx)*

As rochas vulcânicas ácidas do *Fácies Caxias* estão posicionadas estratigraficamente acima das rochas básicas.

As rochas ácidas afloram em cortes de estrada e em lajeados nos topos dos morros mais altos da área mapeada. O topo destes morros desenvolve uma morfologia de mesa que freqüentemente é utilizada como ponto de decolagem de vôo livre (Fig. 4.46).

As rochas ácidas ocorrem como derrames maciços que apresentam uma textura esferulítica muito característica que é facilmente reconhecida em campo e tem sido denominada de "carijó" (Fig. 4.47). Localmente, texturas de fluxo como bandamentos milimétricos e autobrechas são encontrados, resultado da natureza mais viscosa destas rochas (Fig. 4.48, 4.49).

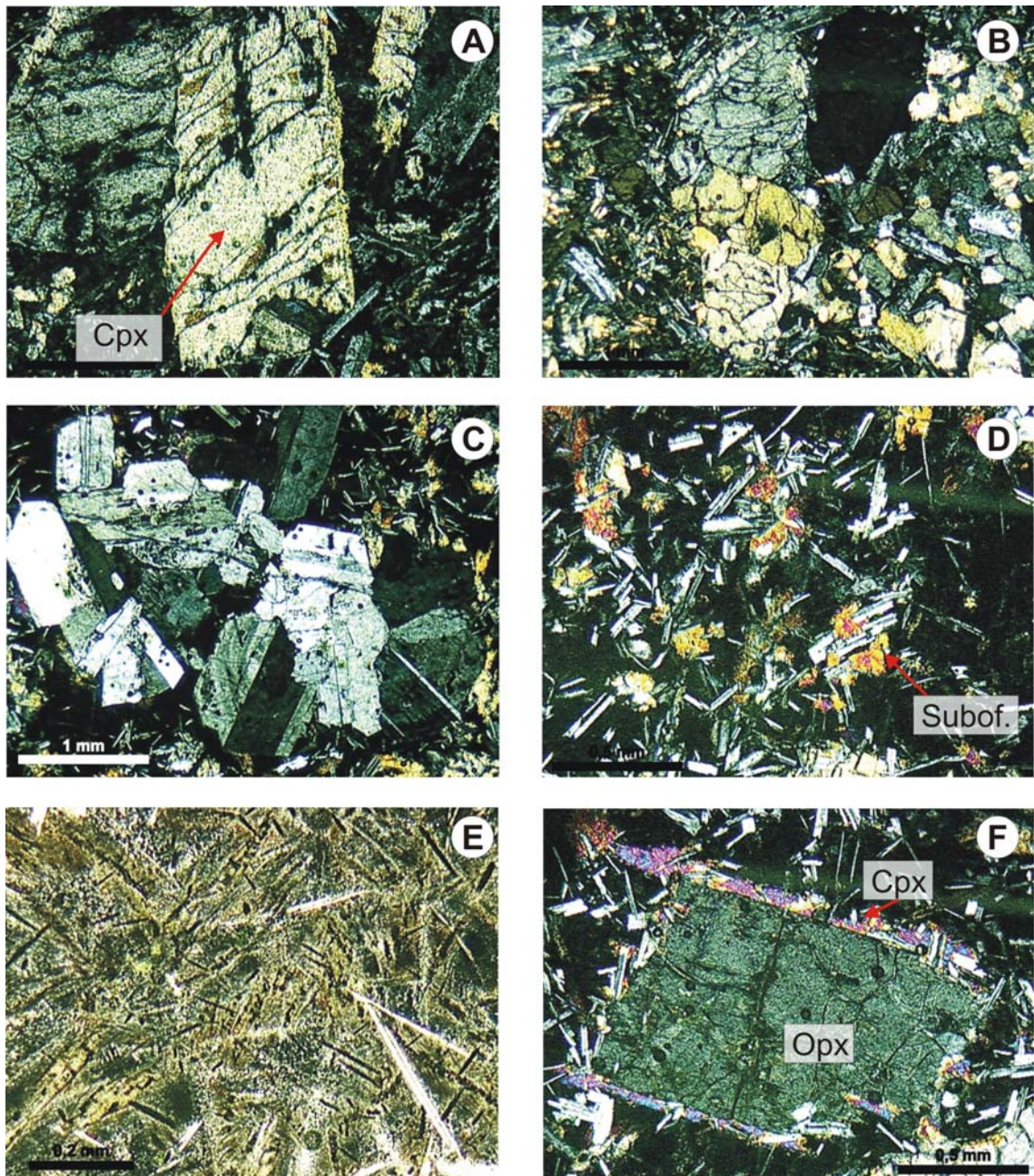


Figura 4.44: Aspectos petrográficos gerais das rochas intrusivas. (a) fenocristal de clinopiroxênio; (b) aglomerados de fenocristais de clinopiroxênio e de plagioclásio (c); (d) textura sub-óptica entre os cristais da matriz; (e) detalhe da mesóstase destacando microcristais esqueletais de minerais opacos; (f) fenocristal com núcleo de ortopiroxênio e borda de clinopiroxênio. Cpx: clinopiroxênio; Opx: ortopiroxênio; Subof: textura sub-óptica.

Ainda, derrames vitrofíricos de cor preta, brilho graxo e fraturamento conchoidal, característicos de obsidiana foram identificados. Estes derrames intercalam-se com os demais derrames ácidos (carijó) em todas as áreas onde ocorre o Fácies Caxias, mas são mais comuns na porção nordeste da folha mapeada imediatamente acima do derrame picrítico descrito anteriormente.

As rochas ácidas são predominantemente afíricas a subafíricas, com localizados aglomerados de fenocristais euédricos de plagioclásio e clinopiroxênio (Fig. 4.50b), imersos em uma matriz composta por quartzo e plagioclásio e mesóstase vítrea a microcristalina.



Figura 4.45: Panorama geral da Formação Serra Geral na área da Folha Gravataí mostrando a posição estratigráfica do Fácies Caxias em relação ao Fácies Gramado. (Foto a partir da Estação PG 051).



Figura 4.46: Panorama geral da Formação Serra Geral na área da Folha Gravataí mostrando a posição estratigráfica do Fácies Caxias em relação ao Fácies Gramado. (Foto a partir da Estação PG 051).



Figura 4.47: Aspecto geral de afloramento de rochas ácidas com textura "carijó" característico de fluxos ácidos do Fácies Caxias (Estação PG 19).



Figura 4.48: Afloramento de rochas ácidas do Fácies Caxias mostrando textura de fluxo e autobrechas. Ainda, plano de falha tardio, subvertical de direção SE-NW que exemplifica a direção preferencial dos lineamentos e fraturamentos na região. (Estação PG 411).



Figura 4.49: Detalhe mostrando bandamento de fluxo em rochas ácidas do Fácies Caxias. (Estação PG 29).

Predominam os fenocristais de plagioclásio, com formas euédricas a subédricas, que juntamente com fenocristais de clinopiroxênio (augita), constituem até 5% do volume da rocha (Fig. 4.50c). Estes cristais apresentam feições de corrosão como “golfos de corrosão” pela matriz e mostram aspectos de embaimento (Fig. 4.50a).

Os fenocristais estão imersos em uma matriz de textura muito fina, microcristalina, constituída por plagioclásio, piroxênios e quartzo, onde predomina material de baixa cristalinidade, evidenciando processos de desvitrificação. Texturas microlíticas são assim características destas rochas, que podem ser também vítreas ou microlíticas-vítreas.

Em certas rochas observa-se a orientação preferencial dos prismas de plagioclásio finamente tabulares que apoiam-se uns aos outros constituindo uma textura traquítica. Os cristais de plagioclásio apresentam aspecto esquelético, com tendência a euedria.

A matriz destas rochas consiste em vidro contendo micrólitos de aspecto dendrítico de feldspatos. Vesículas são feições comuns nestas rochas (Fig. 4.50e). Suas formas são predominantemente arredondadas, sendo, geralmente, contornadas por uma auréola marcada pelo aumento na quantidade de material vítreo ou de baixa cristalinidade em relação às fases cristalinas. Predominam as vesículas totalmente preenchidas, principalmente por quartzo e calcedônia. Geralmente o contorno externo da vesícula é constituído por argilominerais do tipo esmectita.

As amostras de obsidiana são caracterizadas pela ocorrência de fenocristais intratelúricos de piroxênio e plagioclásio em uma matriz vítrea a muito fina parcialmente cristalina, caracterizando textura felsítica (Fig. 4.50d,f). Os fenocristais constituem 5% da rocha e apresentam texturas de reabsorção. Textura esferulítica pode ser observada. Este tipo de cristalização leva à formação de cristais celulares como esqueléticos e dendríticos de plagioclásio.

4.2.7.3 Geoquímica e Geologia Isotópica

Durante o mapeamento foram selecionadas e analisadas 41 amostras de lavas e *sills* para análise geoquímica de elementos maiores, menores e traços através de laboratório comercial (*Actlabs*). Destas, 25 amostras foram escolhidas para detalhamento isotópico e foram analisadas para Sm/Nd e Rb/Sr no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. A seguir são relatadas algumas das principais características observadas.

Na área da Folha Gravataí, conforme já descrito anteriormente, ocorrem dois fácies (Gramado e Caxias) que representam o caráter bimodal da Formação Serra Geral. As rochas máficas geralmente têm de 50 a 58% SiO₂ e as rochas ácidas de 65 a 70% SiO₂. No diagrama classificatório de total de álcalis versus sílica, o grupo de rochas máficas da Fácies Gramado, com exceção das amostras do denominado derrame picrítico, concentra-se principalmente no campo dos andesitos basálticos (Fig. 4.53). Embora tenham esta composição, as rochas desta unidade e dos demais derrames máficos da Formação Serra Geral tem sido, em trabalhos anteriores, denominados apenas genericamente de “basaltos”, nomenclatura que será aqui seguida. Da mesma forma, as rochas ácidas concentram-se no campo dos dacitos, mas são conhecidas na

Bacia do Paraná apenas como “riolitos”. No entanto, cabe salientar que estas rochas têm sido denominadas de quartzo-latitos na Província de Etendeka (desde Erlank *et al.* 1984) para enfatizar o fato da composição geral ser distinta de dacitos e riolitos comuns. As rochas ácidas são potássicas, ricas em Fe e pobres em Al, e contêm muito quartzo na matriz, características que as aproximam de suítes anorogênicas de alta temperatura. Ainda, existe um grupo menor com características intermediárias presente na Folha mapeada, com conteúdo de SiO₂ maior que 58% e menor que 60%, conhecido na Província de Etendeka como latitos (Erlank *et al.* 1984, Marsh *et al.* 2001, Ewart *et al.* 1998), mas incluídos na Bacia do Paraná no grupo dos basaltos.

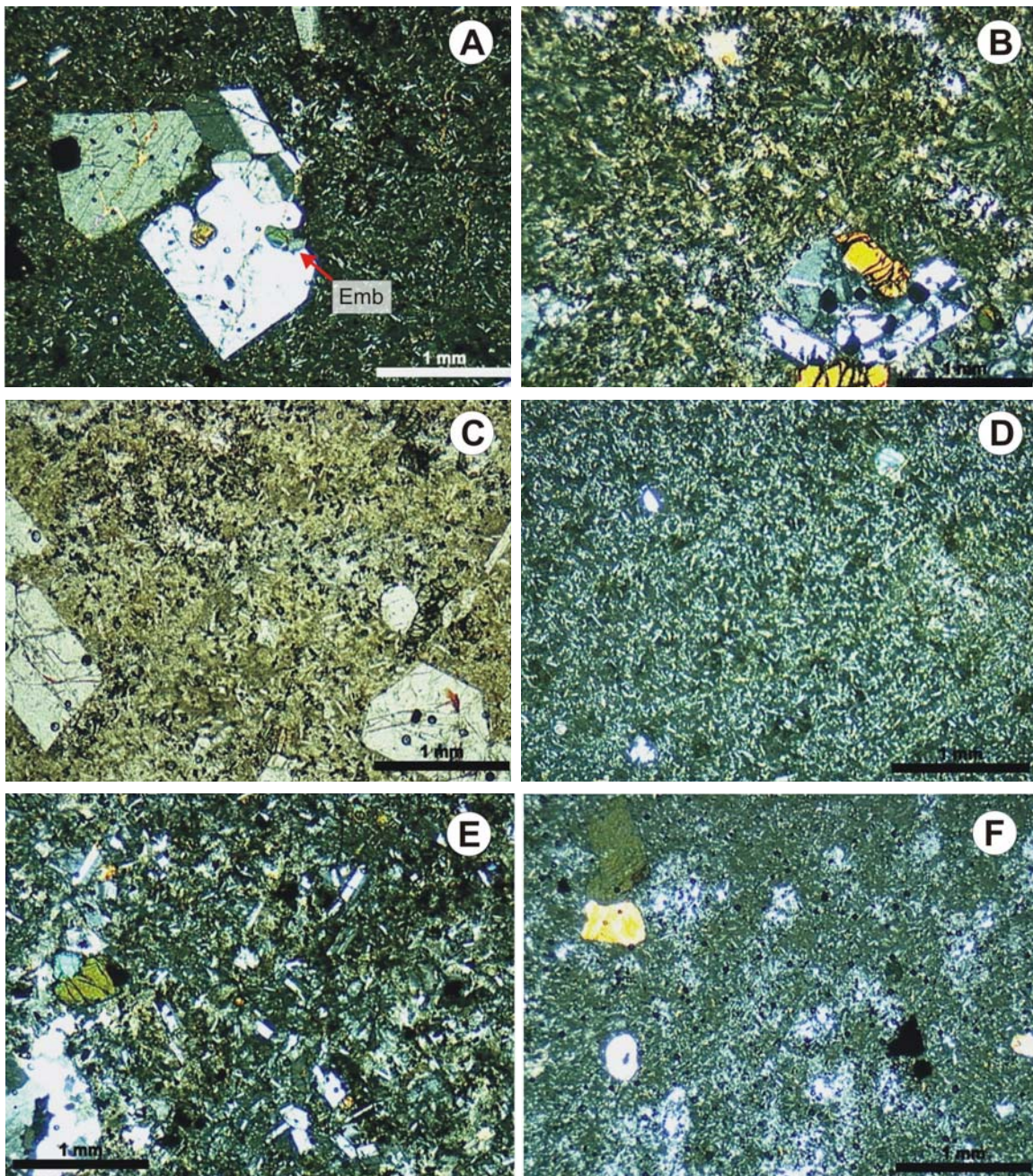


Figura 4.50: (a) “Embaiamentos” em fenocristais de plagioclásio; (b) aglomerados de plagioclásio + clinopiroxênio; (c) fenocristais dispersos na matriz microcristalina; (d) matriz vítrea a microcristalina (obsidiana); (e) vesículas (canto inferior esquerdo) são comuns nas rochas ácidas; (f) fenocristais arredondados dispersos em matriz muito fina a microcristalina.

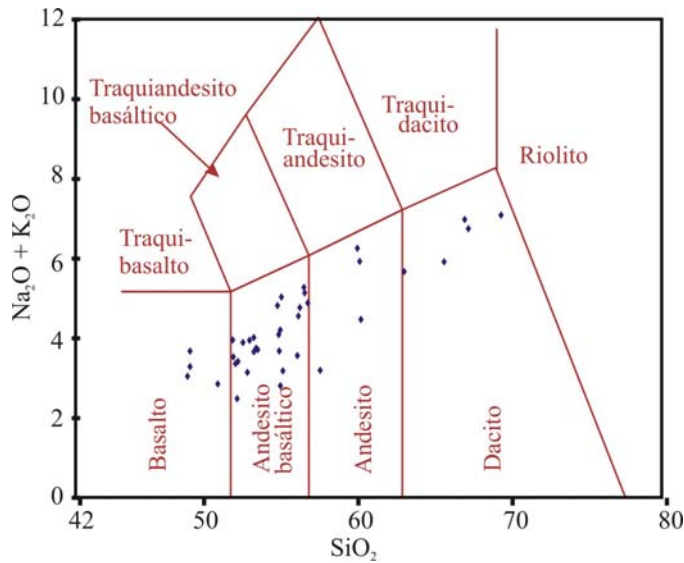


Figura 4.53: Diagrama sílica versus álcalis mostrando a composição das lavas e *sills* da Formação Serra Geral na área da Folha Gravataí.

devido à presença de tipos de magmas com altas razões Ti/Y, mas certamente pertencentes ao grupo Baixo-Ti. Este é o caso do magma Tafelkop (LTZ.H de Ewart *et al.* 1998) e de outros como os diques Horingbaai e um dos *sills* de Huab, considerados ausentes na Bacia do Paraná. Como neste trabalho descrevemos uma lava picrítica com características diferentes das anteriormente reportadas na Bacia do Paraná e recentemente Marques *et al.* (2006a,b) descreveu um *sill* com composição similar às lavas Tafelkop, optamos por manter o critério original de subdivisão química baseado apenas no teor de TiO₂ (limite de 2.2 wt%). Assim, todas as amostras analisadas na Folha estudada são classificadas como pertencendo ao grupo Baixo-Ti, o que seria esperado considerando que este grupo é dominante na parte sul da Bacia do Paraná (cf. Melfi *et al.*, 1988).

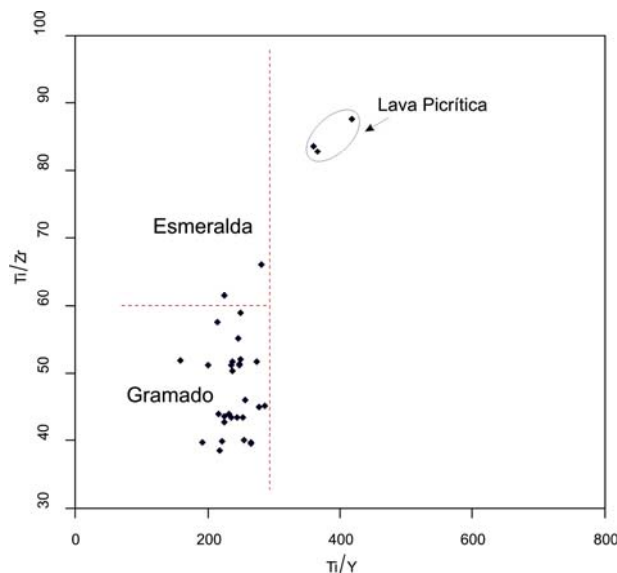


Figura 4.54: Diagrama Ti/Y versus Ti/Zr das amostras de lavas e *sills* da Formação Serra Geral na área mapeada.

quando considerado outros parâmetros classificatórios, como conteúdo de TiO₂ e Fe₂O₃, abaixo do esperado para o magma Esmeralda, verifica-se que estas amostras são mais compatíveis com o

A separação em tipos de magmas com base à geoquímica tem sido amplamente utilizada em todas as grandes províncias magmáticas por estabelecer critérios que permitem separar e correlacionar horizontes litoestratigráficos e dar suporte aos modelos petrogenéticos (Marsh *et al.* 2001). Para as rochas máficas da Bacia do Paraná, Peate *et al.* (1992) propôs que a subdivisão em alto e baixo TiO₂ fosse estabelecida a partir da razão Ti/Y, sendo o limite de 310. Para Etendeka, Marsh *et al.* (2001) consideraram que este discriminante, em detrimento do anterior (teor de TiO₂), complicaria a subdivisão

O grupo baixo-Ti é subdividido em 3 diferentes tipos de magmas, já apresentados no item 4.2.7. Na região sul, são conhecidos os magmas tipo Gramado e Esmeralda. Vários atributos geoquímicos têm sido utilizados para separá-los (ver tabela 4.1). A principal característica distintiva tem sido a razão Ti/Zr. A maior parte das amostras (lavas e *sills*) da Folha Gravataí (com exceção das lavas picríticas) apresenta razão Ti/Zr inferior a 60 (Fig. 4.54) e demais características distintas que as classificam como pertencentes ao subtipo Gramado ou Fácies Gramado. Por outro lado, quatro amostras apresentam razão Ti/Zr levemente superior a 60, o que poderia indicar a presença do subtipo Esmeralda. No entanto,

subtipo Gramado. As amostras da lava picrítica embora apresentem um teor bastante baixo de TiO_2 (abaixo de 1,3 wt%) apresentam uma razão Ti/Zr elevada (>80) e juntamente com a razão Ti/Y também elevada (média acima de 350) mostram claramente que esta lava não pertence ao grupo Gramado nem ao grupo Esmeralda e, aparentemente define um novo subtipo na área, não mapeável na escala deste mapeamento (Fig. 4.54). Outros fatores distintivos são os valores da razão La/Hf e o teor de Ni. A razão La/Hf do Gramado é $>4,7$ e do Esmeralda é $<4,6$ e ambas tem Ni $<100\text{ppm}$ (Peate & Hawkesworth, 1996). A lava picrítica tem razão La/Hf entre 4.3 e 6.1 e Ni acima de 200ppm. As demais amostras de basaltos da área da Folha Gravataí apresentam $\text{La/Hf} >5,8$ e Ni abaixo de 100ppm. Ainda, a distribuição de MgO versus SiO_2 nas lavas analisadas são compatíveis com o já reportado para as lavas do subtipo Gramado – MgO variando de 5 a 7 wt% para SiO_2 57 a 52 wt%. Já a lava picrítica tem, em média, $\text{MgO} > 9$ wt% para SiO_2 inferior a 49 wt% diferente do reportado anteriormente (Peate *et al.* 1992, Peate & Hawkesworth, 1996) tanto para o subtipo Gramado quanto Esmeralda.

Quando considerados os elementos terras raras (ETR), verifica-se novamente diferenças entre as lavas do subtipo Gramado e a denominada lava picrítica (Fig. 4.55). As lavas do Fácies Gramado, tanto os andesitos basálticos quanto os latitos, apresentam maior fracionamento entre ETR leves (ETRL) e pesados (ETRP) e anomalia negativa de Eu, assinatura similar inclusive com os quartzo-latitos. Por outro lado, o derrame picrítico tende a apresentar um padrão de distribuição menos fracionado e sem anomalia de Eu, compatível com o seu caráter mais primitivo. Esta característica é similar a do padrão reportado para o *sill* descrito por Marques *et al.* (2006a) ao sul da Folha, interpretado como evoluído a partir de manto astenosférico. Já os *sills* mapeados e analisados na Folha Gravataí, mesmo aqueles mais primitivos, conforme já indicado pelas demais características geoquímicas, apresentam padrões de ETR compatíveis com as lavas do subtipo Gramado (Fig. 4.56), não tendo sido identificado nenhum com assinatura similar a do derrame picrítico.

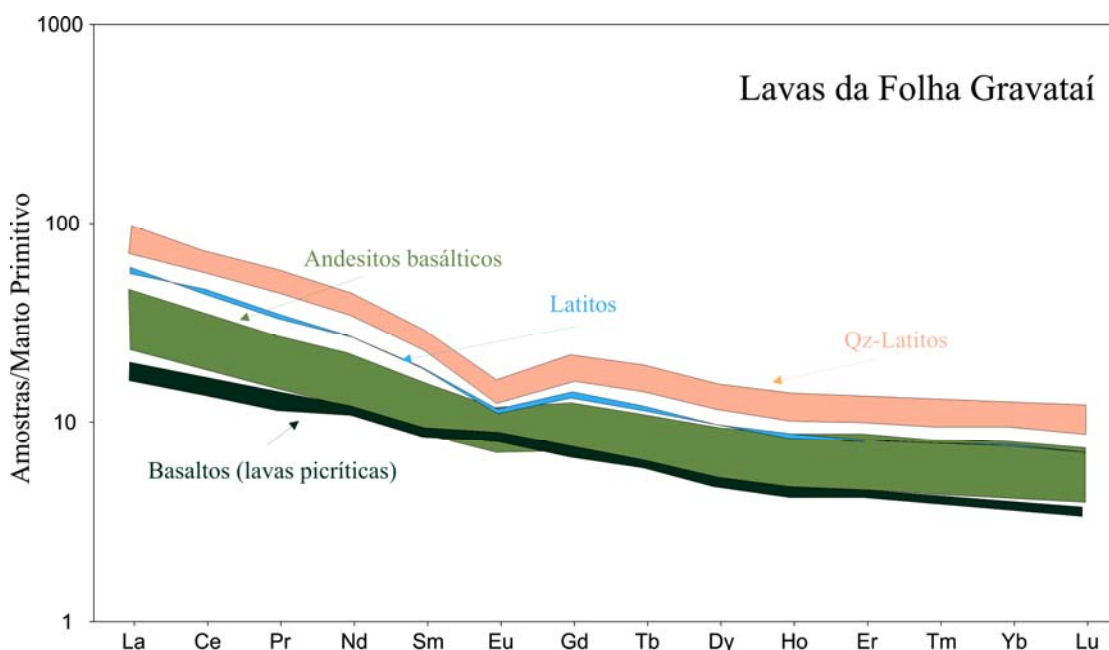


Figura 4.55: Diagrama de ETR das amostras de lavas da Formação Serra Geral na área mapeada normalizadas ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

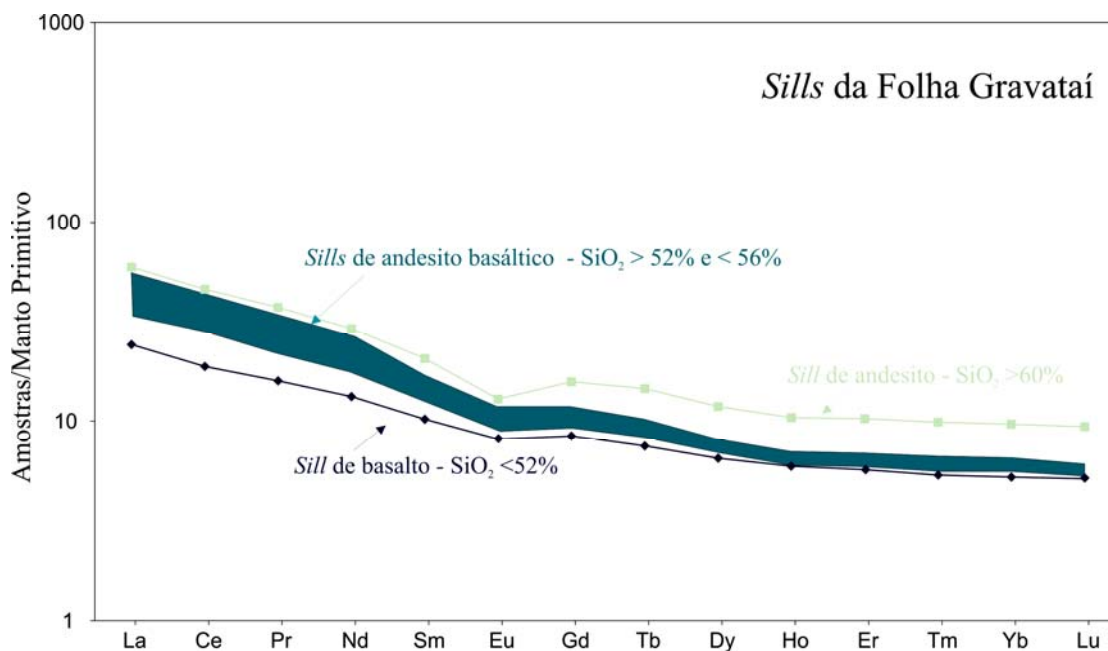


Figura 4.56: Diagrama de ETR das amostras de lavas da Formação Serra Geral na área mapeada normalizadas ao manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

Quanto aos dados de geologia isotópica, fica evidente a diferença entre o derrame picrítico e as demais amostras do Fácies Gramado. As amostras de basaltos (tanto lavas quanto *sills*) apresentam composição isotópica Nd-Sr evoluída com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial variáveis entre 0,709 e 0,714 e valores de ϵ_{Nd} negativo variando desde -4,4 até -10,3. Esta assinatura radiogênica coincide com dados anteriores reportados para o Fácies Gramado no sul do Brasil (Peate & Hawkesworth, 1996, Marques *et al.*, 1999 e Peate *et al.*, 1999) e basaltos regionais LTZ.L (Ewart *et al.*, 1998) ou Tafelberg (Milner *et al.*, 1995) do lado africano da Bacia e consiste em uma das evidências que forte contaminação crustal ocorreu na evolução deste magmatismo (Fig. 4.57). Já a composição isotópica do derrame picrítico é menos evoluída com valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial em torno de 0,706 e ϵ_{Nd} fracamente negativo em torno de -1,3. Esta lava ocupa um espaço intermediário entre as lavas do Fácies Gramado e os dados reportados para o *sill* picrítico do furo TG 62. Este último apresenta valores menos radiogênicos com $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial com média em torno de 0,705 e ϵ_{Nd} fortemente positivo com média de +7 interpretados com resultantes de uma evolução a partir de manto astenosférico (Marques *et al.* 2006a,b). Apenas três amostras de quartzo-latito forma analisadas e a composição é coincidente com as reportadas para quartzo-latitos em Etendeka. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial são elevados, em torno de 0,720, e os de ϵ_{Nd} são negativos, com média de -6,4. A distribuição destes valores acompanha o *trend* formado pelas lavas do tipo Gramado e sugere relação de evolução entre ambos, sendo os quartzo-latitos representantes do máximo acréscimo de material crustal (cf. Ewart *et al.*, 1998).

A evolução do magmatismo da Bacia do Paraná ainda é alvo de discussões polêmicas, especialmente quanto à fonte mantélica. As lavas do tipo Gramado têm sido interpretadas como resultantes da interação de cristalização fracionada e forte assimilação crustal a partir de magma gerado por ação de pluma mantélica. A dificuldade de traçar a fonte do magmatismo reside exatamente no fato de estas lavas estarem fortemente contaminadas por crosta. Há sugestões de

que o volume de fusão principal de manto seria a partir de um manto litosférico subcontinental e que a pluma teria fornecido apenas calor ou nem teria participado do processo (Ernesto *et al.*, 2002), sugestões de uma mistura entre fusão de manto litosférico e astenosférico (Peate & Hawkesworth, 1996 entre outros) ou sugestões de mais forte participação de manto astenosférico ou mesmo ausência de manto litosférico (Ewart *et al.*, 2004). A presença de magmas com assinatura de pluma (Tafelkop ou LTZ-H) na África tem motivado esta última opção.

Neste contexto, a presença de uma lava picrítica com composição isotópica transicional entre o Fácies Gramado e o *sill* picrítico, e ocupando um posicionamento estratigráfico exatamente na interface entre os derrames típicos do Fácies Gramado e os primeiros derrames ácidos é um fato novo que deve ser melhor entendido. Peate & Hawkesworth (1996) interpreta a transição do tipo Gramado para o tipo Esmeralda como a transição de um magma parental de origem litosférica para um de origem astenosférica. A composição isotópica da lava picrítica coincide com os valores reportados para parte das amostras do Fácies Esmeralda (dados de Peate & Hawkesworth, 1996). Uma interpretação poderia ser que esta seria reflexo da transição postulada por Peate & Hawkesworth (1996). Por outro lado, as demais características geoquímicas não indicam diretamente tal situação. Parece claro que, embora este intervalo seja restrito em termos de volume e área de ocorrência, a lava picrítica resume um significado petrológico significativo na evolução do magmatismo nesta região e merece uma investigação mais detalhada.

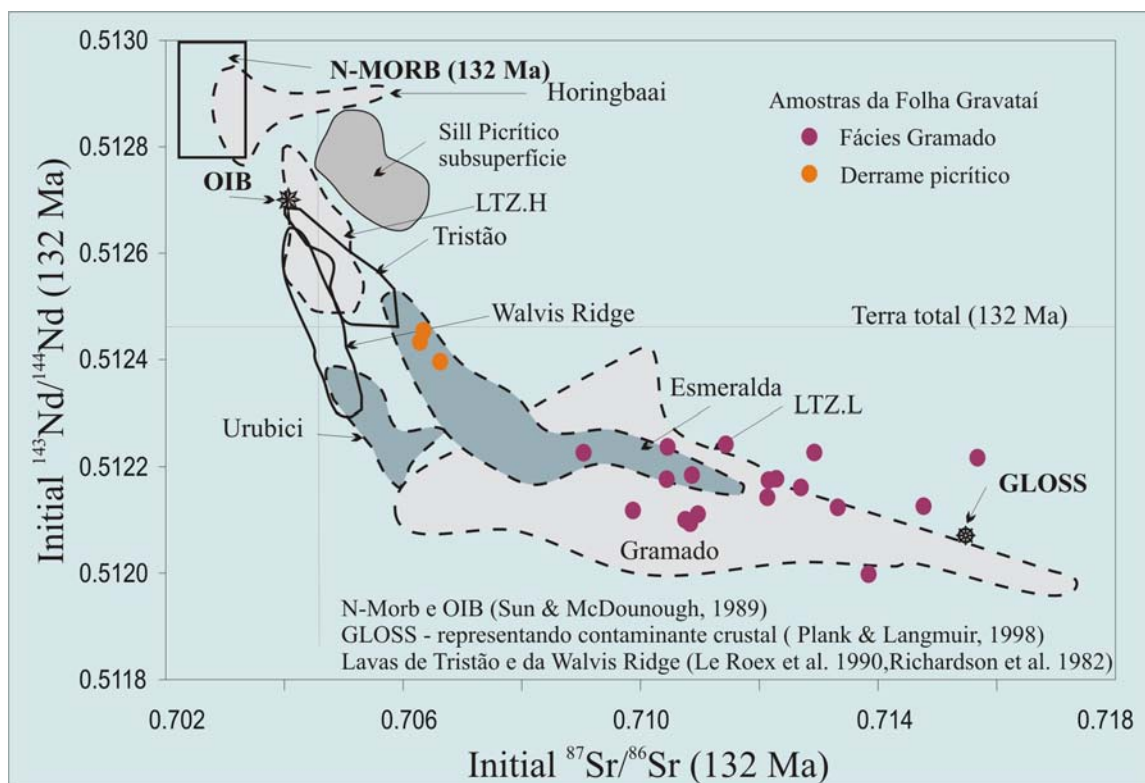


Figura 4.57: Diagrama de razão inicial (132Ma) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mostrando distribuição das lavas basálticas e do derrame picrítico da Folha Gravataí. Os campos de Lavas tipo Esmeralda, Gramado, Urubici, LTZ.L e LTZ.H podem ser encontrados em Ewart *et al.* 2004, baseado em dados de Peate & Hawkesworth (1996), Marques *et al.* (1999), Peate *et al.* (1999) e Ewart *et al.* (1998); o campo do *Sill* picrítico do furo TG 62 pode ser encontrado em Marques *et al.* (2006b).

4.3 Bacia de Pelotas

Na área da Folha Gravataí, a Bacia de Pelotas está representada principalmente por depósitos Cenozóicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul no terço inferior da região mapeada. As unidades identificadas são fruto de retrabalhamento de sistema de leques aluviais gerados por erosão das terras altas adjacentes durante eventos transgressivo-regressivos que resultaram na formação de sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira.

O sistema de leques aluviais, engloba o conjunto de fácies sedimentares, resultantes de processos de transporte, associados aos ambientes de encosta das terras altas adjacentes à planície costeira. As fácies incluem nas partes mais proximais do sistema, depósitos resultantes de processos gravitacionais, como a queda livre de blocos, o rastejamento e o fluxo de detritos (tálus, eluviões e coluviões). Nas partes médias e distais dominam depósitos de correntes trativas (aluviões), associados a fluxos torrenciais e a sistemas fluviais de canais entrelaçados (*braided*).

As características composicionais, texturais e estruturais das fácies geradas no sistema de leques aluviais dependem, em grande parte, da natureza da área-fonte submetida à erosão, incluindo-se aí, principalmente, a composição das rochas e a energia de relevo. No setor norte da planície, o sistema de leques é alimentado pelas rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, uma área fonte de relevo muito acentuado, resultando em leques formados por fácies de natureza lítica e de textura grossa (conglomerados e arenitos líticos, depósitos de fluxo de detritos).

O sistema de leques aluviais provavelmente começou a se formar, nesta parte proximal da Bacia de Pelotas, ainda no Terciário, e evoluiu, ao longo do Quaternário, numa taxa controlada, em grande parte, pelas oscilações climáticas que ocorreram nesse intervalo de tempo. Os mais importantes episódios deposicionais transcorreram, provavelmente, durante fases climáticas mais áridas, quando o pouco desenvolvimento da cobertura vegetal favorecia a ocorrência, ao longo das encostas, de processos do tipo fluxo de detritos e de sistemas fluviais entrelaçados. Durante os períodos climáticos mais úmidos, as formas originais dos leques aluviais foram suavizadas e obscurecidas, resultando, no final, na formação de uma rampa de depósitos aluviais que mergulha suavemente no sentido da bacia.

Os processos gravitacionais predominam sobre os processos subaquosos, devido ao alto relevo da área fonte. Constituídos por sedimentos grosseiros e imaturos, areias conglomeráticas, areias-argilosas, de cores avermelhadas, inconsolidadas com a presença de clastos e matacões de rochas sedimentares, principalmente arenitos da Formação Botucatu, e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral.

Atualmente, os processos persistem, porém, com menor intensidade, embora tenham sido registrados episódios significativos de fluxo de detritos na região, em 1974 e em 1995 (Tomazelli *et al.*, 1995).

O sistema de leques aluviais desenvolvido na parte interna da Província Costeira do Rio Grande do Sul foi retrabalhado, durante o Quaternário, por pelo menos quatro ciclos transgressivos-regressivos responsáveis pela formação de quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira.

Cada barreira se originou, provavelmente, no limite atingido por uma transgressão e foi preservada devido à regressão da linha de costa forçada pela subsequente queda glacio-eustática do nível do mar. Os quatro sistemas laguna-barreira são interpretados como tendo se formado nos últimos 400 ka, assumindo-se uma correlação com os períodos de mar alto correlacionáveis aos quatro últimos eventos glaciais que caracterizaram o final do Cenozóico e representados pelos últimos maiores picos na curva do registro isotópico de oxigênio.

Os quatro distintos sistemas deposicionais transgressivos-regressivos do tipo laguna-barreira estão preservados na planície costeira, sendo três de idade pleistocênica denominados, do mais antigo para o mais jovem, de sistemas I, II e III, respectivamente, e um de idade holocênica, denominado de sistema IV (Villwock *et al.*, 1986) (Fig. 4.56). Estudos mais detalhados sobre a evolução geológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul podem ser encontrados em Tomazelli *et al.* (2000).

O primeiro ciclo transgressivo-regressivo de que se tem registro retrabalhou a porção distal dos leques deltaicos e deu origem a um sistema laguna-barreira que ficou bem preservado na parte NW da planície costeira e na área de estudo. Esta antiga linha de costa pleistocênica é provavelmente correlacionável ao estágio isotópico de oxigênio 11, aproximadamente 400 ka.

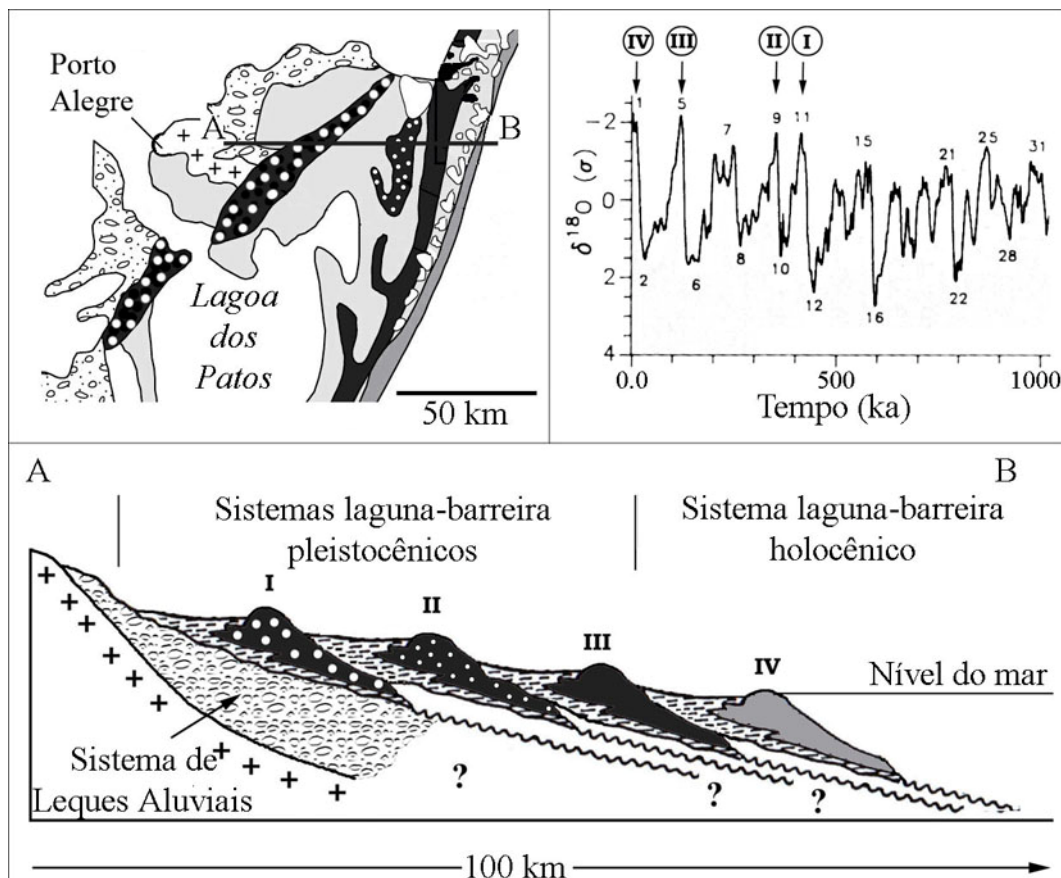


Figura 4.56: Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais laguna-barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Os sistemas correlacionam-se, tentativamente, com os últimos principais picos da curva isotópica de oxigênio de Imbrie *et al.* (1984) (Tomazelli *et al.*, 2006 - CECO/IG).

O segundo ciclo foi responsável pelo início da construção da barreira arenosa que isolou a Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim e que Villwock (1984) denominou de “Barreira Múltipla Complexa”. O máximo da transgressão esculpiu uma escarpa erosiva na superfície dos leques aluviais, construiu alguns pontais arenosos, marcando uma segunda linha de costa pleistocênica, provavelmente correlacionável ao estágio isotópico de oxigênio 9, aproximadamente 325 ka. Na margem oceânica, ao sul, uma barreira arenosa isolou a Lagoa Mirim e, ao norte, um pontal arenoso recurvado, ancorado na base das encostas do planalto da Serra Geral, começou a isolar a área que viria a ser ocupada pela Lagoa dos Patos. Na Folha Gravataí a única feição presente se encontra no sudeste da folha representada por depósitos lagunares.

O terceiro ciclo adicionou mais um sistema do tipo laguna-barreira, fazendo progredir a Barreira Múltipla Complexa, completando o fechamento da Lagoa dos Patos. Pertence a este evento a depressão lagunar que hoje é drenada pelo Arroio Chuí e onde foram encontrados muitos exemplares de mamíferos fósseis da Megafauna Pampeana. No interior dos sistemas lagunares Patos e Mirim, a terceira linha de costa pleistocênica está muito bem preservada sob a forma de uma escarpa, limite interno de um terraço com altitudes entre 8 – 15 m, de remanescentes de cristas de praia e de pontais arenosos. A barreira que continuou a desenvolver-se na fase regressiva é a que melhor se preserva na região, mostrando depósitos praias e marinhos rasos contendo abundantes *Ophiomorpha* (*Callichirus* sp.) cobertos por um manto de areias eólicas. Correlacionável a depósitos muito semelhantes que ocorrem ao longo de quase toda a costa brasileira, a idade deste sistema tem sido considerada como de 125 ka, subestágio isotópico de oxigênio 5e.

A fase regressiva que se seguiu atingiu seu máximo há aproximadamente 17 ka. Uma ampla planície costeira ocupava o que hoje é a plataforma continental e os sistemas lagunares Patos e Mirim se comportavam como grandes planícies fluviais, áreas de passagem dos cursos de água que, erodindo depósitos antigos, aprofundavam seus vales até chegar à linha de costa situada a aproximadamente 120 m abaixo do atual nível do mar.

A última Transgressão Pós-Glacial, iniciada no final do Pleistoceno, avançou rapidamente pela planície costeira que ocupava a atual plataforma continental. A transgressão atingiu seu máximo há cerca de 5 ka, quando o nível do mar alcançou, em torno de 2 a 4 m acima do nível atual. Uma falésia, muito bem preservada, esculpida nos depósitos das barreiras e dos terraços lagunares pleistocênicos, é testemunha da posição alcançada por esta linha de costa no máximo transgressivo (Villwock & Tomazelli, 1998).

A desaceleração na taxa de subida do nível do mar e a estabilização temporária no final do evento transgressivo (“highstand”) foram responsáveis pela implantação de uma barreira transgressiva que, provavelmente, possuía dimensões reduzidas tendo em vista o limitado suprimento de areia fornecido pelos poucos rios que alcançavam a praia. A maior parte da carga arenosa transportada pelos principais rios que chegavam à planície costeira ficava retida nos ambientes lagunares reinstalados nos espaços de retrobarreira associados às barreiras pleistocênicas (Lagoa dos Patos e Lagoa Mirim).

A estabilização e posterior queda do nível relativo do mar que se seguiu ao máximo transgressivo de 5 ka estimulou a formação de uma barreira progredente, que teve seu maior desenvolvimento

no interior de suaves reentrâncias da linha de costa, como os trechos costeiros entre Torres e Tramandaí e na reentrância de Rio Grande (Dillenburg *et al.*, 1998; Tomazelli & Dillenburg, 1998).

Face à deficiência de suprimento de areia fluvial, é provável que a maior parte das areias responsáveis pela progradação da barreira holocênica tenha sido fornecida pela antepraia inferior e pela plataforma continental interna. Este mecanismo de suprimento que acompanha uma queda no nível relativo do mar já foi anteriormente sugerido por Dominguez *et al.* (1987) para a gênese de depósitos regressivos holocênicos da costa brasileira leste e sudeste.

Dillenburg *et al.* (1998) mostraram que a barreira holocênica não apresenta a mesma natureza morfológica ao longo da costa. Durante o Holoceno tardio, a barreira evoluiu de forma diferenciada ao longo da costa, devido à variações na topografia antecedente à última transgressão (morfologia da superfície pré-holocênica) e sua influência na energia das ondas. Como resultado, os autores reconhecem quatro tipos principais de barreiras holocênicas desenvolvidas ao longo da costa da Província Costeira do Rio Grande do Sul: barreiras progradantes, dunas transgressivas, retrogradantes e acopladas.

Dos quatro Sistemas Laguna-Barreira identificados na Bacia de Pelotas, na área mapeada foram reconhecidos depósitos relacionados a apenas três destes, sendo eles: os Sistemas Pleistocênicos Barreira-Laguna I e II e o Sistema Holocênico Barreira-Laguna IV. O primeiro sistema está representado por Depósitos eólicos de duna litorânea (N3e1), Depósitos de planície lagunar (N3pl1) e Depósitos de leque aluvial (N3la); o segundo sistema está representado apenas por Depósitos de planície lagunar (N3pl2); e o último sistema está representado por Depósitos de turfeira (N4tf) e Depósitos de planície de inundação (N4pi). Na área da Folha Gravataí foram ainda individualizados Depósitos eluviais e coluviais (N34ec) e Depósitos aluvionares e de canal fluvial (N4a).

Depósitos do Sistema Barreira-Laguna I

O Sistema de Barreira-Laguna I também denominada de “Barreira das Lombas”, desenvolveu-se na parte NW da planície costeira, estendendo-se por cerca de 250 km de comprimento e até 10 km de largura. O crescimento da barreira resultou, principalmente, do acúmulo de sedimentos eólicos sobre depósitos praias expostos e deposição sobre altos do embasamento. Já o sistema lagunar ocupou terras baixas entre os depósitos eólicos e rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Os depósitos deste sistema refletem um complexo de ambientes deposicionais instalados na região de retrobarreira, resultando em depósitos aluviais, lagunares, lacustres e paludiais.

O Sistema Barreira-Laguna I é o mais antigo e resultou do primeiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico. A ausência de material apropriado para datação dificulta a determinação da idade absoluta do Sistema de Barreira-Laguna I. No entanto, considerando que a glácio-eustasia foi o fator básico de controle das variações do nível do mar no Quaternário, é provável que esta barreira tenha se formado no máximo transgressivo, correspondente ao estágio isotópico de oxigênio 11, aproximadamente 400 ka (Villwock & Tomazelli, 1995).

Na área da Folha Gravataí, estes depósitos situa-se no extremo sudeste da folha, representados por uma pequena faixa com orientação NE-SW, tendo sido individualizado fácies eólicas, de planície lagunar e de leques aluviais.

4.3.1 Depósitos Eólicos de Duna Litorânea (N3e1)

Os Depósitos Eólicos de Duna Litorânea representam a fácies de barreira e são constituídos por areias finas a médias, quartzosas, castanho-avermelhadas, bem arredondadas e selecionadas, semiconsolidadas, contendo até 15 % de matriz siltico-argilosa de origem pedogenética. A alteração dos minerais, principalmente dos feldspatos, associada a infiltração das argilas evidencia sua origem pós-deposicional, o que pode ser demonstrado por Arienti (1986), que constatou o aumento no conteúdo de argilas (praticamente só a família das caolinitas) com a profundidade. O material siltico-argiloso presente na matriz, provavelmente seja oriundo dos altos do embasamento sobre os quais as dunas se ancoraram conforme Tomazelli & Villwock (2000).

Estes sedimentos apresentam raras laminações plano-paralelas ou cruzadas de alto ângulo, devido aos intensos processos pedogenéticos, resultando em fácies maciças, com as estruturas primárias destruídas na maioria dos afloramentos. Constata-se a presença de crostas e nódulos ferruginosos disseminados nos sedimentos.

Localmente, são identificados traços de raízes apresentando uma concentração em certos níveis, sugerindo uma possível ocorrência de paleossolos. Provavelmente estes se desenvolveram durante fases de clima mais úmido quando as dunas costeiras eram estabilizadas pela vegetação. Durante fases mais áridas a destruição da vegetação determinava a retomada da atividade eólica.

4.3.2 Depósitos de Planície Lagunar (N3p1)

Os Depósitos de Planície Lagunar são representadas por areias siltico-argilosas, mal selecionadas, amarelo-acastanhadas, maciças ou com laminação plano-paralela incipiente, e constituídas basicamente por grãos de quartzo, com granulometria fina e média, com diâmetros variando até 0,25 mm, e uma areia grossa com diâmetros entre 0,5 e 1,5 mm. Na fração areia grossa, são comuns grãos bastante angulosos e não muito esféricos, freqüentemente fraturados. Em geral, os grãos são subarredondados a arredondados. É comum a ocorrência de concreções pedogenéticas, de composição carbonática ou ferruginosa. Em alguns locais as concreções pedogenéticas apresentam altas concentrações formando camadas enriquecidas em carbonatos o que reflete, provavelmente, a ocorrência de condições paleoclimáticas semi-áridas.

4.3.3 Depósitos de Leque Aluvial (N3la)

Os Depósitos de Leque Aluvial são resultantes do retrabalhamento dos sedimentos arenosos da Barreira I. Morfologicamente, estão representados por rampas que bordejam ambos os lados da barreira, constituídas por areias quartzosas finas a médias, acastanhadas, bem arredondadas e selecionadas, totalmente inconsolidadas e elevado conteúdo de matriz siltico-argilosa. Presença de crostas e nódulos ferruginosos.

Depósitos do Sistema Barreira-Laguna II

O Sistema Barreira-Laguna II foi formado devido à um segundo evento transgressivo-regressivo ocorrido no Pleistoceno. Este sistema foi reponsável pelos primeiros estágios de isolamento dos gigantescos corpos de água representados atualmente pela Lagoa dos Patos e Lagoa Mirim. O pico transgressivo deste sistema tem sido correlacionado com o estágio isotópico de oxigênio 9,

equivalente a uma idade aproximada de 325 ka, segundo Tomazelli & Villwock (2000). Na área mapeada, apenas os depósitos associados ao sistema de planície lagunar estão preservados.

4.3.4 Depósitos de Planície Lagunar (N3pl2)

Os Depósitos de Planície Lagunar deste sistema refletem um complexo de ambientes deposicionais instalados na região de retrobarreira, resultando em depósitos aluviais, lagunares, lacustres e paludiais, similar ao já observado nos depósitos de planície lagunar associados à Barreira I.

Os depósitos são constituídos por areias siltico-argilosas, amarelo-acastanhadas, subarredondadas, arredondadas, mal selecionadas, constituídas basicamente por grãos incolores de quartzo, com granulometria fina, média e grossa, maciças ou com laminação plano-paralela incipiente.

Nestes depósitos é comum a ocorrência de concreções pedogenéticas, de composição carbonática ou ferruginosa. Em alguns locais as concreções pedogenéticas apresentam altas concentrações formando camadas enriquecidas em carbonatos o que reflete, provavelmente, a ocorrência de condições paleoclimáticas semi-áridas.

Depósitos de Sistemas Pleistocênicos-Holocênicos

4.3.5 Depósitos eluviais e coluviais (N34ec)

Estes depósitos resultam de processos deposicionais gravitacionais gerando um fluxo de detritos com a ocorrência de diamictitos e conglomerados envoltos por uma matriz lamítica. Caracterizam-se por apresentar sedimentos muito pobremente selecionados, constituídos por areias conglomeráticas, areias siltico-argilosas de cores avermelhadas, inconsolidadas, seixos, blocos e matações de arenitos e basalto. A morfologia original dos leques aluviais foi alterada durante períodos climáticos mais úmidos, resultando na formação de rampas que bordejam as formações sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná.

Depósitos de Sistemas Holocênicos

4.3.6 Depósitos de turfeira (N4tf)

As turfas presentes na área encontram-se em toda extensão do Banhado Grande na porção sudeste da Folha, e abrangem uma área de 54,14 km². Foram inicialmente mapeadas por Denhardt *et al.* (1984). Wildner *et al.* (1988), em trabalho posterior sobre turfas na província costeira, as classificaram como parálicas e resultantes de um sistema lagunar restrito estabelecido sobre o terraço lagunar N3pl1, que em sua fase final de assoreamento foi responsável por uma sedimentação de águas rasas e calmas, com uma gradação vertical para vazas orgânicas e turfas. Caracterizam-se por sua heterogeneidade, e por se apresentarem intercaladas ou misturadas com areia, silte e argila. Localmente, ocorrem intercalações de diatomitos.

4.3.7 Depósitos de planície de inundação (N4pi)

Depósitos holocênicos acumulados em ambiente desenvolvido sobre parte do terraço lagunar, no espaço de retrobarreira da Barreira I. Representam uma pequena área com cerca de 39,07 km²,

constituída por areias finas, siltico-argilosas de cores claras, pobremente selecionadas, com laminação plano-paralela incipiente e, freqüentemente, incluindo concreções carbonáticas e ferruginosas.

4.3.8 Depósitos aluvionares e canal fluvial (N4a)

Depósitos holocênicos com uma área de abrangência de 509,34 km², preenchendo calhas de rios e suas planícies de inundação ao longo dos vales de toda área mapeada. Materiais inconsolidados, representados por cascalhos, areias grossas a finas e sedimentos siltico-argilosos, mal selecionados. Localmente, em porções mais elevadas associados às encostas ocorrem areias mal selecionadas com presença de clastos de arenito e basalto.

5. RECURSOS MINERAIS

5.1 Introdução

O diagnóstico do potencial da folha Gravataí foi obtido através da integração das informações obtidas a partir do mapeamento geológico, cadastramento mineral e pesquisa bibliográfica. Este estudo possibilitou a identificação e caracterização das áreas de maior interesse para mineração na região. Neste capítulo serão apresentadas resumidamente as ocorrências e características dos bens minerais não-metálicos que ocorrem na área da Folha Gravataí e uma breve discussão acerca do potencial parábens metálicos na região.

5.2 Recursos Minerais Não-Metálicos

Para a integração de dados de recursos minerais não-metálicos da região foram utilizados os dados de ocorrências minerais da CPRM (Fig. 5.1), informações sobre cadastramento mineral do DNPM e visitas de campo que propiciaram um incremento no número de ocorrências ao banco original e levantamento de informações relativas a cada bem explorado.

Os bens minerais explorados na região são areia, argila, arenito, basalto, saibro e água mineral. Ainda, existe uma jazida importante de carvão na área, mas ainda não explorada. Através do cadastramento mineral junto ao DNPM foram identificados cerca de 300 processos, todos em situação ativa e sendo a maior parte concentrados nos municípios de Santo Antônio da Patrulha, Gravataí, Taquara, Parobé, Igrejinha e Rolante. A maior parte dos requerimentos é para arenito (>100) seguido de saibro (56) e argila, areia, basalto, carvão (cada < 30) e água (>10). Os principais usos são para brita, cerâmica vermelha, construção civil, setor energético, engarrafamento, indústria e revestimentos (Fig. 5.2 e 5.3).

Os dados referentes à situação legal das minerações mostram que existe atualmente um número ainda muito reduzido de concessões de lavra (Fig. 5.4).

5.2.1 Areia

A extração de areia na região está concentrada nos municípios de Sapiranga e Parobé e é realizada em duas situações: planície aluvial e leito de rio. A areia pode ser utilizada como material de empréstimo para uso em aterros, subleito de estradas, misturas para construções, entre outros.

A areia de planície aluvial apresenta cor amarelada a cinza esbranquiçada, granulação fina, boa seleção com grãos de quartzo subarredondados, com pequena contribuição das frações argila e silte. Este tipo de exploração é pouco freqüente e funciona de forma intermitente.

Mapa de Localização das Ocorrências Minerais

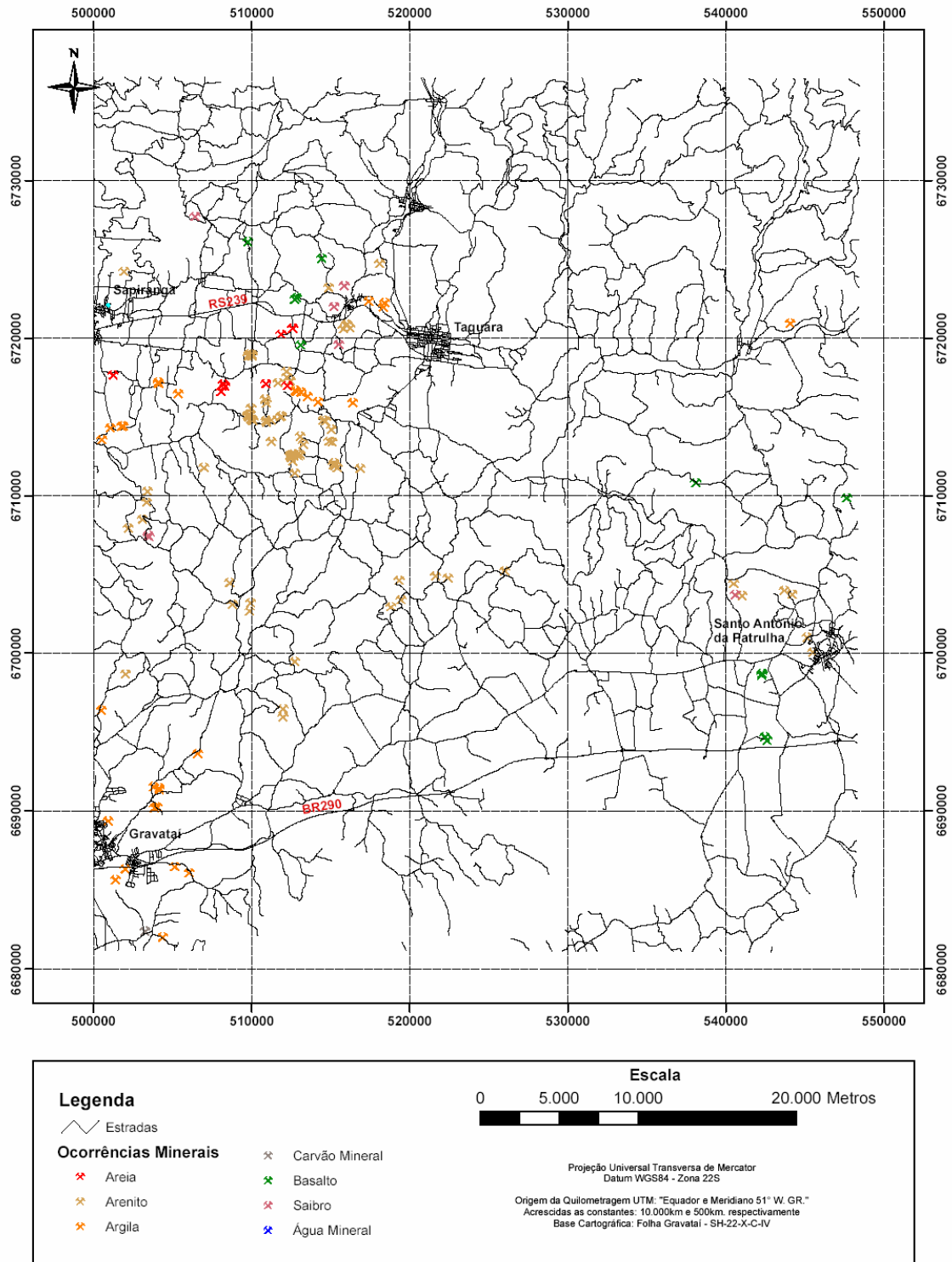


Figura 5.1: Recorte do mapa de localização de ocorrências minerais da região metropolitana de Porto Alegre (Zanini, 2006 - CPRM-SUREG-PA).

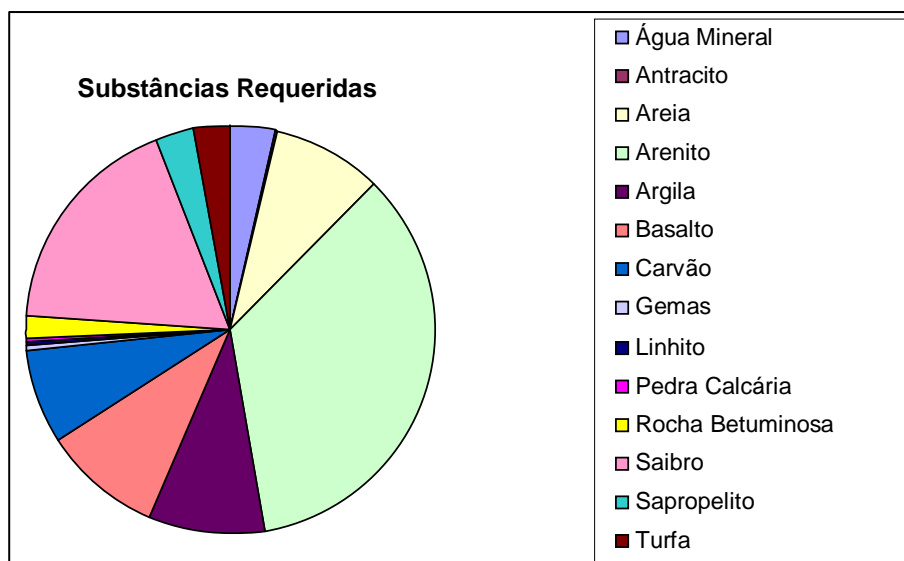


Figura 5.2: Representação gráfica das substâncias requeridas na Folha Gravataí.

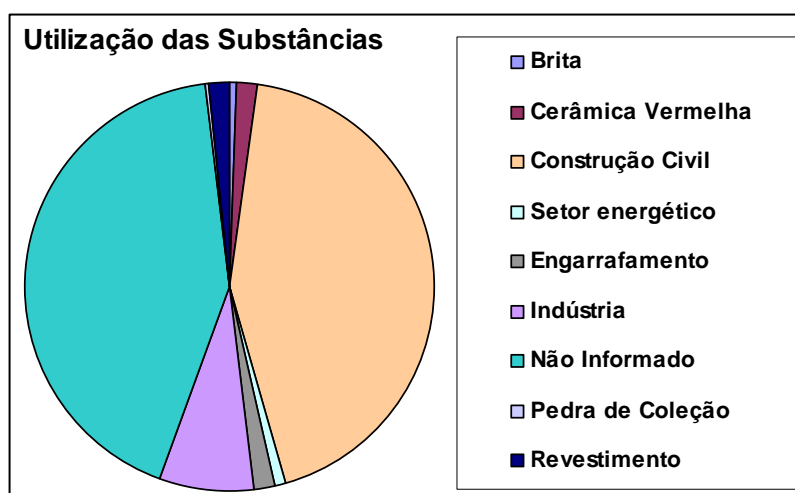


Figura 5.3: Representação gráfica da utilização das substâncias requeridas na Folha Gravataí.

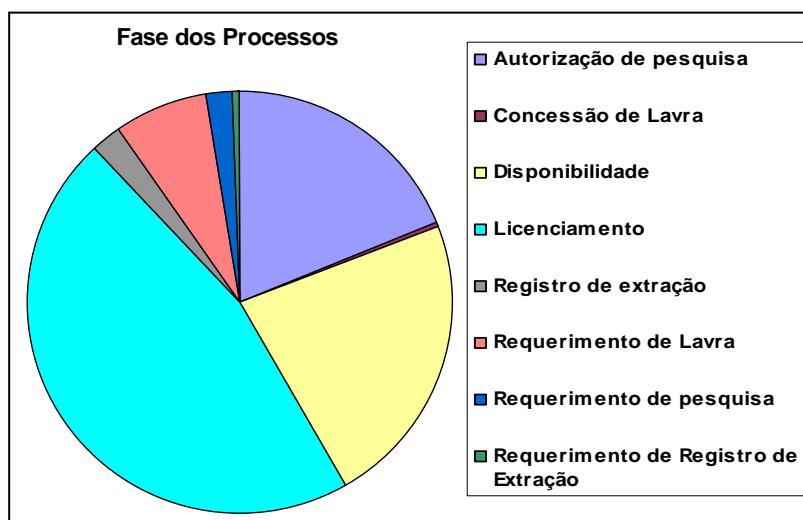


Figura 5.4: Representação gráfica do estágio dos requerimentos na Folha Gravataí.

A areia de leito de rio é utilizada como agregado miúdo na produção de argamassa, possui granulação fina a média, coloração castanho-avermelhadas, composição quartzosa, é bem arredondada e selecionada. A exploração deste tipo de areia é feita no leito do Rio dos Sinos com a utilização de draga flutuante de médio porte que bombeia areia utilizando tubos de seis a oito polegadas de diâmetro.

A extração de forma inadequada pode causar devastação em áreas extensas, remoção de solo, denudação da superfície, cavas extensas, erosão, assoreamento e alterações de drenagens na região.

5.2.2 Argila

Na região estudada, são pesquisadas e exploradas reservas consideráveis de argila com indicação tecnológica para uso na indústria de cerâmica vermelha (tijolos, telhas, pisos, lajes e material ornamental). A argila é explorada principalmente a partir de extratos pelíticos do Subgrupo Estrada Nova, Bacia do Paraná (Fig. 5.5). Depósitos de argila associados à Formação Palermo também são explorados, mas a finalidade de uso está mais relacionada a material de empréstimo. As extrações para esta finalidade são muitas vezes informais e intermitentes (Fig. 5.6).

Os processos ativos na área da Folha Gravataí somam 29, entre eles 2 para extração, 10 para pesquisa e o restante para licenciamento. Os processos localizam-se nas cidades de Glorinha, Araricá, Rolante, Sapiranga, Gravataí e Taquara. O principal pólo de exploração e indústria de cerâmica está localizado no município de Gravataí, em particular na região do Rincão da Madalena.



Figura 5.5: Fotografia de extração de argila do Subgrupo Estrada Nova (Estação PG-526).



Figura 5.6: Fotografia de extração informal de argila da Formação Palermo (Estação PG-295).

5.2.3 Arenito

Dois tipos de arenitos, pedra *Grês* e arenito para material de empréstimo, são explorados na área mapeada e consistem da substância mais procurada na região, somando mais de 100 processos (Figs. 5.7 a 5.10). A exploração de arenito emprega relevante quantidade de mão-de-obra e representa um potencial econômico importante na região.

A exploração de pedra *Grês*, como é conhecida na região, refere-se à exploração de arenito para pedra de talhe e é uma atividade largamente executada, destinada para abastecimento de lajes e

pedras para alicerces (Fig. 5.8), sendo transportadas para grande parte dos municípios do Estado e em menor quantidade para Santa Catarina e Paraná. Este tipo de exploração é feita a partir de horizontes da Formação Botucatu, composta por arenitos eólicos quartzosos de granulometria fina a média, com cores variáveis, desde amarelo, róseo-avermelhado ao marrom-avermelhado, normalmente silicificados (Fig. 5.7 e 5.8). Características como coesão e resistência à alteração intempérica conferem as propriedades necessárias para sua utilização como pedra de talhe.



Figura 5.7: Fotografia de pedreira ativa de arenito Botucatu (Estação PG-552).



Figura 5.8: Fotografia de pedreira de arenito Botucatu (Estação PG-469).



Figura 5.9: Fotografia de detalhe da extração de arenito Botucatu.



Figura 5.10: Extração de material de empréstimo-Formação Pirambóia (Estação PG-402).

A exploração de arenito para material de empréstimo é realizada em camadas da Formação Pirambóia, formada por depósitos flúvio-lacustres-eólicos. Os arenitos desta Formação são caracterizados por terem maior proporção de fração siltico-argilosa e serem mais friáveis quando comparados com os da Formação Botucatu, o que lhes conferem propriedades mais compatíveis para uso como material de empréstimo.

5.2.4 Basalto e Saibro

O basalto é amplamente utilizado nas indústrias de construção civil, para confeccionar estradas, pisos, revestimentos e paredes. Pode ser utilizado como pedra de talhe, para calçamento de ruas,

saibro (quando alterado) e brita. Além das aplicações para a construção, o basalto é utilizado também para finalidades artísticas. O basalto é explotado na região a partir de lavas e *sills* da Formação Serra Geral.

Em termos de reserva, a área possui um médio a alto potencial para pedra de talhe e brita. Quanto à potencialidade para rochas ornamentais, devido às pequenas espessuras dos derrames e ocorrência de disjunções colunares freqüentes, considera-se a área pouco apropriada para esse interesse.

As ocorrências de saibro na região relacionam-se com a alteração de rochas vulcânicas. Esta substância é empregada em estradas e em aterros nas áreas urbanas. As condições ideais para a formação do saibro ocorrem nos topos e na base dos derrames da Formação Serra Geral, caracterizados pela abundância de amígdalas ou cavidades preenchidas por quartzo, calcedônia,



Figura 5.11: Extração de basalto da Formação Serra Geral a partir de um *Sill* (Estação PG-400).

carbonato ou zeolita. Estas zonas são mais facilmente submetidas ao intemperismo, favorecendo a alteração e produzindo material denominado comumente como saibro.

No total, foram identificados 29 processos ativos de requerimentos para esta substância, dentre eles: 2 para extração, 13 para licenciamento e 14 para pesquisa, sendo a grande maioria requerida para construção civil. Os municípios abrangidos incluem Glorinha, Gravataí, Nova Hartz, Santo Antônio da Patrulha, Parobé, Rolante e Taquara. A maior parte das explorações ativas está concentrada nas proximidades de estradas asfaltadas e muitas delas foram consideradas como explorações a partir de *sills*, em particular na porção mediana da folha, na região de Parobé e Taquara.

Os impactos ao meio ambiente que a extração desta substância pode causar estão relacionados com, desmatamentos, remoção do solo, poluição e assoreamento de cursos d'água, impactos visuais, denudação da superfície e vibrações.

5.2.5 Água Mineral

A captação de águas subterrâneas nos municípios abrangidos no Grau de Gravataí, se faz em três sistemas aquíferos principais: Sistema Aquífero Guarani(SAG), Sistema Aquífero Serra Geral (SASG) e Sistema Aquífero Quaternário (SAQ).

O SAG é caracterizado como um sistema granular, embora a concentração de lineamentos e outras estruturas tectônicas, principalmente na região nordeste da escarpa vulcânica, determine um caráter granular-fraturado. Machado (2005) define uma compartimentação hidroestratigráfica do SAG no Rio Grande do Sul. Na área em estudo o SAG é constituído pelo aquífero da Formação Botucatu e Pirambóia. O aquífero Botucatu é constituído por arenitos finos a médios quartzosos ou localmente feldspáticos, contendo teores relativamente baixos de argilas. Os poços de água

subterrânea existentes neste aquífero apresentam vazões variáveis, que dependem de características litológicas tais como o grau de cimentação das litologias. Na proximidade de corpos hipabissais de diabásio a porosidade dos arenitos tende a diminuir substancialmente e a vazão do poço, em geral compreendida entre 5 e 10 m³/h pode passar a frações de m/h. As características hidroquímicas da água em geral conferem com as de águas cloretadas sódicas com bons índices de potabilidade e pH variável entre 5,9 e 6,5, podendo apresentar esporadicamente teores aumentados de ferro ou de sulfatos. Neste último caso, considera-se a contribuição de misturas com águas de circulação mais profunda, a partir de aquíferos permocarboníferos sotopostos, ao longo de fraturamentos profundos.

O aquífero Pirambóia na área em foco apresenta características bastante heterogêneas, em face das características das litologias. Em fácies argilosos comporta-se como um aquífero cuja vazão pode ser quase nula, em alguns poços. Na maioria, entretanto, é representado por arenitos finos com elevados teores de argilas, tendo os poços perfurados vazão máxima de 3 a 5 m³/h. Valores maiores de vazão são registrados na região de Santo Antonio da Patrulha e Parobé, neste caso, associados com zonas tectonicamente afetadas do aquífero. Sob o ponto de vista hidroquímico as águas subterrâneas provenientes de poços deste aquífero são bicarbonatadas cálcicas a sódicas.

O SASG, por outro lado, é constituído por rochas vulcânicas e suas características correspondem a um aquífero fraturado que fornece poços com relativamente boa qualidade de água e elevado potencial de vazão. Entretanto, o mesmo caráter fraturado confere ao aquífero uma elevada vulnerabilidade à contaminação. Estudos realizados (Betiollo, 2006) demonstram que a vazão dos poços do SASG perfurados da região não apresenta conexão com a densidade dos fraturamentos nem com os blocos tectono-estruturais registrados, mas, ao invés, com a extensão e direção das fraturas. Assim, lineamentos de direção NW e de porte médio (poucas dezenas de quilômetros de extensão) mostram vazões específicas mais expressivas. De uma forma geral, a área abrangida pelo SASG corresponde a uma área de recarga e infiltração na qual as águas subterrâneas possuem natureza bicarbonatada cálcica, relacionada à recarga de águas meteóricas. Tipos bicarbonatados magnesianos são menos frequentes e tipos sódicos em geral identificam influência de águas ascendentes do SAG.

O SAQ, por outro lado, corresponde a um aquífero livre e granular que abrange principalmente camadas arenosas pleistocênicas e holocênicas localizadas na região da Planície Costeira, a leste da escarpa vulcânica. Considerando-se as características composicionais e a presença pouco expressiva de camadas argilosas e de fração argila nas areias, este aquífero apresenta elevada vulnerabilidade à ação antropogênica. Assim, áreas com atividade agrícola intensa, como cultura de arroz, favorecem a contaminação com fertilizantes, em particular, com flúor deste insumo agrícola.

5.2.6 Carvão

O grupo dos carvões compreende as turfas, linhitos, hulhas e antracitos, rochas que fazem parte dos combustíveis minerais. Apenas uma jazida representativa é identificada na região e localiza-se à sudeste da carta - conhecida como Jazida Morungava – Chico Lomã.

A Jazida Morungava – Chico Lomã compreende uma área de 1200 km², alongada de oeste para leste (Fig. 5.12). Foi a primeira jazida descoberta de carvão com propriedades coqueificantes no RS, em meados da década de 70. Coberturas superiores a 300 m ocorrem na porção noroeste e oeste, onde inclusive parte está recoberta por derrames da Formação Serra Geral. Na porção central a cobertura é essencialmente de camadas sedimentares da Bacia do Paraná e varia entre 150 e 300 m. Na porção sudeste (extremo sudeste da folha mapeada), a cobertura chega a ser inferior a 50 m e é também apenas composta por rochas sedimentares.

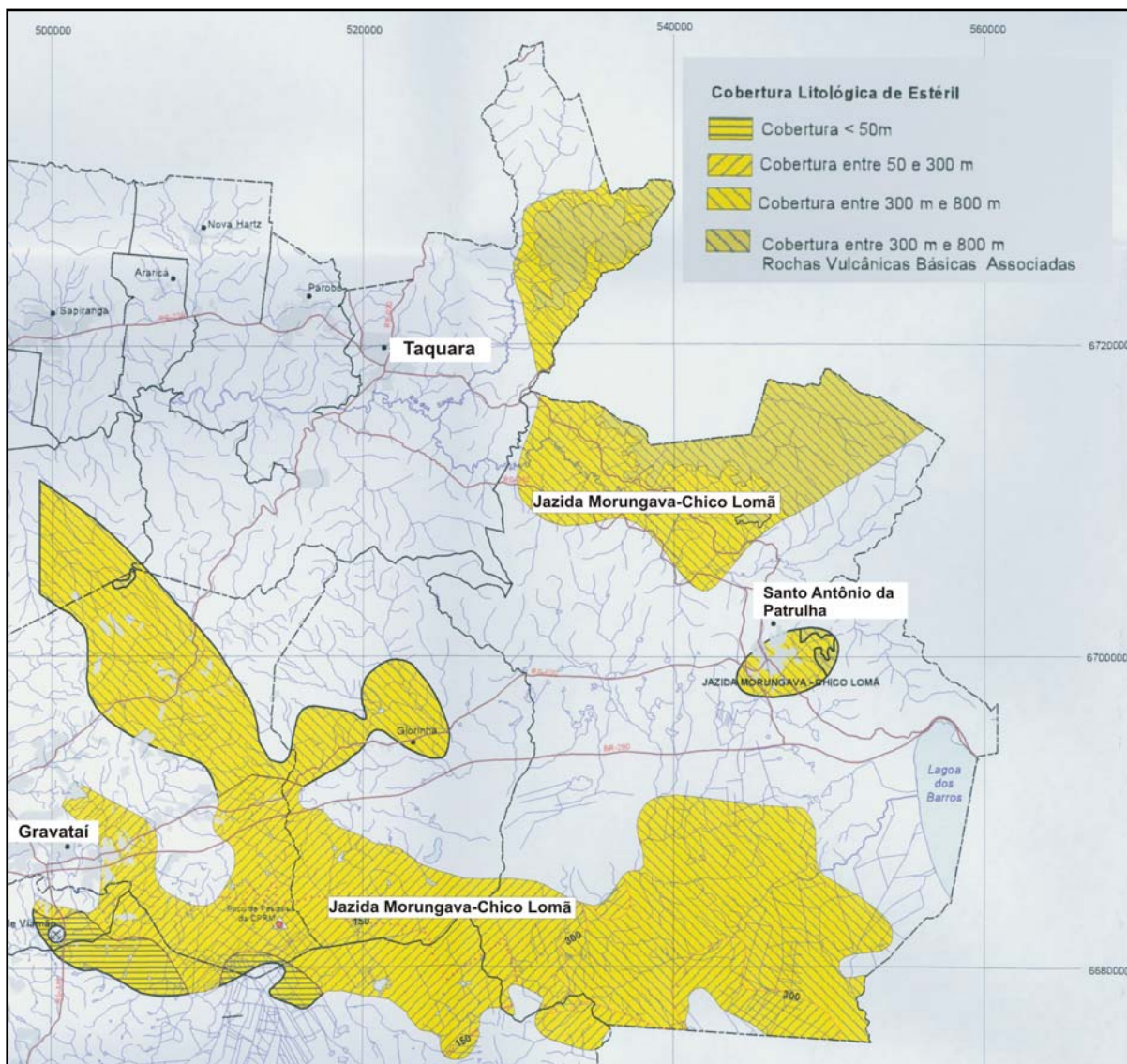


Figura 5.12: Localização da Jazida de Morungava - Chico Lomã exibindo espessura de cobertura (extraído de Zanani, 2006 – CPRM-SUREG-PA).

As camadas de carvão são 6, denominadas de M/CL ou simplesmente CL, e são separadas por camadas estéreis que variam em espessura de 1,5 a 6 m. As camadas mais importantes são as CL4 e CL6 que correspondem a cerca de quatro quintos das reservas conhecidas. Os recursos totais somam 3.092×10^6 t (Aboarrage & Lopes, 1986).

Os carvões classificam-se como *Betuminosos de Alto Volátil B, coqueirificantes*. A refletância das vitrinitas é de 0,60 a 0,65% e os teores de exinita variam entre 10 e 18%, segundo Gomes

(2002). A jazida nunca foi minerada, no entanto, seu potencial é relevante devido à possibilidade de obter uma fração nobre, com baixo teor de cinzas e enxofre, que poderá ser utilizada na produção de coque na indústria de aço.

A presença de carvão, nesta área, está representada por 23 ocorrências em forma de processos junto ao DNPM, sendo elas 12 de licenciamentos de pesquisa e 11 de requerimentos de lavra. Abrangem, na área mapeada, os municípios de Igrejinha, Três Coroas, Gravataí, Santo Antônio da Patrulha e Taquara.

5.3. Recursos Minerais Metálicos – Avaliação de Potencialidade

Importantes depósitos de Ni-Cu e EGP (Elementos do Grupo da Platina) ocorrem hospedados em intrusões máfica-ultramáficas ricas em olivina relacionadas a derrames de basaltos continentais toleíticos de grande províncias magmáticas. Exemplos clássicos deste tipo de mineralização são os depósitos de Noril'sk e Talnakh (Plataforma Siberiana, Rússia) que hospedam uma das maiores mineralizações de sulfetos de Ni-Cu e EGP conhecidas até o momento. Os modelos sugeridos para a formação destes depósitos consideram que um ambiente tectônico de rift continental relacionado à pluma mantélica durante uma ruptura continental é o ideal por possibilitar a ascensão de um grande volume de magmas máfico-ultramáficos resultantes de alta taxa de fusão mantélica e, portanto, ricos em metais. Ainda, o transporte do magma nesta situação ocorre de forma rápida para a crosta, o que normalmente evita a perda de sulfetos e metais durante a trajetória manto-crosta (Naldrett, 1992). Um fator adicional positivo é o fato de que zonas de rifteamento normalmente apresentam sedimentação significativa, o que pode favorecer a introdução de enxofre através de contaminação e provocar saturação local com precipitação de sulfetos em câmaras magmáticas sub-vulcânicas (Barnes *et al.*, 1997). Aspectos metalogenéticos considerados significativos para a formação deste tipo de depósito são: (1) regiões quentes no manto fornecendo grande quantidade de basaltos (atuação de plumas), (2) rifteamento de escala continental, (3) grandes falhas controlando extrusões e intrusões de magmas, e (4) contaminação crustal (Naldrett, 1992).

O magmatismo da Bacia do Paraná, representado pelo vulcanismo da Formação Serra Geral e por diversos corpos intrusivos correlatos, apresenta uma idade de evolução de 138 a 128 Ma (Stewart *et al.* 1996) e muita similaridade com o magmatismo da Plataforma da Sibéria, o que tem estimulado o desenvolvimento de pesquisa dirigida à avaliação do potencial metalogenético para sulfetos de Ni-Cu e PGE da Bacia do Paraná. Trabalhos realizados neste sentido foram os de Mincato & Schrank (1998), Mincato (2000), Mincato *et al.* (2005) e do projeto JICA-CPRM (Nakamura *et al.* 2002, 2003).

O magmatismo da Bacia do Paraná abrange uma área aproximada de 1.200.000 km² na América do Sul e é composto principalmente por basaltos toleíticos, sendo que unidades ácidas ocorrem intercaladas ou no topo da pilha vulcânica. A pilha vulcânica tem uma espessura média de 800 metros e máxima de 1500 metros. O magmatismo básico (rochas vulcânicas e intrusivas correlatas) tem sido subdividido em dois grupos comumente conhecidos como Basaltos Alto Ti e Basaltos Baixo Ti, sendo o primeiro predominante no norte e o segundo, no sul.

Esta bimodalidade petrológica relacionada com distribuição espacial instigou a construção de diferentes modelos para a formação e origem do magmatismo da Bacia do Paraná. Alguns trabalhos têm considerado a participação de uma pluma mantélica (sistema Tristão da Cunha) com contribuição de astenosfera (Bellieni *et al.*, 1984; Fodor *et al.*, 1985; Fodor, 1987; Gibson *et al.*, 1995, 1999), enquanto outros consideram mais relevante uma origem a partir de um manto litosférico heterogêneo, possivelmente apenas com influência termal de uma pluma (Hawkesworth *et al.*, 1992; Peate & Hawkesworth, 1996; Stewart *et al.*, 1996; Comin-Chiaramonti *et al.*, 1997; Marques *et al.*, 1999, 2003). Considerando qualquer situação, existe certo consenso de que ocorre uma participação crustal na forma de assimilação em, ao menos, parte da seqüência e que lineamentos estruturais transcrustais condicionam o magmatismo, características estas relevantes para a formação de depósitos de sulfetos magmáticos.

Do ponto de vista metalogenético, é interessante enfatizar que o magmatismo da plataforma siberiana, da mesma forma que o da Bacia do Paraná, também é caracterizado pela ocorrência de toleítos ricos e pobres em TiO_2 . Os depósitos de Noril'sk e Talnakh estão hospedados em intrusões ricas em olivina e com participação de crosta como contaminante. O magmatismo destas intrusões é considerado como correlacionável a magmas toleíticos do tipo pobre em Ti (Naldrett, 1992).

A área mapeada neste projeto pode ser sugerida como potencialmente favorável para pesquisa voltada à exploração de depósitos de Ni-EGP por apresentar vários aspectos relevantes: (1) há predomínio de basaltos do grupo pobre em TiO_2 ; (2) há a presença de grandes lineamentos resultantes de rifteamento de escala continental; (3) há presença de unidades sedimentares ricas em matéria orgânica e enxofre (Fm. Rio Bonito) no substrato da Bacia; (4) contaminação crustal é um processo claro nas amostras de basalto analisadas; (5) ocorrem vários corpos intrusivos que, embora de ocorrência rara, incluem um tipo particular de natureza picrítica interpretado como gerado por pluma mantélica; (6) neste projeto foi identificada uma lava com características litoquímicas mais primitivas quando comparada aos demais derrames baixo-Ti - relativamente rica em Ni e com assinatura isotópica transicional para origem a partir de manto astenosférico - o que sugere uma possível correlação desta com as intrusões picríticas - o que, se confirmado, posicionaria em termos estratigráficos o magmatismo mais primitivo já identificado até o presente momento na Bacia do Paraná como antecedendo o magmatismo ácido do Fácies Caxias. Isto limita o espaço físico e temporal na região para a ocorrência de magmas provenientes de alta taxa de fusão do manto, considerados potenciais para hospedar mineralizações de Ni-EGP.

Estas características reúnem fatores favoráveis que servem de incentivo para futuros investimentos em termos de exploração de Ni-EGP na região extremo sul da Bacia do Paraná. No entanto, cabe salientar que o volume de magma primitivo identificado é pequeno e a região ainda carece de estudos de maior detalhe voltado para a prospecção.

6. IMPACTO AMBIENTAL

A Folha Gravataí abrange parte da Área de Proteção Ambiental (APA) Banhado Grande e parte da Reserva da Biosfera da Mata Atlântica (Fig. 6.1). A área pertence à Bacia Hidrográfica do Guaíba e enfrenta diversos problemas ambientais, especialmente na porção sul da folha, decorrentes da alta ocupação territorial, industrial e urbana. Entre os problemas identificados estão o despejo de efluentes domésticos sem tratamento nos cursos d'água, poluição do ar por veículos, ocupação urbana em áreas de risco associada à desmatamento, remoção de solo, assoreamento de cursos d'água, transporte de cargas perigosas próximo a áreas de proteção ambiental e contaminação por insumos químicos, especialmente industriais. A contaminação através de dejetos tanto urbanos quanto industriais é agravada pela natureza da geologia na porção sul da Folha, caracterizada por rochas sedimentares, muitas delas porosas e pertencentes ao aquífero Guarani como a Formação Botucatu e Formação Pirambóia.

Um outro fator de impacto ambiental, embora menos agressivo, refere-se a problemas decorrentes da extração mineral. No caso da extração de pedra grês (arenito), saibro e basalto ornamental, a degradação consiste da supressão da vegetação para limpeza e abertura de bancadas e assoreamento de corpos hídricos por rejeito da extração. Outro problema é o grande número de extrações informais que visam atender a demanda da construção civil e de desenvolvimento urbano local. Este tipo de extração não apresenta planejamento, o que a torna predatória em relação ao recurso mineral envolvido, e é freqüentemente abandonada de forma precoce e sem nenhum cuidado (Fig. 6.2). Ainda, um fator adicional trata-se do impacto visual das retiradas especialmente em áreas de alto potencial turístico como a Rota Romântica - estradas que conduzem ao pólo turístico de Gramado. Quanto à extração de argila, as principais causas de degradação da natureza observada são desmatamento, remoção de material em áreas baixas e vales, cavas abandonadas e inundadas. A extração de areia no leito do Rio dos Sinos, embora seja apenas eventual, é outra atividade que requer atenção da fiscalização ambiental por alterar o curso d'água e aumentar o volume de partículas em suspensão.

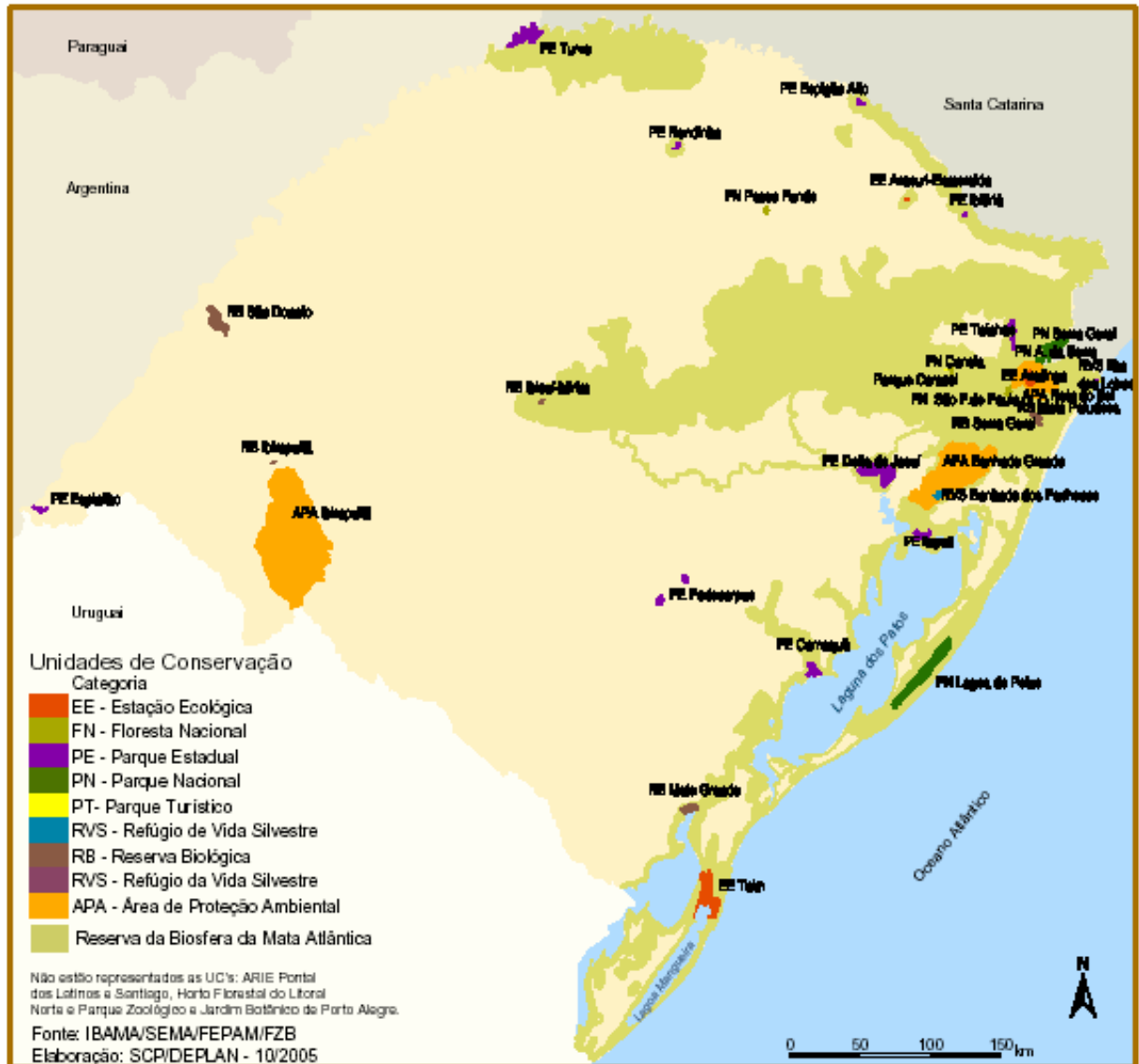


Figura 6.1: Unidades de Conservação do Estado do Rio Grande do Sul (Fonte: Atlas Sócio-econômico do estado do Rio Grande do Sul, Secretaria da Coordenação e Planejamento – Governo do Estado – 2ª edição 2006).



Figura 6.2: Fotografia de pedra inativa de arenito Botucatu (Estação PG-469a).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. da C. **Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica**. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 1986. 18 v. Inédito.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Centro-Leste Matogrossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, Rio de Janeiro, n. 150, 97 p. 1954.
- ARIENTI, L. M. **Evolução paleogeográfica da Bacia do Rio Gravataí**. 1986. 189 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1986.
- ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI, E. J. Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da bacia do paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, n. 23, p. 254-269, 1993.
- BARBERENA, M. C. **Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria**. Pesquisas, [S.l.], v. 7, p. 11-129, 1977.
- BARNES, S. J.; ZIENTEK, M. L.; SEVERSON, M. J. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism: a synthesis **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 34, p. 337-351, 1997.
- BELLIENI, G. *et al.* Flood basalt to rhyolite suites in Southern Paraná Plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 579-618, 1984.
- BELLIENI, G. *et al.* Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 915-944, 1986.
- BETIOLLO, L. M. **Caracterização estrutural, hidrogeológica e hidroquímica dos sistemas aquíferos Guarani e Serra Geral no Nordeste do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2006. 117 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006. 117 p.
- BIGARELLA, J. J. Paleocurrents and the problem of continental drift. **Geologisches Rundschau**, Stuttgart, v. 62, n. 2, p. 447-477, 1973.
- BORTOLUZZI, C. A. *et al.* Estudo geológico da bacia carbonífera de Gravataí-Morungava, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG, 1980. v. 1, p. 266-282.
- CAETANO-CHANG, M. R. **A formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo**. 1997. 196 f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997.
- CAETANO-CHANG, M. R. Ergs saturados e meta-saturados da formação Pirambóia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG-NE, 2002. p. 657.

CAMPOS, L. F. G. **Relatório da Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo**. São Paulo: [s.n.], 1889. p. 21-34. Anexo.

CARRARO, C. C. *et al.* **Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Escala 1:1.000.000**. Porto Alegre: Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Secretaria de Coordenação e Planejamento e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul, 1974.

CHEMALE, JR., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 13-52.

CHEMALE, JR., F.; HARTMANN, L. A.; DA SILVA, L. C. Stratigraphy and tectonism of the Basiliano cycle in Southern Brazil. **Communs. Geol. Surv.**, Namibia, n. 10, p. 151-166, 1995.

CLOSS, D. Estratigrafia da bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. **Iheringia**, Porto Alegre, v. 3, p. 3-76, 1970. [Geologia].

COMIN-CHIARAMONTI, P. *et al.* Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from the lithospheric mantle and genetic relationships with associated Paraná flood tholeiites. **Journal of Petrology**, v. 38, p. 495-528, 1997.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p. 359-412.

DEHNHARDT, E. A. *et al.* **Mapa geológico das folhas Gravataí e Santo Antônio da Patrulha. Escala 1:100.000**. Porto Alegre: CECO/UFRGS, 1984.

DELANEY, P. J. V. **Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS, 1965. p. 1-195. (Publicação Especial da Escola de Geologia, v. 6).

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; LUMMERTZ, C. A variabilidade morfológica das barreiras costeiras holocênicas do Estado do Rio Grande do Sul. **Geosul**, Florianópolis, v. 14, p. 204-207, 1998.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: NUMMEDAL, D.; PILKEY, O. H.; HOWARD, J. D. (Eds.). **Sea-level fluctuations and coastal evolution**. [S.l.]: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1987. v. 41, p. 115-127. Special Publication.

ERLANK, A. J. *et al.* Geochemistry and petrogenesis of the Etendeka volcanic rocks from SWA/Namibia. In: ERLANK, A. J. (Ed.). **Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province**. Pretoria: Geological Society of South Africa, 1984. p. 195-245. (Special publication/Geological Society of South Africa; 13).

ERNESTO, M. *et al.* Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, n. 118, p. 15-36, 2002.

EWART, A. *et al.* Etendeka volcanism of the goboboseb mountains and messum igneous complex, Namibia. Part I. Geochemical evidence of Early Cretaceous Tristan plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB. **Journal of Petrology**, v. 39, p. 191-225, 1998.

EWART, A. *et al.* Petrology and geochemistry of early cretaceous Bimodal Continental Flood Volcanism of the NW Etendeka, Namibia. Part 1: Introduction, Mafic Lavas and Re-evaluation of Mantle Source Components. **Journal of Petrology**, v. 45, p. 59-105, 2004.

FACCINI, U. F. **Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação**. v. 1. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

FACCINI, U. F. **O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul – uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais**. 1989. 133 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

FODOR, R. V.; CORWIN, C.; ROISENBERG, A. Petrology of Serra Geral (Parana). Continental flood Basalts Southern Brazil: crustal contamination, source material and South Atlantic magmatism: **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 91, p. 54-65, 1985.

FODOR, R. V. Low-and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from picritic parentage and a common mantle source. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 84, p. 423-430, 1987.

FONTANA, R. L. **Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e plataforma de Florianópolis**. 1996. 214 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.

GIBSON, S. A. *et al.* High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 136, p. 149-165, 1995.

GIBSON, S. A. *et al.* The limited extent of plume-lithosphere interactions during continental flood-basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in southern Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 137, p. 147-169, 1999.

GOMES, A. J. P. **Carvão do Brasil e turfa agrícola: geologia, meio-ambiente e participação estratégica na produção de eletricidade no sul do Brasil**. Porto Alegre: EST, 2002. 164 p.

GORDON JR., M. **Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul**. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, 1947. n. 38, p. 1-20. (Notas Preliminares e Estudos).

HAWKESWORTH, C. J. *et al.* Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Magmatism and the causes of continental break-up. **Geological Society Special Publication**, London, p. 221-240, 1992.

HOLZ, M.; CARLUCCI, R. Litoestratigrafia, estratigrafia de seqüências e evolução paleofisiográfica da zona de borda da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul durante o Eo-Permiano In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 303-322.

HOLZ, M.; ROS, L. F. **Paleontologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: UFRGS/CIGO, 2000. 398 p.

HOLZ, M.; VIEIRA, P. E.; KALKREUTH, W. D. The early permian coal-bearing succession of the Paraná basin in southernmost Brazil: depositional model and sequence stratigraphy. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 424-426, 2000.

IMBRIE, J. *et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A. (Ed.). *et al.* **Milankovitch and Climate: Part 1**. Boston: Riedel, 1984. p. 269-305.

LAVINA, E. L. *et al.* Ambientes de sedimentação do Supergrupo Tubarão na região de Cachoeira do Sul, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v. 21, p. 5-68, 1985.

LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F.; RIBEIRO, H. J. S. A formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo v. 38, p. 179-197, 1993.

LAVINA, E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do neopermiano e eotriássico (intervalo Kazaniano-Scitiano) da Bacia do Paraná**. 1991. 336 f. v. 1. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. **Paula Coutiana**, Porto Alegre, n. 1, p. 51-103, 1987.

MACHADO, J. L. F. **Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do sistema aquífero Guarani no Rio Grande do Sul**. 2005. 254 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2005.

MANTOVANI, M. S. M.; CORDANI, U. G.; ROISENBERG, A. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da Bacia do Paraná e implicações genéticas associadas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 61-65, 1985.

MARQUES, J. C.; CHEMALE JR.; F. Early Cretaceous sills from Morungava region: evidences of plume-related magmas in the Paraná Magmatic Province, Brazil. In: V. M. GOLDSCHMIDT CONFERENCE, 16., Melbourne. **16th V. M. Goldschmidt Conference Proceedings**. Melbourne: V. M., 2006b.

MARQUES, J. C. *et al.* ND-SR isotopes and trace element constraints on the source of basaltic sills from southern Paraná magmatic Province, Morungava region, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 5., 2006a, Punta del Este. **Short Papers**. Punta Del Este: [s.n.], 2006a, p. 337-341.

MARQUES, L. S.; BABINSKI, M.; RUIZ, I. R. Lead isotopes of Early Cretaceous coastal dykes of Paraná Magmatic Province (Florianopolis swarm): preliminary results. SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM; IRD, 2003. v. 2, p. 605-608

MARQUES, L. S.; DUPRÉ, B.; PICCIRILLO, E. M. Mantle source compositions of the Paraná Magmatic Province (southern Brazil): evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. **Journal of Geodynamics**, Amsterdam, v. 28, p. 439-458, 1999.

MARQUES-TOIGO, M. **Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil**. 1988. 241 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1988.

MARSH, J. S. *et al.* The Etendeka Igneous Province: magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. **Bull. Volcanol.**, Napoli, v. 62, p. 464-486, 2001.

MARTINS, L. R.; URIEN, C. M.; EICHLER, B. B. Distribuição dos sedimentos modernos da Plataforma Continental Sul-Brasileira e Uruguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1967, Curitiba. **Anais...** Curitiba, SBG, 1967. v. 1, p. 29-43.

MCDOUNOUGH, W. F.; SUN, S. S. Composition of the Earth. **Chemical Geology**, n. 120, p. 223-253, 1995.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin – An Introduction. In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **The Mesozoic Flood Volcanism Of The Paraná Basin: Petrogenic and Geophysical Aspects**. São Paulo: IAG/USP, 1988. 600 p.

MELO, J. H. G. A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: estado-da-arte. In: I SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. **Resumos**. Rio Claro: UNESP, 1993. p. 6-7.

MILANI, E. J. *et al.* Sequence and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), Southern Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências-USP-IG**, São Paulo. n. 29, p. 125-173, 1998. (Série Científica).

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. 254 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-occidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 275-302.

MILNER, S. C.; LE ROEX, A. P.; O'CONNOR, J. M. Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia and their relationship to continental breakup. **J. Geol. Soc.**, London, v. 152, p. 97-104, 1995.

MINCATO, R. L.; ENZWEILER, J.; SCHRANK, A. Distribuição e comportamento geoquímico regional dos elementos do grupo da platina nas unidades vulcânicas basálticas da Província Ígnea Continental do Paraná. In: A. THOMAZ FILHO, M. C.; GERALDES, GUEDES, E.; ALMEIDA, J. C. H. (Eds.). SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005. **Anais...** Cabo Frio: SBG, 2005. p. 255-260.

MINCATO, R. L. **Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da Província Ígnea Continental do Paraná**. 2000. 172 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, 2000.

MINCATO, R. L.; SCHRANK, A. Evaluation of the Ni-Cu-PGE Mineralisation Potential for the Paraná Continental Igneous Province based on the Noril'sk and Insizwa Models. In: LAVEROV, N. P.; DISTLER, V. V. (Org.). **International Platinum**. St. Petersburg - Athens: Theophrastus Publications, 1998. p. 107-115.

MORAES, REGO. L. F. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**, Rio de Janeiro. v. 46, p. 1-105, 1930.

NAKAMURA, K. *et al.* **Mineral exploration in the Paraná Basin area, the Federal Republic of Brazil, phase I**. Tokyo: Metal Mining Agency of Japan – MMAJ; Rio de Janeiro: Geological Survey of Brazil – CPRM, 2002. Inédito.

NAKAMURA, K. *et al.* **Mineral exploration of the Cu-Ni PGE deposits in the Paraná Basin Southern Brazil, phase II. Japan**: Japan Mining Engineering Center for International Cooperation – JMEC; Rio de Janeiro: Geological Survey of Brazil – CPRM, 2003. Inédito.

NALDRETT, A. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts. **Economic Geology**, Austrália, v. 87, p. 1945-1962. 1992.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346.

PEATE, D. W. *et al.* Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of "Dupal"-type mantle in the South Atlantic region. **Journal of Petrology**, v. 40, p. 451-473, 1999.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J. Lithospheric to asthenospheric transition in Low-Ti flood basalts from southern Paraná, Brazil. **Chemical Geology**, Atlanta, v. 127, p. 1-24, 1996.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): Classification of magma types and their spatial distribution. **Bull. Volcanol.**, Napoli, v. 55, p. 119-139, 1992.

PICCOLI, A. E. M.; LOPES, R. C.; CAMOZZATO, E. Análise paleoambiental das jazidas de carvão do Estado do Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo n. 22, v. X, p. 35-54, 1986.

PIRES, A. C. **Estratigrafia e escalas de heterogeneidades e sistemas eólicos secos (Formação Botucatu) e úmidos (Formação Pirambóia), Bacia do Paraná, RS.** 2006. 64 f. Monografia (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2004.

RENE, P. R. *et al.* The age of the Paraná flood volcanism, rifting Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, New York, v. 258, p. 975-979, 1992.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F. F. M. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SGB, 1984. v. 2, p. 754-764.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J. J. The Botucatu Formation. In: Bigarella, R.; Becker, R. D.; Pinto, I. D. (Eds.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba: Conselho Nacional de Pesquisas, 1967b. p. 197-206.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J. J. The pré-Gondwana basement In: Bigarella, R.; Becker, R. D.; Pinto, I. D. (Eds.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology**. Curitiba: Conselho Nacional de Pesquisas, 1967a. p. 3-25.

SANDFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 44, p. 1316-1370, 1960.

SCHERER, C. M. S. **Análise estratigráfica e litofaciológica da formação Botucatu (Neocomiano) no Estado do Rio Grande do Sul.** 1998. 208 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998.

SCHNEIDER, R. L. *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974. v. 1, p. 41-65.

SOARES, P. C. Divisão estratigráfica do mesozóico do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 5, p. 229-251, 1975.

STEWART, K. *et al.* ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 143, p. 95-109, 1996.

TOMAZELLI, L. J.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. A tendência atual de subida do nível relativo do mar na costa do Rio Grande do Sul: uma análise das evidências. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6., 1995, Porto Alegre. **Boletim de Resumos Expandidos**. Porto Alegre: SBG, 1995. v. 1, p. 281-283.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação da erosão de longo prazo na costa do Rio Grande Sul. **Geosul**, Florianópolis v. 14, p. 47-53, 1998.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R.; VILLWOCK, J. A. Geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale-Fla., v. SI 39, p. 275-278, 2006.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 375-406.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, p. 373-382, 1996.

TURNER, S. *et al.* Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 121, p. 333-348, 1994.

VIEIRO, A. P.; ROISENBERG, A. Petrologia e geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 19, p. 41-54, 1992.

VILLWOCK, J. A. *et al.* **Atlas geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS**. Porto Alegre: CECO - Divisão de Geologia Costeira/UFRGS, 1984. 16 p.

VILLWOCK, J. A. *et al.* Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, v. 4, p. 79-97. 1986.

VILLWOCK, J. A. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil: a Synthesis. **Pesquisas**, v. 16, p. 5-49, 1984.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul: **notas técnicas**. Porto Alegre, v. 8, p. 1-45, 1995.

VILLWOCK, J. A. TOMAZELLI, L. J. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. In: RABASSA, L. (Ed.). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**, Rotterdam, v. 11, p. 283-296, 1998.

WASHBURNE, C. W. **Petroleum Geology of the São Paulo**. São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico, 1930. 282 p. (Boletim; 22)

WHITE, I. C. (1908) **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1988. Parte I, p. 1-300; Parte II, p. 301-617. (Ed. Fac Similar).

WILDNER, W.; LOPES, R. C.; CAMOZZATO, E. Turfa na Província Costeira do Brasil Meridional, do Chuí a Laguna. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2514-2527.

ZALÁN, P. V. *et al.* The Paraná Basin. In: Leighton, M. W. *et al.* (Ed.). **Interior Cratonic Basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p. 681-708. (AAPG Memoir; 51).

ZANINI, L. F. P. **Subsídios para o Plano Diretor de Mineração da Região Metropolitana de Porto Alegre**. Porto Alegre: CPRM, 2006. 1 v. 5 mapas.