

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS HIPABISSAIS ASSOCIADAS À  
FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DO CERRO DO CORONEL, RS.**

CARLA CECÍLIA TREIB SARMENTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

Porto Alegre – 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DAS ROCHAS HIPABISSAIS ASSOCIADAS À  
FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DO CERRO DO CORONEL, RS.**

CARLA CECÍLIA TREIB SARMENTO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

BANCA EXAMINADORA

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Adriane Machado  
Prof. Dr. Breno Leitão Waichel  
Prof. Dr. Ruy Paulo Philipp

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito para  
obtenção do Título de Mestre em  
Geociências.

Porto Alegre – 2013

Sarmiento, Carla Cecília Treib

Geologia e petrologia das rochas hipabissais associadas à Formação Serra Geral na região do Cerro do Coronel. / Carla Cecília Treib Sarmiento. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2013. [62 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientação: Prof. Dr. Carlos Augusto Sommer

1. Formação Serra Geral. 2. Rochas hipabissais básicas-intermediárias. 3. Magmas-tipo. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Miriam Alves CRB 10/1947

## **AGRADECIMENTOS**

Meus agradecimentos aos Professores Carlos Augusto Sommer e Evandro Fernandes de Lima pela orientação e apoio dada para a conclusão deste trabalho.

Ao PPGGeo/UFRGS pela infraestrutura de qualidade disponibilizada e ao CNPq pela bolsa de mestrado.

Ao colega, que se tornou “O Amigo”, Diego Skieresz de Oliveira pela ajuda na confecção do mapa geológico, entre outras coisas para a conclusão da dissertação e pelos momentos e conversas, geológicas ou não, que espero ter por muito tempo.

Agradeço também aos colegas de estrada que me acompanham desde a graduação em que a amizade se conservou, que muitas vezes somente com os rápidos encontros nos corredores, tornam meus dias melhores.

## RESUMO

A Formação Serra Geral é caracterizada por um expressivo volume de derrames básicos de composição toleítica e pela presença muito subordinada de vulcanitos ácidos. Inúmeros corpos intrusivos (soleiras e diques) são correlacionados a esta unidade e juntamente com os depósitos vulcânicos constituem a Província Magmática do Paraná. Este trabalho trata da investigação geológica e petrológica das intrusões básicas-intermediárias da região do Cerro do Coronel, a sudeste da cidade de Pantano Grande, RS. Esses corpos hipabissais estão estratigraficamente vinculados a Formação Serra Geral e formam um *trend* com orientação NW-SE. Apresentam contatos concordantes com rochas sedimentares das Formações Rio Bonito e Irati. Disjunções colunares são comuns em todas as ocorrências estudadas e são afetadas por forte fraturamento NE e NW. A pequena variação faciológica é caracterizada por termos equigranulares finos a muito finos e raramente porfiríticos. Texturalmente essas rochas apresentam o predomínio da textura intergranular e subofítica ocasional. São constituídos essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos como minerais primários e material de baixa cristalinidade como etapa final da cristalização. Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços permitem classificar as rochas desses corpos hipabissais como andesito-basaltos de afinidade toleítica, cuja evolução deu-se por mecanismos de cristalização fracionada. As características dos elementos maiores, traços e ETR são compatíveis com as apresentadas para magmatismo vinculados a grandes províncias toleíticas continentais. Estas rochas apresentam concentrações de  $TiO_2$  inferiores à 2% mostrando uma tendência para o magma-tipo Esmeralda.

**Palavras-chave:** Formação Serra Geral; rochas hipabissais básicas-intermediárias; magmas-tipo.

## ABSTRACT

The Serra Geral Formation is characterized by a significant volume of basic flows with tholeiitic composition and the presence of acid volcanites subordinate. Several intrusive bodies (dikes and sills) are correlated to this unit and along with volcanic deposits constitute the Paraná Magmatic Province. This paper deals with the investigation of geological and petrological basic-intermediate intrusions in the region of the Cerro do Coronel, southeast of the city of Pantano Grande, RS. These hypabyssal bodies are stratigraphically linked to the Serra Geral Formation and they make a trend oriented NW-SE. The contacts are concordant with the sedimentary rocks Rio Bonito and Irati Formations. Columnar disjunctions are common in all instances studied and are affected by strong NE and NW fracturing. The few facies variation is characterized by terms equigranular fine and very fine rarely porphyritic. These rocks are the predominant intergranular texture and occasional subophitic texture. They consist essentially of plagioclase, augite, opaque minerals such as primary minerals and crystallization residue such as final stage of crystallization. Geochemical data of major and trace elements allow to classify the rocks of these bodies such as andesite-basalt hypabyssal with tholeiitic affinity, whose evolution occurred by fractional crystallization mechanisms. The characteristics of the major, trace and REE elements are compatible with those presented for magmatism linked to large continental tholeiitic provinces. These rocks have concentrations below the 2%  $\text{TiO}_2$  showing a tendency to Esmeralda magma-type.

Keywords: Serra Geral Formation; basic-intermediate hypabyssal rocks; magma-type.

## SUMÁRIO

<b>I - INTRODUÇÃO</b> .....	7
<b>1.2 - ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO</b> .....	8
<b>1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA</b> .....	8
<b>1.4 - OBJETIVOS</b> .....	9
<b>1.5 - METODOLOGIA</b> .....	10
1.5.1 - ETAPA DE ESCRITÓRIO .....	10
1.5.1.1 - <i>Levantamento Bibliográfico</i> .....	10
1.5.1.2 - <i>Aquisição de Mapas e Imagens</i> .....	10
1.5.1.3 - <i>Confecção do Trabalho Final</i> .....	11
1.5.2 - ETAPA DE CAMPO .....	11
1.5.3 - ETAPA DE LABORATÓRIO .....	11
1.5.3.1 - <i>Petrografia</i> .....	12
1.5.3.2 - <i>Geoquímica</i> .....	12
1.5.3.3 - <i>Confecção de Mapa Geológico Digital do Terreno</i> .....	13
<b>II - ESTADO DA ARTE</b> .....	14
<b>2.1 - PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS</b> .....	14
<b>2.2 - BACIA DO PARANÁ</b> .....	14
<b>2.3 - FORMAÇÃO SERRA GERAL</b> .....	16
<b>2.4 - SOLEIRAS (SILLS) E INTRUSÕES HIPABISSAIS RELACIONADAS À         FORMAÇÃO SERRA GERAL</b> .....	19
<b>III - ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOCIÊNCIAS USP: SÉRIE CIENTÍFICA</b>	25
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	57
<b>ANEXO - CARTA DE SUBMISSÃO A REVISTA GEOLOGIA USP: SÉRIE CIENTÍFICA</b> .....	62

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Mapa Geomorfológico do RS e mapa de localização da área de estudo no detalhe. ....9
- Figura 2** - Diagramas crono-estratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, com as idades dos eventos distensivos segundo Quintas et al. (1997) e adaptações das Supersequências Gondwana I, II e III (idades e espessuras) segundo informações de Milani (2004). Fonte Machado (2005) ..... 15
- Figura 3** - Mapa da localização da Formação Serra Geral, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai). Legenda: 1 – Rochas básicas; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral. Fonte: Machado (2005)..... 17
- Figura 4** - Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – Sea-gull Structure; 3 – Bismálito formando horst, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - Sill Jump; 7 – Domo associado à lacólito. Fonte: Machado (2005). .....20
- Figura 5** - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo. (modificado de Waichel, 2005) .....30
- Figura 6** - Esboço geológico da região do Cerro do Coronel modificado a partir de Eick et al., (1984) e UFRGS (2006).....33
- Figura 7** - Foto panorâmica do Cerro do Coronel (soleira 2) com orientação N-S (A); (B) Soleira 1 com disjunções colunares métricas (BR 290) e soleira 3: Pedreira mostrando disjunções colunares centimétricas(C). ..... 34
- Figura 8** - (A) Disjunções colunares poligonais centimétricas e (B) intenso fraturamento subvertical na soleira do Cerro do Coronel; (C) Disjunções colunares e (D) brecha hidráulica na soleira 4; (E) Disjunções colunares métricas da soleira da 1 (BR 290).....35
- Figura 9** - Fotomicrografias mostrando: (A) e (B) Leve diminuição da granulação entre as soleiras de SW para SE; (C) Textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio apresentam cristais intersticiais de clinopiroxênio amarronado, além de minerais opacos. LN; (D) Textura subofítica, com os cristais de clinopiroxênio incluindo parcialmente os cristais de plagioclásio. LP; (E) Cristal de plagioclásio com intercrescimento micrográfico nas bordas.LP; (F) Cristais de olivina com bordas e fraturas preenchida por iddingsita. LP; (G) Textura coronítica em cristal de augita formada por uralitização. LP; (H) Resíduo de cristalização nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. LP..... 38
- Figura 10** – Rochas da região do Cerro Coronel plotados em diagramas de classificação: A) TAS (Le .....42
- Figura 11** - Diagrama de classificação  $FeO_7/MgO \times SiO_2$  de Miyashiro (1974) da rocha estudada. Legenda como na figura 10. ....42
- Figura 12** - A) Diagrama do tipo A ( $Na_2O + K_2O$ ) - F ( $Fe_2O_3$ ) – M (MgO) do corpo de diabásio estudado, com linha divisória entre os campos segundo Irvine e Baragar



- (1971); B) Diagrama de classificação de Jensen (1976). Legenda como na figura 10. ....43
- Figura 13** - Diagrama de variação de elementos maiores (%) em função do MgO (%) dos corpos de diabásio. Legenda como na figura 10. ....44
- Figura 14** - Diagrama de variação de elementos traço (ppm) em função do MgO (%) dos corpos de diabásio. Legenda como na figura 10. ....45
- Figura 15** - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito (Thompson, 1982) e MORB (Pearce, 1983). Legenda como na figura 10. ....46
- Figura 16** - Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios da região do Cerro Coronel normalizadas pelo padrão condrítico (Nakamura, 1974). Legenda como na figura 10. ....47
- Figura 17** – Possíveis eventos geológicos ocorridos na área do Cerro do Coronel: 1) Deposição das Formações Rio Bonito e Irati; 2) Falhamento segundo N70E, com bloco sudeste soerguido e bloco nordeste abatido; 3) Continuação da sedimentação e intrusão do diabásio, recobrando as duas formações; 4) Reativação da falha N70E e de outras direções de deslocamento e fragmentação do diabásio; 5) Erosão da sedimentação sobre o diabásio e exposição de todas as unidades mencionadas, inclusive o embasamento, destacando-se o atual Cerro do Coronel. Modificado de Eick et al. (1984). ....49
- Figura 18** - Diagramas Sr x SiO<sub>2</sub> (A), Ti/Zr x Sr (B) e mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas-tipo Baixo-Ti segundo Peate et al. (1992). Legenda: círculo – diabásio 1; triângulos – diabásio do Cerro do Coronel; quadrados – diabásio 3; asteriscos – diabásio 4. ....52
- Figura 19** - Diagrama multielementos normalizado pelos valores dos MORB com amostras dos diabásios da região do Cerro do Coronel e média dos basaltos usados como parâmetro para os basaltos B-Ti no RS segundo Peate et al. (1992). ....52
- Figura 20** - Diagrama multielementos normalizado pelos valores dos MORB (A) e ETR normalizado pelos valores condríticos para amostras das soleiras de diabásio da região do Cerro do coronel e regiões de Manuel Viana e Agudo segundo Renner (2010). ....53

**LISTA DE TABELAS**

**Tabela 1** – *Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo segundo a classificação de Peate et al.; (1992). Fonte: Lopes 2008... 18*

**Tabela 2** – *Resultados geoquímicos das amostras da área de estudo para elementos maiores, menores, traços e terras raras ..... 40*

## I - INTRODUÇÃO

A porção centro-sul da Placa Sul-Americana é constituída por várias províncias toleíticas continentais do Cretáceo Inferior (Almeida e Carneiro, 1989), com destaque para o magmatismo da Província Paraná-Etendeka. Na América do Sul, especialmente no Brasil, concentra-se cerca de 90% desta província, sendo o restante localizado na África. No Brasil estes vulcanitos são reunidos e denominados estratigraficamente como Formação Serra Geral (FSG). Esta unidade abrange toda a região centro-sul do Brasil e se caracteriza por ser uma associação vulcânica bimodal, que representa um dos maiores conjuntos de derrames do planeta. A origem desta província está espacialmente e temporalmente associada à fragmentação do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior (Waichel, 2005). Além do imenso volume de lavas basálticas, também são encontradas inúmeras soleiras localizadas a noroeste e sudeste do Estado de São Paulo, leste do Mato Grosso do Sul e norte do Paraná como as soleiras de Salto e de Reserva. Diques também são comuns e ocorrem muitas vezes agrupados na forma de enxames, cujas ocorrências têm maior concentração nos estados do Paraná (enxame de diques de Ponta Grossa), Santa Catarina (enxame de diques de Florianópolis), São Paulo e Rio de Janeiro (enxame de diques da Serra do Mar) e no Mato Grosso do Sul. Constata-se nestas rochas intrusivas a mesma tendência geoquímica relatada para os basaltos, com suítes alto e baixo-TiO<sub>2</sub>.

No Rio Grande do Sul a PMP é constituída principalmente por lavas básicas com morfologia *pahoehoe* nas porções inferiores e do tipo *a'a* no topo, sendo as ocorrências de corpos intrusivos básicos/intermediários menos frequentes. Entre estes destacam-se o Complexo Básico Lomba Grande (Viero e Roisenberg, 1992) de composição picrítica a andesito basáltica e as soleiras de composição andesito basáltica localizados nas regiões de Manoel Viana e Agudo (Renner et al., 2008; Renner, 2010 ).

Na região do Cerro do Coronel, localizada no limite sul da Bacia do Paraná com o Escudo Sul-Rio-Grandense, a sudeste da cidade de Pantano Grande (RS) (Figura 1) ocorrem quatro soleiras ao longo de um *trend* NW que são intrusivas em rochas sedimentares das Formações Irati e Rio Bonito. Neste trabalho são apresentados e discutidos os dados petrográficos e geoquímicos destas soleiras. Embora estas rochas hipabissais apresentem composições químicas intermediárias

e não estritamente básicas, optou-se por manter esta a denominação de diabásio, pelas características geológicas (corpo hipabissal) e petrográficas (texturas e mineralogia) observadas nas rochas estudadas.

## **1.2 - ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de artigos publicados em periódicos ou publicações equivalentes. Consequentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- a) Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos, metodologia utilizada para a obtenção dos resultados;
- b) O Estado da Arte sobre o tema de pesquisa;
- c) Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, ou publicações equivalentes (capítulo de livro de publicação nacional ou internacional com corpo de revisores independentes), escritos pelo autor durante o desenvolvimento de seu Mestrado;
- d) Anexo: Carta de submissão a Revista Geologia USP. Série Científica.

## **1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA**

Os corpos hipabissais da região do Cerro do Coronel estão localizados a cerca de 15 km a sudeste da cidade de Pantano Grande, no Vale do Rio Pardo, RS, distribuídos em uma área delimitada pelas coordenadas 30°10'38" e 30°17'30" S e 52°16'41" e 52°12'20" W (Figura 1). Apesar do importante acervo bibliográfico sobre soleiras e diques de diabásio relacionadas à Formação Serra Geral, não foram registrados trabalhos sobre a área do projeto, o que justifica a proposta de investigar as fácies petrográficas e os padrões geoquímicos que permitam construir um modelo evolutivo da rocha intrusiva estudada.

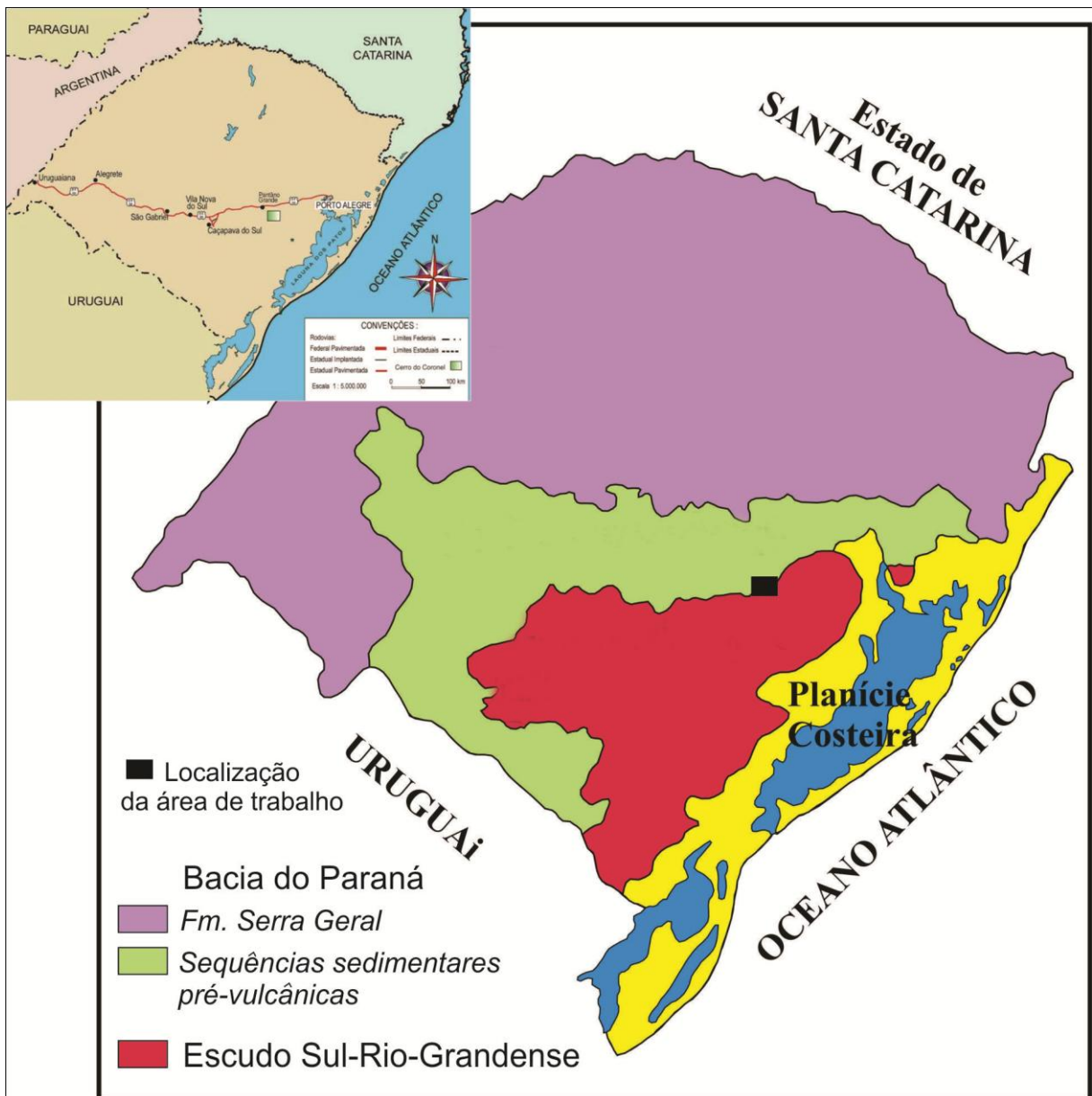


Figura 1 - Mapa Geomorfológico do RS e mapa de localização da área de estudo no detalhe.

#### 1.4 - OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo geral caracterizar a geologia e a petrologia das soleiras de diabásio na região do Cerro do Coronel. Para isso permeiam-se os seguintes objetivos específicos:

a) realizar o mapeamento geológico de detalhe das soleiras, investigando a relação destes corpos com as rochas encaixantes e geração de um mapa geológico que represente a distribuição espacial das rochas, com ênfase nas rochas hipabissais;

b) descrição petrográfica de detalhe dos diabásios, destacando-se estruturas, variações texturais e mineralógicas, de forma a permitir a individualização de prováveis fácies;

c) caracterização geoquímica dos elementos maiores, traços e elementos terras raras dos diabásios, permitindo correlacioná-los com os magmatismo cretácico da Formação Serra Geral.

## **1.5 - METODOLOGIA**

### **1.5.1 - ETAPA DE ESCRITÓRIO**

Esta etapa foi composta pelos seguintes itens: levantamento bibliográfico, aquisição de mapas e imagens e edição de figuras, tabelas, confecção do trabalho final, que estão expostos a seguir.

#### **1.5.1.1 - *Levantamento Bibliográfico***

Foi realizado um levantamento bibliográfico relacionado com a área de estudo, com o objetivo de buscar dados relativos às descrições e interpretações das unidades presentes na área. Nesta etapa, foi adquirida informações acerca da geologia, petrografia e petrogênese das rochas que caracterizam a Província Magmática do Paraná. Também foram levantadas bibliografias referentes aos estudos geoquímicos e petrográficos das rochas relacionadas ao vulcanismo que se manifestou na forma de derrames e corpos intrusivos.

#### **1.5.1.2 - *Aquisição de Mapas e Imagens***

Esta etapa é também considerada uma etapa pré-campo. Primeiramente foi realizada a fotointerpretação da área estudada com fotografias aéreas de escala 1/60.000, visando separar os principais domínios litoestratigráficos e geomorfológicos.

Também foram reunidas as cartas topográficas confeccionadas pelo exército com escala de 1/50.000 que abrangem a área estudada. Foram utilizadas as porções SE da carta Pantano Grande (folha SH.22-Y-B-I-1), SW da carta Minas do

Leão (folha SH.22-Y-B-I-2), NE da carta Várzea do Capivarita (folha SH.22-Y-B-I-3) e NW da Quitéria (folha SH.22-Y-B-I-4). Foi confeccionado um mapa base para o trabalho de campo na escala de 1/25.000 a partir da junção de fotocópias com ampliação de 100% das cartas citadas acima.

#### 1.5.1.3 - *Confeção do Trabalho Final*

Esta etapa consistiu na organização os dados gerados em campo e nos laboratórios durante a realização do projeto, assim como a confecção e edição de figuras e tabelas, para sua interpretação e elaboração de conclusões visando como produto final à realização da monografia.

#### 1.5.2 - ETAPA DE CAMPO

O trabalho de campo consistiu em mapear os corpos intrusivos através de perfis da base para o topo dos mesmos. Foram marcados pontos de localização dos afloramentos com o auxílio de mapas topográficos e GPS para a obtenção de coordenadas UTM precisas. Além disso, a grande maioria dos afloramentos foi fotografada com o objetivo de registrar as estruturas e forma de jazimento destas rochas, e quando possível, a litologia encaixante.

Foram visitados 35 afloramentos na região do Cerro do Coronel, no qual a grande maioria se concentrou no diabásio e o restante em afloramentos das rochas sedimentares encaixantes. Como a rocha intrusiva normalmente se encontra com baixo ou nenhum grau de intemperismo foi possível a coleta de amostras em todos os pontos adquiridos.

#### 1.5.3 - ETAPA DE LABORATÓRIO

A etapa de laboratório constituiu de preparação das amostras para petrografia e geoquímica, como também da confecção de um mapa geológico digital do terreno. Estes itens estão descritos abaixo.

#### 1.5.3.1 - Petrografia

A etapa de preparação de amostras foi executada no Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do CPGq (Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica – IG) da UFRGS.

Para os estudos petrográficos foram confeccionadas 15 lâminas delgadas que foram analisadas com o auxílio de microscópio petrográfico de luz polarizada convencional. Estas análises compreenderam a identificação e quantificação da mineralogia modal, da textura e estrutura das amostras coletadas.

Nesta etapa também foi realizada a obtenção de microfotografias das amostras mais representativas, destacando os vários tipos de textura e ocorrência mineralógica, através da utilização do “Microscópio de Aquisição de Imagens Leica”.

#### 1.5.3.2 - Geoquímica

Para a realização das análises Geoquímicas, foram preparadas 20 amostras para análise geoquímica de rocha total que foram utilizadas para caracterizar a unidade estudada a partir da determinação da composição dos elementos maiores, traços e terras raras.

As análises geoquímicas foram feitas no *Acme Laboratories Ltda* (Canadá) por Espectrometria de Emissão de Plasma (*Inductively Coupled Plasma – Emission Spectrometry* - ICP-ES) para os elementos maiores, com limite de detecção de 0,01% e para Sc, Be, V, Ba, Sr, Y e Zr, com limite de detecção de 1 a 5 ppm. Para os demais elementos traços e elementos terras raras foi utilizado a técnica Espectrometria de Emissão de Plasma com Espectrometria de Massa (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* - ICP-MS) com limite de detecção de 0,005 a 2 ppm.

O método ICP, em princípio, é capaz de medir a maioria dos elementos da tabela periódica com limites de detecção baixos e boa precisão sobre valores de diversas magnitudes. Os elementos são medidos simultaneamente e uma análise completa pode ser feita no espaço de aproximadamente dois minutos, fazendo do ICP um método analítico extremamente rápido. Uma descrição mais completa do método e sua aplicação pode ser obtida em Walsh e Howie (1980).



O ICP é uma técnica de espectrometria que usa uma “chama” com uma temperatura entre 6000 e 10000 K. A amostra necessita de uma abertura ou dissolução por ácidos antes de ser analisada. A solução da amostra é passada como um aerossol através de um nebulizador em um plasma de argônio. O plasma indutivo acoplado consiste em um feixe de átomos de argônio, aquecido pelo calor indutivo de uma bobina de rádio-frequência e inflamado por uma faísca de alta frequência de Tesla. A amostra dissociada no plasma de argônio e um grande número de linhas espectrais atômicas e iônicas são excitadas. As linhas espectrais são detectadas por uma escala de fotomultiplicadores sendo comparadas com as linhas de calibração e suas intensidades são convertidas em concentrações.

O ICP-MS é uma técnica semelhante a do ICP, mas com o incremento da espectrometria de massa, o que aumenta a abrangência do ICP. Esta técnica é aplicada principalmente na determinação de conteúdos de elementos traços, pois oferece resultados com limites de detecção muito baixos e boa precisão. Destaca-se, ainda, que pode ser usada para analisar uma série de elementos traços, em uma única solução, usando, portanto uma pequena amostra (Jenner et al., 1990).

Os dados químicos de elementos maiores, menores e traços da rocha estudada foram avaliados através de diagramas binários e ternários com o uso de softwares como GCDKIT (*GeoChemical Data ToolKIT*), elaborado por Janoušek et al. (2006), que consiste em um sistema de manipulação e recálculo de dados geoquímicos para análises de rocha total de rochas ígneas e metamórficas.

#### 1.5.3.3 - *Confecção de Mapa Geológico Digital do Terreno*

Foi confeccionado um mapa geológico digital da área estudada, tendo como base imagens de satélite Landsat georreferenciadas, mapas geológicos da área confeccionados por Eick et al. (1984), UFRGS (2006) (Mapeamento geológico 1:25.000 de parte da Folha Quitéria SH.21-Y-B-I-4 (MI2985/4) Projeto Quitéria), e também os dados adquiridos no trabalho de campo. A digitalização foi feita com o auxílio do software ArcGis 10.

## II - ESTADO DA ARTE

### 2.1 - PROVÍNCIAS BASÁLTICAS CONTINENTAIS

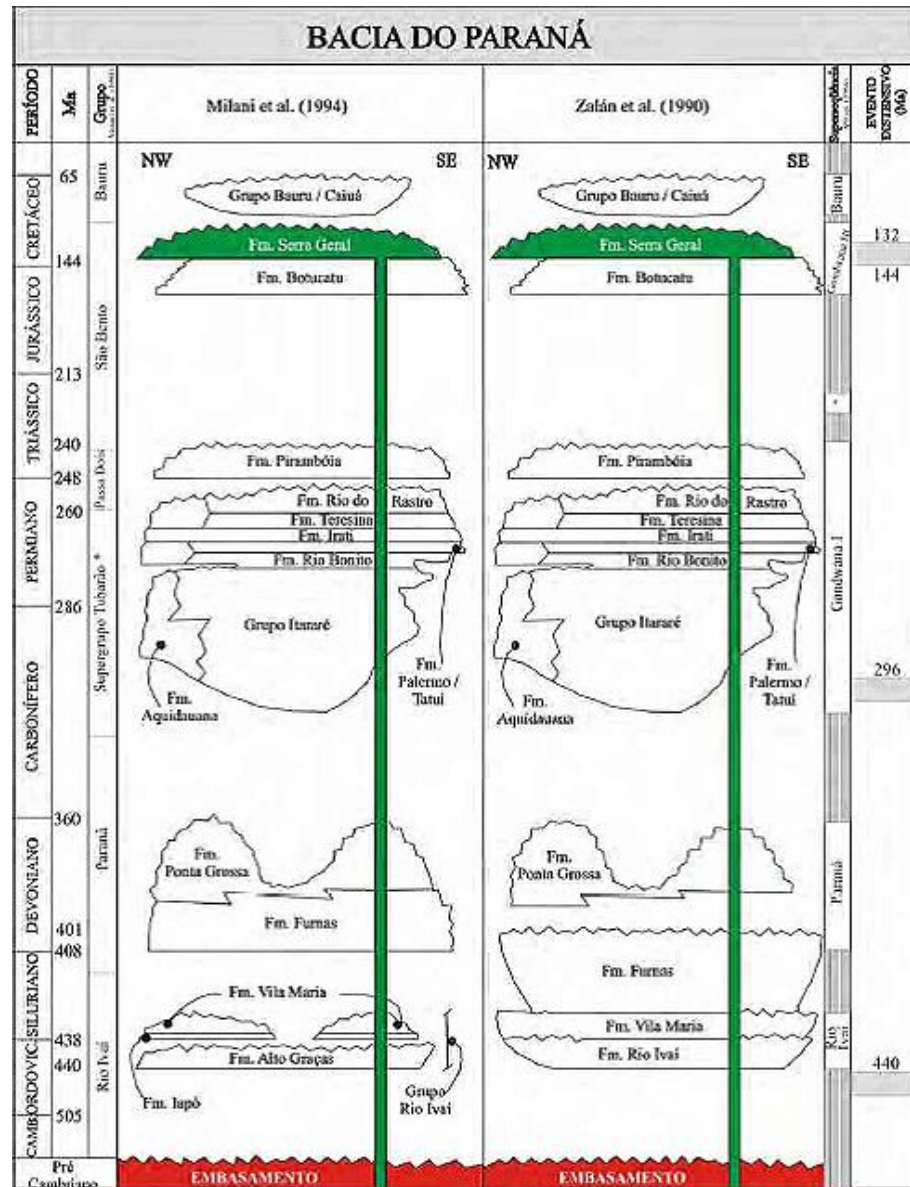
As Províncias Basálticas Continentais (PBCs) resultam do derramamento de enormes volumes de lava em períodos de tempo relativamente curtos (Self et al., 1998), através de fissuras na crosta continental, e têm afinidade predominantemente toleítica (Coffin e Eldholm, 1992). A maior parte das PBCs foi formada durante os períodos Mesozóico e Cenozóico e sua gênese tem sido motivo de grande debate na literatura internacional. Como resultados dessas investigações foram propostos diversos modelos que procuram explicar a origem dos derrames e das intrusões associadas. Segundo Kumagai e Kurita (2005), as PBCs estão relacionadas à superplumas sua relação com a formação e fragmentação de supercontinentes. Por outro lado, White e McKenzie (1995), propõem que a atividade ígnea estaria relacionada a processos distensivos, que poderiam evoluir para a abertura de oceanos, sendo que neste caso, a distensão da litosfera precederia o magmatismo, ocasionando alívio de pressão em regiões do manto anormalmente quentes.

A PBC Paraná-Etendeka está dividida em duas partes: uma encontra-se na Namíbia (África) e a outra, quase sua totalidade, na América do Sul com a denominação de Formação Serra Geral. (White, 1908). Esta foi classificada por Hooper (2000) como uma Província de Basaltos de Platô Clássica, como também as Províncias do Deccan (Índia), Karoo (África do Sul), Columbia River (EUA) e Traps Siberianos (Rússia).

### 2.2 - BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é bacia intracratônica alongada na direção NNE-SSW que ocupa uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup> no centro-leste da América do Sul, abrangendo partes do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Milani, 1997). É constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar desenvolvida entre o Ordoviciano Superior e o Cretáceo Superior e que pode ser dividida em seis supersequências separadas por inconformidades regionais: Rio Ivaí (Ordoviciano Superior-Siluriano

Inferior), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero Superior-Triássico Inferior), Gondwana II (Triássico Médio- Superior), Gondwana III (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior) e Bauru (Cretáceo Superior).



**Figura 2** - Diagramas cronoestratigráficos mais utilizados para a Bacia do Paraná, com as idades dos eventos distensivos segundo Quintas et al. (1997) e adaptações das Superseqüências Gondwana I, II e III (idades e espessuras) segundo informações de Milani (2004). Fonte Machado (2005)

A Superseqüência Gondwana III é caracterizada por uma seqüência sedimentar basal relacionada a ambientes eólicos (Formação Botucatu), sobreposto por uma espessa sucessão vulcânica (Formação Serra Geral), abrangendo uma área de mais de 1.300.000 km<sup>2</sup> no Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Estas seqüências também ocorrem nas seções bem expostas na Bacia de Huab no

noroeste da Namíbia (Jerram et al., 2000), ampliando ainda mais a cobertura de área dos depósitos antes da ruptura do Gondwana.

Grandes estruturas tectônicas são encontradas na Bacia do Paraná (Arco de Ponta Grossa, Sinclinal de Torres, Arco de Rio Grande) que durante o processo de subsidência sin-vulcânico induziram na formação de sub-bacias, exercendo assim um importante papel na evolução estrutural da bacia influenciado seus limites atuais.

### **2.3 - FORMAÇÃO SERRA GERAL**

A Formação Serra Geral (FSG) (White, 1908) está localizada na América do Sul e recobre uma área de 1.300.000 km<sup>2</sup> no Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Figura 3). As rochas vulcânicas que compõe essa formação são interpretadas como reflexo do fenômeno que levou a separação dos continentes e como consequência a abertura do Atlântico Sul (Waichel, 2005). O volume de magma estimado é próximo a 780 000 km<sup>3</sup>, contudo certamente este valor é muito maior, tendo, visto o processo erosivo fortemente atuante após o evento vulcânico (Gallagher et al., 1994).

A FSG é caracterizada por uma sequência de derrames com espessura máxima de 1.700 metros, na qual ocorre o predomínio de basaltos e andesitos-basálticos de afinidade toleítica. Rochas ácidas (riolitos, riodacitos) ocorrem subordinadamente no topo da sequência vulcânica, principalmente no extremo sul do Brasil. É comum a ocorrência de uma grande quantidade de corpos intrusivos (soleiras e diques) de composição básica a ácida, geralmente associados à descontinuidades estruturais da Bacia do Paraná.

Na parte sul da bacia os derrames foram depositados principalmente sobre os arenitos da Formação Botucatu, preservando localmente morfologias originais de dunas e feições sedimentares, sugerindo contemporaneidade entre os primeiros episódios vulcânicos e o sistema eólico ativo desta unidade (Scherer, 2002; Waichel et al., 2008).

Um novo modelo estratigráfico, fundamentado em arquitetura de fácies, foi recentemente proposto para a região da Sinclinal de Torres (Waichel et al., 2012). Este se fundamenta na morfologia dos derrames básicos e ácidos, paleotopografia e taxas de efusão e complementa um modelo semelhante proposto por Jerram et al. (2000) para a Bacia de Huab na Namíbia.



**Figura 3** - Mapa da localização da Formação Serra Geral, abrangendo todo o sul e parte do sudeste do Brasil, além da porção ocidental do Uruguai, nordeste da Argentina e leste do Paraguai). Legenda: 1 – Rochas básicas; 2 – Rochas ácidas da Formação Serra Geral. Fonte: Machado (2005).

Diversos trabalhos (Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985) dividiram as rochas vulcânicas básicas em dois grandes grupos: basaltos alto Ti, com teores de  $TiO_2$  superiores a 2% e basaltos baixo Ti, com teores inferiores a 2%. Subdivisões destes grupos em magmas-tipo foram propostas por Peate et al. (1992) e Peate (1997), tendo-se como base principalmente a abundância de elementos-traço e razões entre estes. Os magmas-tipo que possuem razões  $Ti/Y > 300$  que ocorrem, predominantemente, na porção norte da província foram denominados de Pitanga,

Paranapanema e Ribeira. Os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici tem razões  $Ti/Y < 300$  e ocorrem predominantemente na porção sul da província. Os grupos e suas principais características são apresentados na tabela 1.

**Tabela 1** – Características principais da composição química dos diferentes magmas-tipo segundo a classificação de Peate et al.; (1992). Fonte: Lopes 2008.

Magma Tipo	Características	TiO <sub>2</sub>	Ti/Y	Ti/Zr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr <sub>i</sub>
Gramado	BTi/Y e Ti	0,7 – 1,9	< 310	< 60	0,7075-0,7167
Esmeralda	BTi/Y e Ti	1,1 – 2,3	< 310	> 60	0,7046-0,7086
Ribeira	ATi/Y e BTi	1,5 – 2,3	> 310	> 65	0,7055-0,7060
Paranapanema	ATi/Y e Ti	1,7 – 3,2	> 310	> 65	0,7055-0,7063
Pitanga	ATi/Y e Ti	> 2,9	> 350	> 60	0,7055-0,7060
Urubici	ATi/Y e Ti	> 3,3	> 500	> 57	0,7048-0,7065

A FSG pode ser petrograficamente caracterizada como sendo constituída essencialmente por três litotipos facilmente reconhecíveis através de suas características composicionais e texturais: rochas basálticas e andesi-basálticas toleíticas, que ocorrem em praticamente toda a extensão da Bacia do Paraná como litotipos maciços ou vesiculares, faneríticos finos a médios e com textura intergranular, pertencendo às fácies mencionadas anteriormente e as rochas riolíticas, que não chegam a atingir 3% do volume total das rochas da FSG. Estas estão distribuídas nas fácies Palmas (Caxias do Sul e Santa Maria) e Chapecó (Guarapuava e Ourinhos). As rochas vulcânicas ácidas foram subdivididas nas fácies Palmas (Caxias do Sul e Santa Maria) e Chapecó (Guarapuava e Ourinhos). As rochas ácidas do tipo Chapecó são concentradas no centro da Bacia do Paraná e são representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinos, porfiríticos a fortemente porfirítico. As rochas ácidas do tipo Palmas correspondem a riolitos e riodacitos, tipicamente afíricos, com estrutura “sal-e-pimenta”, holohialinos a hipocristalinos. De maneira geral, as rochas de composição ácida estão preferencialmente presentes nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. (Bellieni et al., 1986; Piccirillo et al., 1988; Nardy, 1995).

Renne et al. (1992) sugerem que as idades da porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre  $131,4 \pm 1,6$  e  $132,9$  Ma tornando-se mais jovens na regiões norte e central ( $129,9 \pm 0,1$  e  $131,9 \pm 0,9$  Ma). Os valores obtidos na porção norte da Bacia

do Paraná são semelhantes aos obtidos no Etendeka por estes mesmos autores. Recentemente, Janasi, Freitas e Heaman (2011) obtiveram uma idade de  $134,3 \pm 0,8$  Ma para um dacito do Grupo Chapecó (tipo Ourinhos) pela sistemática U-Pb em badeleita/ zircão. Segundo esses autores, o dacito é ligeiramente mais velho do que os basaltos alto-Ti sobrejacentes (133,6-131,5 Ma) e os dados obtidos indicam um período de tempo  $\sim 3$  Ma para a construção da sequência alto-Ti da Bacia do Paraná. Esses autores destacam também o fato dos valores encontrados no dacito coincidirem com os de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (134,8-134,1 Ma) obtidos nos basaltos Baixo-Ti (Gramado e Esmeralda) e nos dacitos e riolitos tipo de Palmas do sul do Brasil. O conjunto dos dados é, portanto, consistente com a curta duração do vulcanismo e rápida sucessão pela sequência de Alto-Ti.

#### **2.4 - SOLEIRAS (SILLS) E INTRUSÕES HIPABISSAIS RELACIONADAS À FORMAÇÃO SERRA GERAL**

As soleiras estão em maioria encaixadas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná e são relativamente comuns em toda sua extensão, embora sejam mais abundantes no limite leste (Almeida 1986; Zalán et. al., 1985). As soleiras da FSG são relacionadas principalmente ao Cretáceo Inferior e contemporâneas à atividade vulcânica. Ocorrem principalmente intrudidas nos sedimentos paleozóicos em seus diferentes níveis estratigráficos e são condicionadas por fatores estratigráficos e tectônicos. O condicionamento estratigráfico é evidenciado pela existência de níveis preferenciais de intrusão, sendo em primeiro lugar a Formação Irati (em toda a bacia), a Formação Botucatu (em São Paulo e Rio Grande do Sul) e Formações Serra Alta e Terezina (Paraná e Santa Catarina). O condicionamento tectônico é caracterizado pelas áreas em que o esforço máximo favorece as intrusões concordantes, enquanto que a formação de diques é facilitada quando o esforço vertical é maior que o horizontal. (Soares, 1981).

As intrusões de rochas básicas toleíticas, associadas aos derrames da FSG, são fenômenos comuns na Bacia do Paraná. Utilizando dados de furos de sondagem e geofísicos, Zalán et. al. (1985) descreveram as principais estruturas na Bacia do Paraná relacionadas a esses corpos intrusivos, sendo estas destacadas na Figura 4 e descritas abaixo:



Soleira (*Sill*) – Trata-se de uma intrusão tabular concordante, ou seja, está posicionada paralelamente ou subparalelamente ao acamamento das rochas encaixantes;

Salto de Soleira (*Sill Jump*) – Dependendo da rocha encaixante e do volume do magma durante a intrusão do *sill*, o corpo pode mudar de nível estratigráfico através de porções inclinadas, que geralmente situam-se entre 10° até 40°;

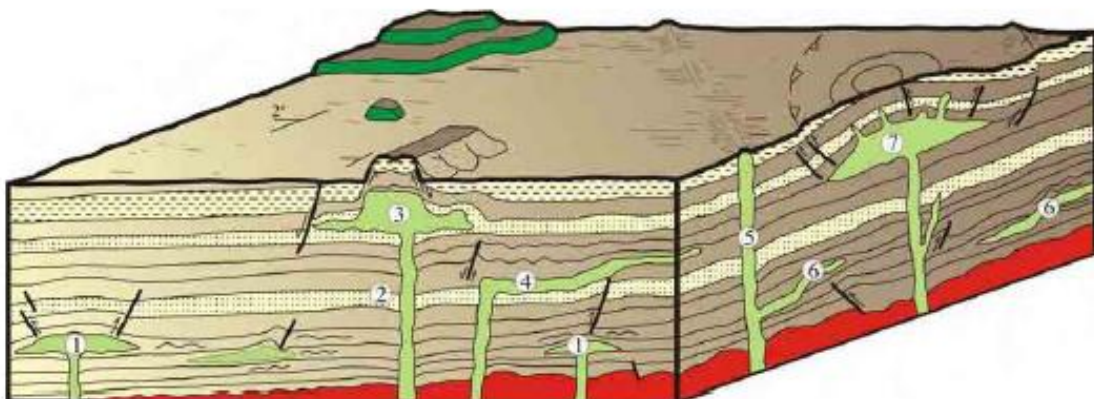
Lacólito – Corpo intrusivo concordante e de grande espessura, possuindo geralmente a base plana e topo arqueado;

Bismálito – Tipo especial de lacólito, sendo que neste caso as rochas encaixantes acima das intrusões são soerguidas por meio de falhamentos, formando desta forma feições do tipo *horst*;

Estrutura Gaivota (*Sea-gull Structure*) – Desenvolve-se nos contatos de certos diques de diabásio com as rochas sedimentares encaixantes, provocando arqueamento dos estratos da rocha em direção ao dique;

Dique – Intrusão vertical ou subvertical concordante, muitas vezes encaixado em planos de falha das rochas encaixantes;

Apófise – São dobras e flexuras nas rochas encaixantes relacionadas a diques ou a topo de *sills*.



**Figura 4** - Figura esquemática mostrando diversos tipos de estruturas relacionadas a intrusões de diabásio e suas geometrias na Bacia do Paraná. Simplificado de Zalán et al. (1986). Legenda: Verde escuro - derrames; Verde claro – rochas intrusivas; Vermelho – embasamento cristalino; Demais cores – rochas sedimentares da Bacia do Paraná; 1 – Estrutura do tipo Lacólito; 2 – *Sea-gull Structure*; 3 – Bismálito formando *horst*, com estruturas do tipo apófise nas laterais; 4 – Intrusão provocando flexuras na rocha encaixante; 5 – Dique; 6 - *Sill Jump*; 7 – Domo associado à lacólito. Fonte: Machado (2005).



Segundo Maniesi (1997), as soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé no Estado do Paraná posicionam-se na faixa de rochas sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná. A soleira de Reserva insere-se em rochas sedimentares, representadas em sua porção basal por siltitos arenosos da Formação Palermo, a leste e a oeste da área mapeada e no centro com folhelhos e argilitos da Formação Irati. A soleira do Salto do Itararé encontra-se alojada nos arenitos, siltitos e folhelhos da Formação Rio Bonito (de idade permiana). Essas soleiras mostram ângulos de mergulho de 1-2 graus para oeste, exceto quando afetados falhamentos, nesse caso, os ângulos são acentuados. Os litotipos que compõe as soleiras são representados principalmente por basalto subalcalino seguido por lati-basalto, andesi-basalto, dacito e riolito. São caracterizadas petrograficamente como diabásio vitrofírico, olivina diabásio, pigeonita diabásio, diabásio granofírico e granófiro. Os dados químicos e petrográficos mostram que a cristalização fracionada foi o principal processo responsável de seus diversos litotipos, com exceção dos termos ácidos que são veios pegmatóides granofíricos e representam o líquido residual associado a fases minerais em desequilíbrio, incorporados por algum processo mecânico durante sua migração para zonas de mais baixa pressão. As rochas dessas soleiras exibem maior proximidade composicional com os basaltos de alto titânio da região norte da Bacia do Paraná do que com os de baixo Ti da região sul.

Para Machado (2005) que estudou as rochas intrusivas básicas da borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, a maior parte das soleiras aflorantes na região estão encaixados nos siltitos, diamictitos e arenitos do Grupo Itararé (Supergrupo Tubarão). Contudo, os corpos superficialmente mais extensos, estão localizados no intervalo estratigráfico que compreende as rochas mecanicamente menos resistentes, sendo a porção superior do Supergrupo Tubarão (siltitos e diamictitos do Grupo Itararé e siltitos arenosos da Formação Tatuí), Formação Irati (principalmente os folhelhos do Membro Taquaral) e Formação Corumbataí (siltitos, argilitos e folhelhos). Além disso, também ocorrem, soleiras intrudidas nos arenitos síltico-argilosos da Formação Pirambóia, raramente chegando até a Formação Botucatu.

Quanto às espessuras das soleiras desta região, os dados obtidos através de métodos geofísicos, mostram valores da ordem de 250 m em Cajuru, 100 a 200 m em Cachoeira de Emas, 120 m em Pirassununga, cerca de 80m em Iracemápolis,

230m em Cosmópolis, 280 m em Paulínia e 300 m em Tambaú (Davino et. al., 1982).

Também foi verificada a presença de xenólitos de calcário nos corpos magmáticos intrusivos, provocado pelo fluxo do magma, onde grandes blocos da rocha encaixante são engolfados pela intrusão, provocando uma recristalização parcial ou total dos minerais constituintes. Deve-se ressaltar também que foram observados diques intrudidos em soleiras de diabásio. De maneira geral, a mineralogia destas rochas é composta por plagioclásio, piroxênio (augita e pigeonita), minerais opacos (magnetita e ilmenita) e matriz (vítrea ou microgranular).

Dados geoquímicos indicaram que as rochas apresentam natureza básica, afinidade toleítica e podem ser classificadas como pertencentes ao grupo de alto titânio (ATi). Além disso, as diferenças geoquímicas também indicam que as intrusivas pertencem aos subgrupos (magmas-tipo) Paranapanema (PAR) e Pitanga (PIT), mostrando que a distribuição destes magmas pela área estudada não se faz ao acaso. O tipo PAR ocorre nos *sills* da região de Campinas, enquanto que PIT nas regiões de Cajuru, Leme, e Iracemópolis. Para comparação geoquímica, os derrames próximos também foram investigados, onde se observou que as amostras coletadas nas regiões de Franca, Igarapava e Rifaina em São Paulo, e São Sebastião do Paraíso, em Minas Gerais, são pertencentes ao magma-tipo Urubici (URU), já aquelas da região de Brotas e Ribeirão Preto são do tipo PIT. Contudo, as concentrações de Elementos terras raras, para as amostras representativas dos três magmas-tipo, mostraram que, embora as rochas intrusivas (PAR e PIT) e derrames (URU) possam ter uma mesma fonte mantélica, foram submetidas a processos de evolução magmática distintos.

Para Petersohn et. al. (2007) as soleiras encaixadas nas Formações Irati e Ponta Grossa na Bacia do Paraná nas regiões de Reserva, Prudentópolis, Irati, Rebouças e Ponta Grossa, são constituídas por rochas de composição básica a intermediária, variando de basaltos andesíticos a andesitos, lati-andesitos, latitos e um quartzo latito, compostas mineralogicamente por labradorita, augita, anfibólios, olivina ou quartzo, minerais opacos e apatita como acessório. Com relação à química mineral, os plagioclásios exibem composição variável de oligoclásio a bitownita, com predomínio de labradorita. No diagrama ternário (Or-Ab-An) componente Or (ortoclásio) é superior a 0,5% chegando ao máximo de 5%, condizente com a concentração de  $K_2O$  na rocha (0,42 a 3,75%). As análises

químicas mostraram para os plagioclásios uma correlação negativa entre os componentes Na (anortita) e Or (ortoclásio), indicando o enriquecimento em  $K_2O$  nos líquidos magmáticos finais. Os piroxênios são classificados como cálcicos, variando entre alto cálcio em cristais de albita e baixo cálcio em cristais de pigeonita.

O membro Paso de Los Novillos, que faz parte da Formação Cuaró, esta por sua vez pertence à PBC Paraná-Etendeka, localiza-se a oeste do Uruguai e foi definido por como uma unidade cartográfica independente do magmatismo mesozóico do Uruguai. É formada por soleiras e filões de diabásio intrudidos em sedimentos gowduânicos. A petrografia é contida de plagioclásio, sendo cerca de 45% do volume das rochas de composições de  $An_{35}$  a  $An_{50}$  nos cristais da matriz e apresentando fenocristais mais anortíticos. Os clinopiroxênios encontrados são augita e pigeonita, correspondem cerca de 24% do volume das rochas e formam textura intergranular com o plagioclásio. Ocorre também olivina constituindo aproximadamente 7% do volume das rochas, apatita sempre abundante e vidro em proporções muito baixas. É encontrada uma porção pegmatóide na parte central da soleira de maior extensão do membro. De acordo com as análises químicas da Formação Cuaró os corpos de diabásio apresentam relações de  $Ti/Y > 300$  associando-o ao magmatismo de Alto Ti que, na bacia do Paraná, resulta num processo de pouca contaminação crustal, enquanto que as outras soleiras apresentam relações de  $Ti/Y < 300$  e valores de  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  no campo da forte contaminação crustal (Bossi e Schipilov, 2007).

Segundo Viero e Roisenberg (1992), o Complexo básico de Lomba Grande, situado no município de Gravataí, RS é constituído por três corpos hipabissais de afinidade toleítica encaixados em rochas sedimentares das Formações Botucatu e Sanga do Cabral, designados de Olivina-Gabro, este correspondendo a 95% do volume total do complexo, Diabásio Envolvente e Diabásio Oriental. As características químicas do Olivina-Gabro mostram que são magmas relativamente primitivos com altos teores de MgO, Cr, Ni e Co e empobrecidos em elementos incompatíveis revelando afinidade com os basaltos do tipo P-MORB. As idades são da ordem de 160 Ma, representando, provavelmente uma das manifestações magmáticas mais precoces da Bacia do Paraná. Já o diabásio envolvente e o oriental são mais jovens (125 Ma) seus dados geoquímicos mostram similaridade com as vulcânicas básicas de Baixo-Ti da Bacia do Paraná.

Renner, Hartmann e Wildner (2008) compararam geoquimicamente as soleiras da Formação Gramado e Formação Caxias (região de Manoel Viana e Agudo, RS), na porção sul da FSG com as soleiras da porção leste e norte da Bacia do Paraná. Segundo os autores, as rochas estudadas no Rio Grande do Sul têm características químicas equivalentes à associação Baixo-Ti, enquanto que as rochas dos estados do Paraná, São Paulo e Goiás apresentam afinidades com a associação Alto-Ti. Os diagramas binários Sr versus  $\text{SiO}_2$  das rochas do Rio Grande do Sul mostram uma bimodalidade dos magmas, pois apresentam grande variação de concentrações químicas sugerindo representar a evolução de um líquido o que indica que estas rochas são conjuntos magmáticos distintos.

A soleira de diabásio do Cerro do Coronel, localizada no Vale do Rio Pardo, Rio Grande do Sul, foi discutida por Eick et al. (1984) como sendo relacionada à FSG devido a sua relação com as rochas sedimentares Gownduânicas às quais está capeando. Quando sobre a Formação Rio Bonito, o diabásio é da ordem de 30m de espessura e mostra-se descontínuo, seccionado por intemperismo e erosão, favorecido seletivamente por direções de falhamento. Apresenta-se bastante tectonizado, com diaclases orientadas segundo  $\text{N}30^\circ\text{E}$  e  $\text{N}40^\circ\text{W}$ . Aflora como blocos e pequenos matacões ovóides. Mais raramente sob a forma de pequenas colunas prismáticas indicando disjunção vertical por resfriamento. Ocasionalmente apresenta importante recozimento sobre o folhelho sotoposto.

Quando sobre a Formação Irati, o diabásio é uma grande ocorrência que corresponde ao setor nordeste do Cerro do Coronel. É um espesso pacote concordante, de aproximadamente 180m de espessura. Não foram observados sinais de silicificação do sedimento sotoposto nos afloramentos estudados. Tal fato pode ser devido à cobertura coluvial na zona de contato. Petrograficamente as duas ocorrências de diabásio se assemelham. Trata-se de um diabásio de textura equigranular fina, passando a afanítica, de cor cinza escuro a preto.

### III - ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOCIÊNCIAS USP: SÉRIE CIENTÍFICA

## CORPOS HIPABISSAIS ASSOCIADOS À FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DO CERRO DO CORONEL, RS: GEOLOGIA E PETROLOGIA.

### RESUMO

A Formação Serra Geral é caracterizada por um expressivo volume de derrames básicos de composição toleítica e pela presença muito subordinada de vulcanitos ácidos. Inúmeros corpos intrusivos (soleiras e diques) são correlacionados a esta unidade e juntamente com os depósitos vulcânicos constituem a Província Magmática do Paraná. Este trabalho trata da investigação geológica e petrológica das intrusões básicas-intermediárias da região do Cerro do Coronel, a sudeste da cidade de Pantano Grande, RS. Esses corpos hipabissais estão estratigraficamente vinculados a Formação Serra Geral e formam um *trend* com orientação NW-SE. Apresentam contatos concordantes com rochas sedimentares das Formações Rio Bonito e Irati. Disjunções colunares são comuns em todas as ocorrências estudadas e são afetadas por forte fraturamento NE e NW. A pequena variação faciológica é caracterizada por termos equigranulares finos a muito finos e raramente porfíricos. Texturalmente, essas rochas apresentam o predomínio da textura intergranular e subofítica ocasional. São constituídos essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos como minerais primários e material de baixa cristalinidade como etapa final da cristalização. Os dados geoquímicos de elementos maiores e traços permitem classificar as rochas desses corpos hipabissais como andesito-basaltos de afinidade toleítica, cuja evolução deu-se por mecanismos de cristalização fracionada. As características dos elementos maiores, traços e ETR são compatíveis com as apresentadas para magmatismo vinculados a grandes províncias toleíticas continentais. Estas rochas apresentam concentrações de  $TiO_2$  inferiores à 2% mostrando uma tendência para o magma-tipo Esmeralda.

**Palavras-chave:** Formação Serra Geral; Rochas hipabissais básicas-intermediárias; Magmas-tipo.

## ABSTRACT

The Serra Geral Formation is characterized by a significant volume of basic flows with tholeiitic composition and the presence of acid volcanites subordinate. Several intrusive bodies (dikes and sills) are correlated to this unit and along with volcanic deposits constitute the Paraná Magmatic Province. This paper deals with the investigation of geological and petrological basic-intermediate intrusions in the region of the Cerro do Coronel, southeast of the city of Pantano Grande, RS. These hypabyssal bodies are stratigraphically linked to the Serra Geral Formation and they make a trend oriented NW-SE. The contacts are concordant with the sedimentary rocks Rio Bonito and Irati Formations. Columnar disjunctions are common in all instances studied and are affected by strong NE and NW fracturing. The few facies variation is characterized by terms equigranular fine and very fine rarely porphyritic. These rocks are the predominant intergranular texture and occasional subophitic texture. They consist essentially of plagioclase, augite, opaque minerals such as primary minerals and crystallization residue such as final stage of crystallization. Geochemical data of major and trace elements allow to classify the rocks of these bodies such as andesite-basalt hypabyssal with tholeiitic affinity, whose evolution occurred by fractional crystallization mechanisms. The characteristics of the major, trace and REE elements are compatible with those presented for magmatism linked to large continental tholeiitic provinces. These rocks have concentrations below the 2% TiO<sub>2</sub> showing a tendency to Esmeralda magma-type.

**Keywords:** Serra Geral Formation; Basic-intermediate hypabyssal rocks; Magma-type.

## INTRODUÇÃO

A porção centro-sul da Placa Sul-Americana é constituída por várias províncias toleíticas continentais do Cretáceo Inferior (Almeida e Carneiro, 1989), com destaque para o magmatismo da Província Magmática do Paraná-Etendeka. Na América do Sul, especialmente no Brasil, concentra-se cerca de 90% desta província, sendo o restante localizado na África. No Brasil estes vulcanitos são reunidos e denominados estratigraficamente como Formação Serra Geral (FSG) que abrange toda a região centro-sul do país e é caracterizada por uma associação vulcânica bimodal, que representa um dos maiores conjuntos de derrames do planeta.

As intrusões de rochas básicas toleíticas, associadas aos derrames da FSG, são fenômenos comuns na Bacia do Paraná. As soleiras estão em maioria encaixadas nos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná e são relativamente abundantes em toda sua extensão, embora ocorram com maior concentração no

limite leste (Almeida, 1986; Zalán et al., 1985). Muitas vezes essas intrusões estão agrupadas na forma de enxames, cujas ocorrências têm maior concentração no estado de Paraná (enxame de diques de Ponta Grossa), Santa Catarina (enxame de diques de Florianópolis), São Paulo e Rio de Janeiro (enxame de diques da Serra do Mar) e Mato Grosso do Sul. Consta-se nestas rochas a mesma tendência geoquímica dos basaltos, com suítes alto e baixo-TiO<sub>2</sub>.

No Rio Grande do Sul a PMP é constituída principalmente por lavas básicas com morfologia *pahoehoe* nas porções inferiores do tipo *a'a'* no topo, sendo as ocorrências de corpos intrusivos básicos/intermediários menos frequentes. Entre estes destacam-se o Complexo Básico Lomba Grande (Viero e Roisenberg, 1992) de composição picrítica a andesito basáltica e as soleiras de composição andesito basáltica localizados nas regiões de Manoel Viana e Agudo (Renner et al., 2008; Renner, 2010 ).

Na região do Cerro do Coronel, localizada no limite sul da Bacia do Paraná com o Escudo Sul-Rio-Grandense, a sudeste da cidade de Pantano Grande (RS) (Figura 5) ocorrem quatro soleiras basálticas ao longo de um *trend* NW que são intrusivas em rochas sedimentares das Formações Irati e Rio Bonito. Neste trabalho são apresentados e discutidos os dados petrográficos e geoquímicos destas soleiras bem como resultados de estudo petrográfico. Estas rochas hipabissais apresentam composições químicas intermediárias próximas ao limite estipulado para rochas básicas, razão pela qual optou-se por manter a denominação de diabásio pelas características geológicas (corpo intrusivo) e petrográficas (texturas e mineralogia) observadas nestes litotipos.

## **PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS**

Foi selecionado um conjunto de 20 amostras dos corpos hipabissais da região do Cerro do Coronel para análise das composições químicas de elementos maiores, menores, traços e ETR. Os dados foram obtidos no *Acme Laboratories Ltda* (Canadá) utilizando-se a técnica de espectrometria de emissão de plasma (ICP-ES) para os elementos maiores e Espectrometria de Emissão de Plasma com Espectrometria de Massa (ICP-MS) para os elementos traços e terras raras. Os dados litoquímicos foram tratados em diagramas binários e ternários constituídos no

software GCDKIT (*GeoChemical Data ToolKIT*), elaborado por Janoušek et al., (2006), que consiste em um sistema de manipulação e recálculo de dados geoquímicos para análises de rocha total de rochas ígneas e metamórficas.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Paraná é definida como uma bacia intracratônica que ocupa uma área de aproximadamente 1.500.000 km<sup>2</sup> no centro-leste da América do Sul (Figura 5). É constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar que abrange os períodos Ordoviciano Superior ao Cretáceo Superior que pode ser dividida em seis supersequências separadas por inconformidades regionais (Milani, 1997): Rio Ivaí (Ordoviciano Superior-Siluriano Inferior), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero Superior-Triássico Inferior), Gondwana II (Triássico Médio- Superior), Gondwana III (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior) e Bauru (Cretáceo Superior).

A Supersequência Gondwana III é caracterizada por uma sequência sedimentar basal relacionada a ambientes eólicos (Formação Botucatu), sobreposto por uma espessa sucessão vulcânica (Formação Serra Geral), abrangendo uma área de mais de 1.300.000 km<sup>2</sup> no Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Estas sequências também ocorrem nas seções bem expostas na Bacia de Huab no noroeste da Namíbia (Jerram et al., 2000), ampliando ainda mais a cobertura de área dos depósitos antes da ruptura do Gondwana.

Grandes estruturas tectônicas são encontradas na Bacia do Paraná (Arco de Ponta Grossa, Sinclinal de Torres, Arco de Rio Grande) que durante o processo de subsidência sin-vulcânico induziram na formação de sub-bacias, exercendo assim um importante papel na evolução estrutural da bacia influenciado seus limites atuais.

A Formação Serra Geral (FSG) (White, 1908) é caracterizada por uma sequência de derrames com espessura máxima de 1.700 metros, na qual ocorre o predomínio de basaltos e andesitos-basálticos de afinidade toleítica. Rochas ácidas (riolitos, riodacitos) ocorrem subordinadamente no topo da sequência vulcânica, principalmente no extremo sul do Brasil. É comum a ocorrência de grandes quantidades de corpos intrusivos (soleiras e diques) de composição básica a ácida, geralmente associados à descontinuidades estruturais da Bacia do Paraná.

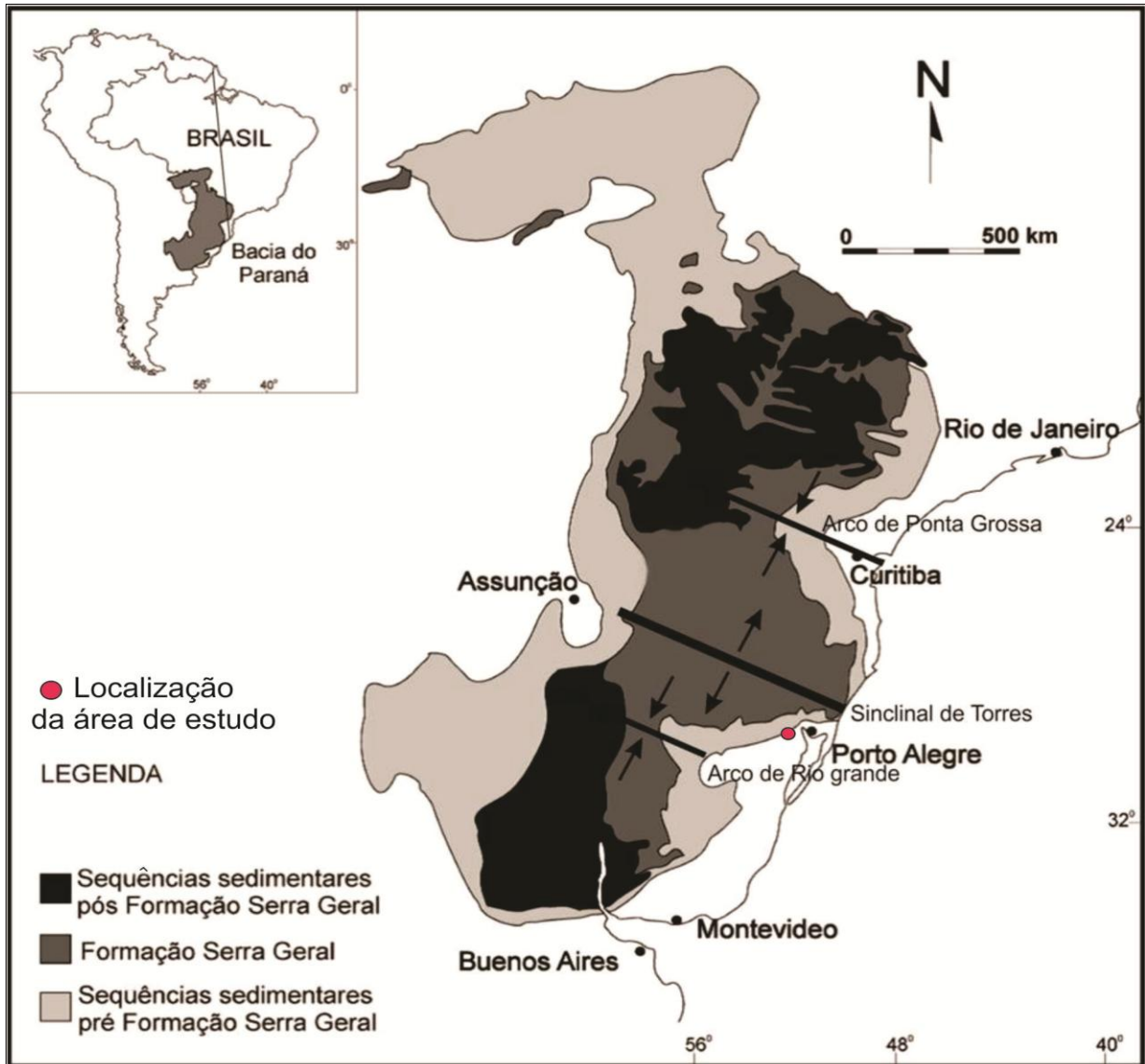


Na parte sul da bacia os derrames foram depositados principalmente sobre os arenitos da Formação Botucatu, preservando localmente morfologias originais de dunas e feições sedimentares, sugerindo contemporaneidade entre os primeiros episódios vulcânicos e o sistema eólico ativo desta unidade (Scherer, 2002; Waichel et al., 2008).

Um novo modelo estratigráfico, fundamentado em arquitetura de fácies, foi recentemente proposto para a região da Sinclinal de Torres (Waichel et al., 2012). Este se fundamenta na morfologia dos derrames básicos e ácidos, paleotopografia e taxas de efusão e complementa um modelo semelhante proposto por Jerram et al. (2000) para a Bacia de Huab na Namíbia.

Diversos trabalhos (Bellieni et al., 1984; Mantovani et al., 1985) dividiram as rochas vulcânicas básicas em dois grandes grupos: basaltos alto Ti, com teores de  $TiO_2$  superiores a 2% e basaltos baixo Ti, com teores inferiores a 2%. Subdivisões destes grupos em magmas-tipo foram propostas por Peate et al. (1992) e Peate (1997), tendo-se como base principalmente a abundância de elementos-traço e razões entre estes. Os magmas-tipo que possuem razões  $Ti/Y > 300$  que ocorrem, predominantemente, na porção norte da província foram denominados de Pitanga, Paranapanema e Ribeira. Os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici tem razões  $Ti/Y < 300$  e ocorrem predominantemente na porção sul da província.

As rochas vulcânicas ácidas foram subdivididas nas fácies Palmas (Caxias do Sul e Santa Maria) e Chapecó (Guarapuava e Ourinhos). As rochas ácidas do tipo Chapecó são concentradas no centro da Bacia do Paraná e são representadas por dacitos, riodacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinos, porfíricos a fortemente porfírico. As rochas ácidas do tipo Palmas correspondem a riolitos e riodacitos, tipicamente afíricos, com estrutura "sal-e-pimenta", holohialinos a hipocristalinos. De maneira geral, as rochas de composição ácida estão preferencialmente presentes nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná. (Bellieni et al., 1986; Piccirillo et al., 1988; Nardy, 1995).



**Figura 5** - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo. (modificado de Waichel, 2005)

Renne et al. (1992) sugerem que as idades da porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre  $131,4 \pm 1,6$  e  $132,9$  Ma tornando-se mais jovens na regiões norte e central ( $129,9 \pm 0,1$  e  $131,9 \pm 0,9$  Ma). Os valores obtidos na porção norte da Bacia do Paraná são semelhantes aos obtidos no Etendeka por estes mesmos autores. Recentemente, Janasi, Freitas e Heaman (2011) obtiveram uma idade de  $134,3 \pm 0,8$  Ma para um dacito do Grupo Chapecó (tipo Ourinhos) pela sistemática U-Pb em baddeleita / zircão. Segundo esses autores, o dacito é ligeiramente mais velho do que os basaltos Alto-Ti sobrejacentes (133,6-131,5 Ma) e os dados obtidos indicam um período de tempo  $\sim 3$  Ma para a construção da sequência alto-Ti da bacia do Paraná. Esses autores destacam também o fato dos valores encontrados no dacito coincidirem com os de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (134,8-134,1 Ma) obtidos nos basaltos Baixo-Ti (Gramado e Esmeralda) e nos dacitos e riolitos tipo de Palmas do sul do Brasil. O conjunto dos dados é, portanto, consistente com a curta duração do vulcanismo e rápida sucessão pela sequência de Alto-Ti.

## **GEOLOGIA DA REGIÃO DO CERRO CORONEL**

A região do Cerro do Coronel é caracterizada pela presença de soleiras de diabásio dispostas segundo uma direção preferencial NW-SE, intrusivas concordantemente em unidades sedimentares da Bacia do Paraná, no limite norte do Escudo Sul-Rio-Grandense (Figura 6).

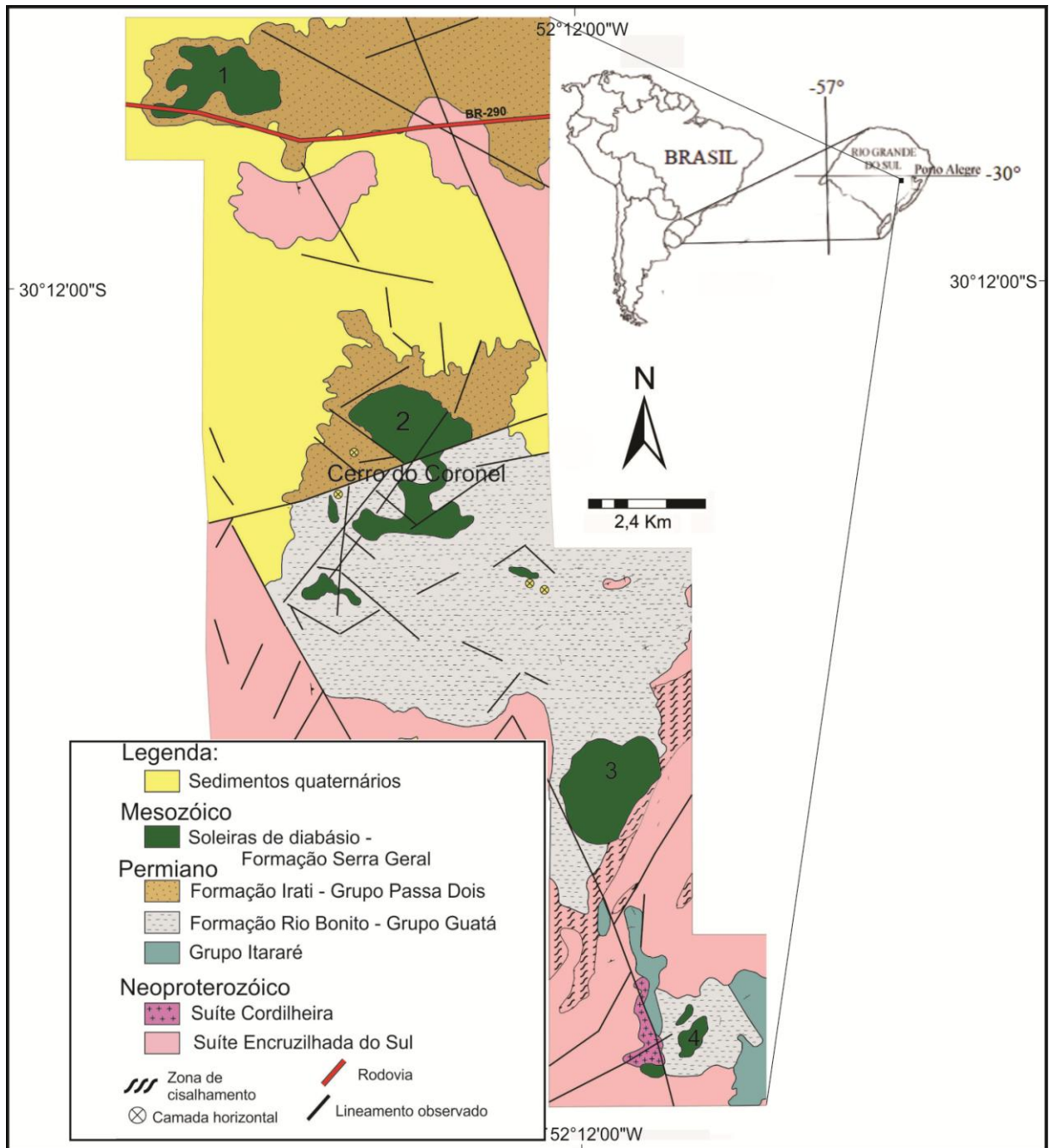
As unidades do embasamento cristalino são caracterizadas por granitóides vinculados à Suíte Intrusiva Cordilheira e à Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. As rochas encaixantes das soleiras são estratigraficamente correlacionadas a duas unidades da Bacia do Paraná: Formação Rio Bonito e Formação Irati. A Formação Rio Bonito (Grupo Guatá) é caracterizada na área por pacotes lenticulares de arenito médio a fino de coloração amarela e cimentado, arenitos arcoseanos médios a finos com lentes de siltito amarelo a acinzentado e pelitos cinza escuro a pretos carbonosos ou com restos de matéria orgânica com feições de silicificação devido à intrusão concordante do diabásio. As rochas da Formação Irati (Grupo Passa Dois) fazem contato erosivo com a sequência sub-horizontal de depósitos aluviais e coluviais da várzea do Arroio Capivari e afluentes. Nas proximidades da falha N-E que divide o Cerro do Coronel (Figura 6) ocorrem concreções carbonáticas,

brechadas, com veios preenchidos por calcita e ocasionalmente por pirita. Na base da sequência ocorre um conglomerado, seguido por siltito friável de cor amarela a cinza com pequenas concreções carbonáticas, siltito amarelo a cinza com lentes de arenito fino e concreções amarelas e cinzas. A sequência é parcialmente recoberta pela soleira de diabásio.

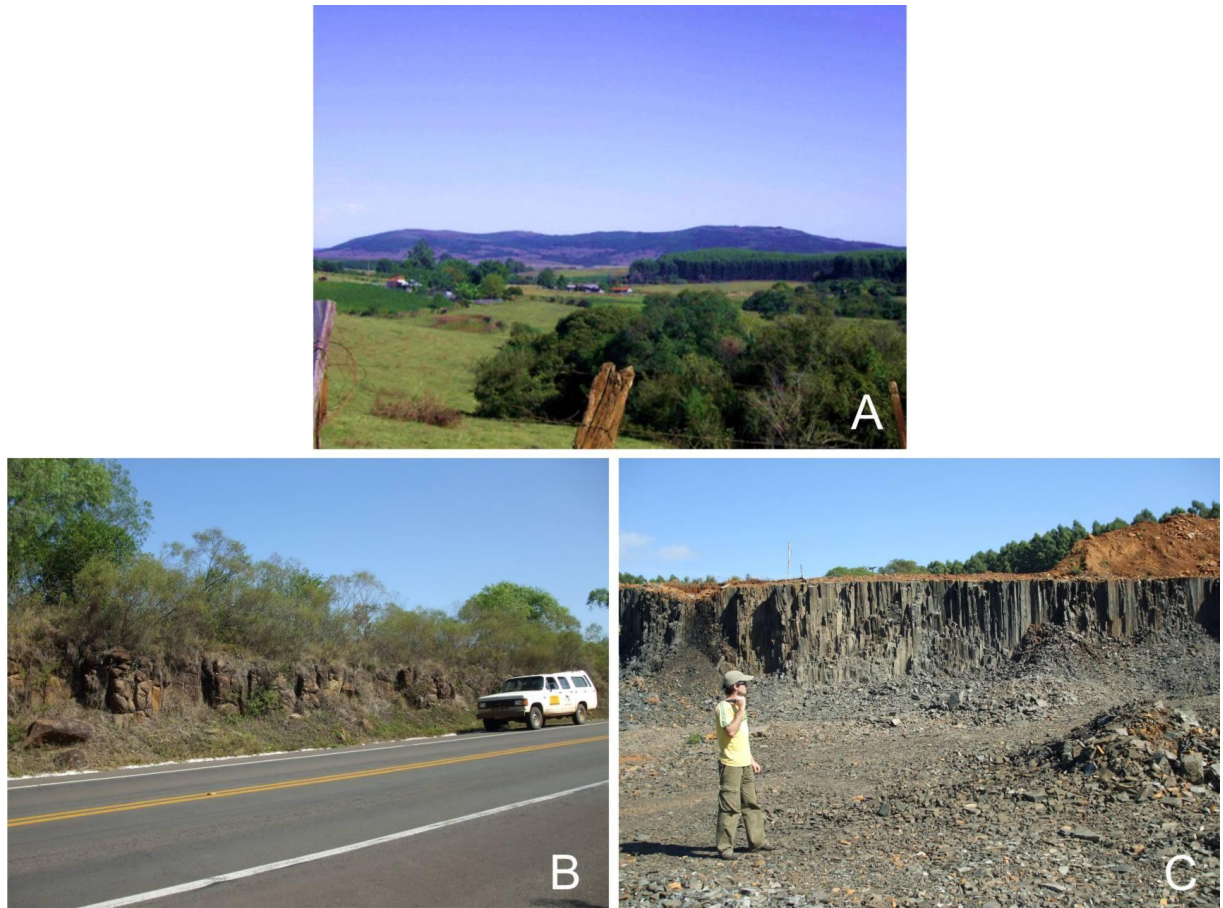
O Cerro do Coronel se caracteriza por um morro testemunho com aproximadamente 12,4 km<sup>2</sup>, de topo aplainado, que se salienta no contexto geológico-geomorfológico da região. A base é constituída por rochas sedimentares das Formações Irati e Rio Bonito, as quais fazem contato por um falhamento N70E, sendo estas intrudidas concordantemente por um corpo de diabásio (Figura 7 A). Este conjunto de unidades define geomorfologicamente um morro testemunho denominado de bismálito, caracterizado como uma feição relacionada a uma intrusão concordante a diferentes unidades de rochas encaixantes, que foram colocadas lado a lado por falhamento. Devido aos processos erosivos não foi preservado o contato superior do corpo intrusivo com a Formação Irati. A soleira do Cerro do Coronel (soleira 2) também é afetada pela falha N70E que determinou a separação da intrusão em dois blocos com espessuras diferentes. O bloco localizado a Norte possui cerca de 180 m de espessura e o localizado a Sul, aproximadamente 30 m de espessura.

A soleira 1 é localizada a NW (BR 290) do Cerro do Coronel, possui aproximadamente 20 m de espessura e faz contato com rochas da Formação Irati. As soleiras 3 e 4 localizadas a SE tem cerca de 30 m de espessura e fazem contato com rochas da Formação Rio Bonito (Figura 7B e C).

Petrograficamente, a soleira do Cerro do Coronel pode ser classificada como um diabásio, com pequena variação faciológica, textural e composicional. Nas porções basais e de topo observa-se uma textura equigranular fina a afanítica e nas centrais a textura predominante é a equigranular fina a média. Estas variações são compatíveis com um resfriamento mais rápido nas extremidades do corpo. Bolsões pegmatóides centimétricos, com textura fanerítica grossa e de mesma composição ocorrem na base da porção norte da soleira. Observam-se disjunções colunares subverticais poligonais e centimétricas nas porções superiores e inferiores da soleira. Disjunções poligonais alongadas são observadas localmente e é comum estarem perturbadas em regiões com intenso fraturamento tabular subvertical (Figura 8 A e B).



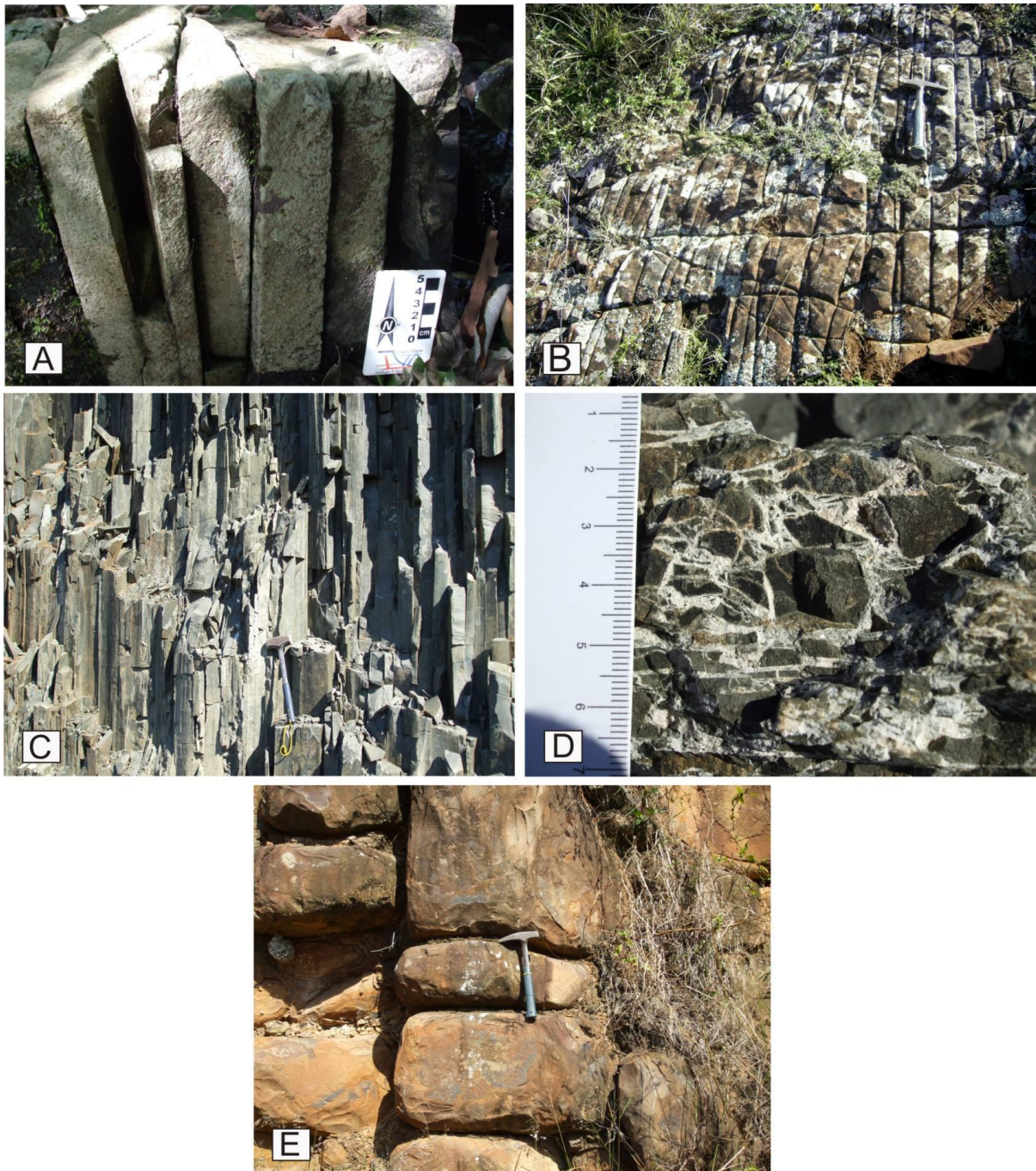
**Figura 6** - Esboço geológico da região do Cerro do Coronel modificado a partir de Eick et al., (1984) e UFRGS (2006).



**Figura 7** - Foto panorâmica do Cerro do Coronel (soleira 2) com orientação N-S (A); (B) Soleira 1 com disjunções colunares métricas (BR 290) e soleira 3: Pedreira mostrando disjunções colunares centimétricas(C).

As demais soleiras são texturalmente mais homogêneas, e possuem uma textura equigranular fina nas porções centrais e fina a afanítica no topo e base dos corpos. Nas soleiras a SE do Cerro do Coronel ocorrem disjunções colunares poligonais centimetricamente espaçadas. É comum a presença de porções com intenso fraturamento tabular subvertical, algumas vezes preenchidas por carbonato, assim como brechas hidráulicas constituídas por fragmentos de diabásio e matriz carbonática (Figura 8 C e D). Na soleira a NW do Cerro do Coronel (BR 290), as disjunções colunares diferenciam-se das dos demais corpos intrusivos por serem bem mais espaçadas, com cerca de 1 m de espessura (Figura 8 E).





**Figura 8** - (A) Disjunções colunares poligonais centimétricas e (B) intenso fraturamento subvertical na soleira do Cerro do Coronel; (C) Disjunções colunares e (D) brecha hidráulica na soleira 4; (E) Disjunções colunares métricas da soleira da 1 (BR 290).

## ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Em geral as rochas correspondem a diabásios mesocráticos de cor cinza a cinza-escura, por vezes acastanhados e eventualmente esverdeados, decorrentes de alteração para argilominerais. Exibem textura holocristalina e são relativamente homogêneas com granulação fina. Bolsões pegmatóides de pouca expressão são localizados na base do bloco norte do corpo de diabásio, sendo caracterizada pela textura fanerítica média a grossa e pelo arranjo intergranular entre plagioclásio e clinopiroxênio ripidiformes. A origem destas porções pode estar relacionada à retenção de voláteis devida ao rápido resfriamento da base do corpo, onde a reação entre o magma e voláteis promove o crescimento das fases cristalinas. Uma pequena variação textural pode ser identificada, com um afinamento da granulação em direção à base e topo das soleiras (Figura 9 A e B). A textura predominante é a equigranular, embora seja observada a presença de poucos microfenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio e raros xenocristais de plagioclásio reabsorvidos. Xenólitos milimétricos de mesma composição também ocorrem de maneira muito subordinada.

Na soleira do Cerro do Coronel observa-se a textura intergranular, onde os interstícios entre os cristais euédricos e subédricos ripidiformes de plagioclásio são preenchidos por cristais subédricos de clinopiroxênio. Nos demais corpos, a textura intergranular é dominante e a textura subofítica ocorre de maneira subordinada (Figura 9 C e D). Nos produtos finais de cristalização observa-se a textura micrográfica (Figura 9 E) e, de forma mais rara, a mirmequítica. Em algumas amostras é observada a uralitização do clinopiroxênio que é parcialmente substituído por anfibólio fibroso provavelmente sob condições tardi magmáticas a subsólidas (Figura 9 G).

Os bolsões pegmatóides são caracterizados pelo intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio. Esta feição é relacionada com a concentração localizada de fluidos que promovem o crescimento das fases minerais que estão cristalizando.

A mineralogia observada nos corpos intrusivos é constituída principalmente por plagioclásio cálcico, augita, ilmenita e titanomagnetita e apatita é uma fase



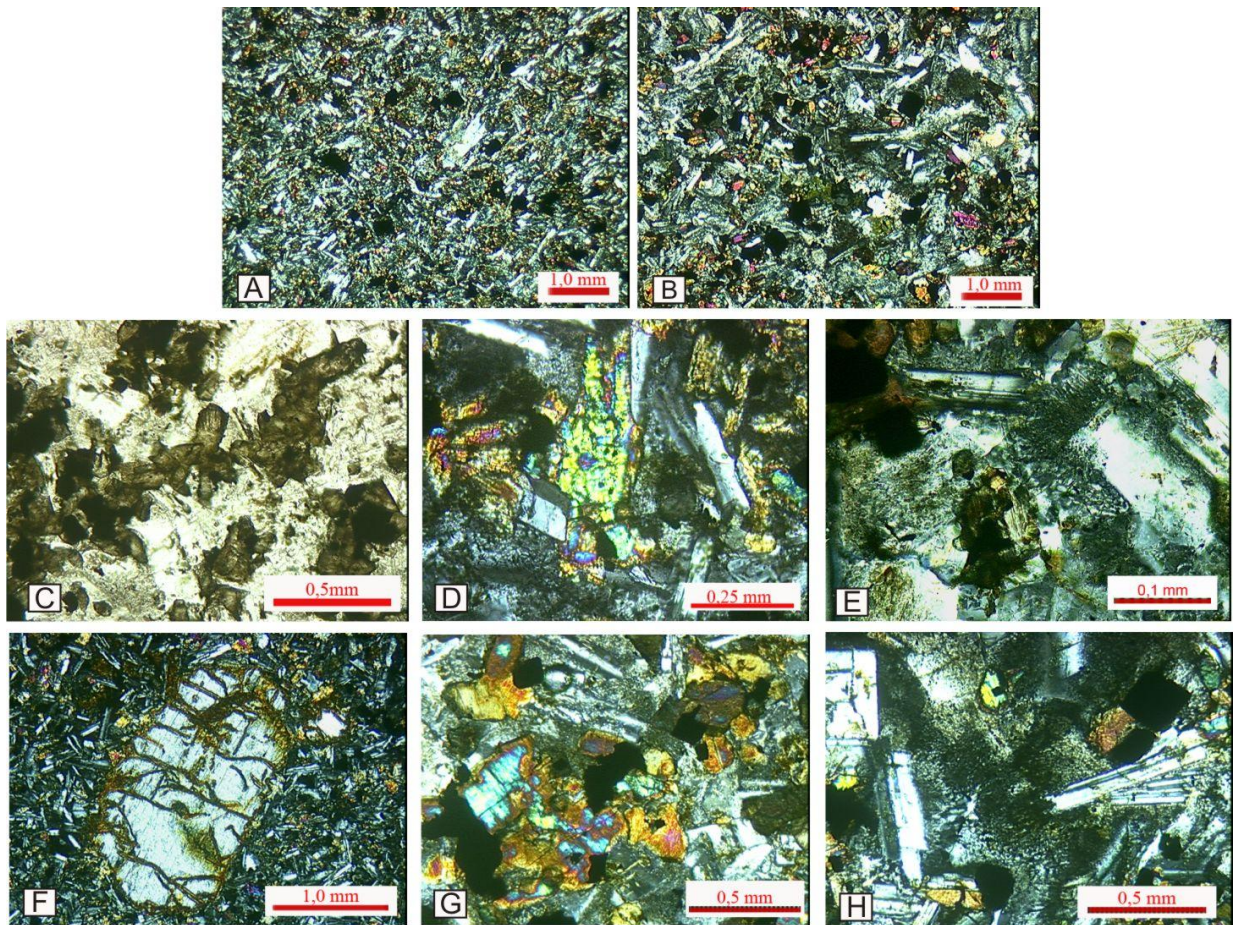
acessória frequente. É comum a presença de material de baixa cristalinidade opticamente identificado como resíduo de cristalização de cristalitos de feldspatos.

O plagioclásio ocorre como prismas, subédricos a euédricos e normalmente alongados, com dimensões entre de 0,2 a 1,3 mm. Na porção pegmatóide assumem um hábito acicular e por vezes esqueletal, principalmente quando estão inclusos no material microcristalino. Nas amostras com textura mais fina o plagioclásio tem dimensões aproximadas de 0,05 a 0,4 mm. Raros microfenocristais são observados, formando algumas vezes agregados glomeroporfiríticos, com tamanho variando entre 0,8 e 2,0 mm e, ocasionalmente, com zonação normal bem desenvolvida. Microxenocristal, quando presente é subarredondado com uma textura *sieve* com inclusão de clinopiroxênio esqueletal, medindo aproximadamente 2,0 mm.

Os cristais de piroxênio são subédricos e possuem tamanhos variando de 0,05 a 0,3 mm nas porções de topo da soleira até 0,2 a 0,8 mm nas porções basais e intermediárias. Ocorrem em geral como agregados granulares de grãos finos, geralmente associados com os minerais opacos. Opticamente são identificados como do grupo da augita. Raros microfenocristais prismáticos de até 4,0 mm podem ser observados, principalmente na base da soleira. A uralitização ocorre somente em porções localizadas do corpo intrusivo, sendo comum a ocorrência de oxidados de ferro como produtos de alteração (figura 9 G). Na porção pegmatóide os cristais de augita tem dimensões variando entre 1,0 a 8,0 mm e desenvolvem textura simplectítica e esqueletal com o plagioclásio. Muitas vezes são incluídos parcialmente ou totalmente no plagioclásio.

A olivina é rara. Identificou-se dois grãos de uma amostra da base do diabásio do Cerro do Coronel. O grão maior é euédrico, com aproximadamente 1,2 mm de tamanho, apresenta clivagem média e bordas e fraturas preenchidas por iddingsita (figura 9 F). As características determinadas por microscópio eletrônico de varredura (MEV/EDS) indicam uma composição com  $Fo > 50$ .

O quartzo é raro e ocorre como produto intergranular, por vezes formando subgrãos (0,2 a 0,5 mm) ou intercrescido com o feldspato, definindo uma textura micrográfica.



**Figura 9** - Fotomicrografias mostrando: (A) e (B) Leve diminuição da granulação entre as soleiras de SW para SE; (C) Textura intergranular, onde cristais ripiformes de plagioclásio apresentam cristais intersticiais de clinopiroxênio amarronado, além de minerais opacos. LN; (D) Textura subofítica, com os cristais de clinopiroxênio incluindo parcialmente os cristais de plagioclásio. LP; (E) Cristal de plagioclásio com intercrescimento micrográfico nas bordas. LP; (F) Cristais de olivina com bordas e fraturas preenchida por iddingsita. LP; (G) Textura coronítica em cristal de augita formada por uralitização. LP; (H) Resíduo de cristalização nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio. LP.

Os minerais opacos apresentam geralmente faces retas e estão quase sempre associados aos piroxênios e, muitas vezes, inclusos nestes e nos plagioclásios. O hábito destas fases sugere pertencer ao grupo dos óxidos de Fe e Ti. Dados de MEV/EDS destes cristais sugerem tratar-se de titanomagnetita e ilmenita. Representam aproximadamente 10% da rocha estudada.

A apatita é uma fase acessória comum, podendo chegar até 3% do total da amostra. Normalmente ocorrem como cristais euédricos e aciculares, presentes principalmente no material microgranular.

Observa-se também uma massa homogênea que por vezes apresenta formas vermiculares ou dendríticas, configurando a textura micrográfica e granofírica, identificado como intercrescimentos quartzo-feldspáticos. Ocorrem nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio (Figura 9 E).

O resíduo de cristalização é formado por um material de coloração castanho-claro em LN e baixo relevo. Sob nicóis cruzados este material possui uma birrefringência baixa (cinza) e extinção ondulante, sendo interpretado como um agregado zeolítico tardio (Figura 9 H) e varia de 10% a 12% do volume da amostra.

## LITOGEOQUÍMICA

Dados químicos dos diabásios da região do Cerro do Coronel são apresentados na tabela 2. As rochas investigadas são quimicamente equivalentes a andesitos basálticos no diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) com concentrações de  $\text{SiO}_2$  entre de 52,47 à 54,99% e de álcalis entre 5,15% a 3,55%. As amostras se localizam no campo subalcalino de Irvine e Baragar (1971) e próximo ao limite entre basaltos e andesitos basálticos, definido pela correlação ente elementos traços de baixa mobilidade. (Figuras 10 A e B).

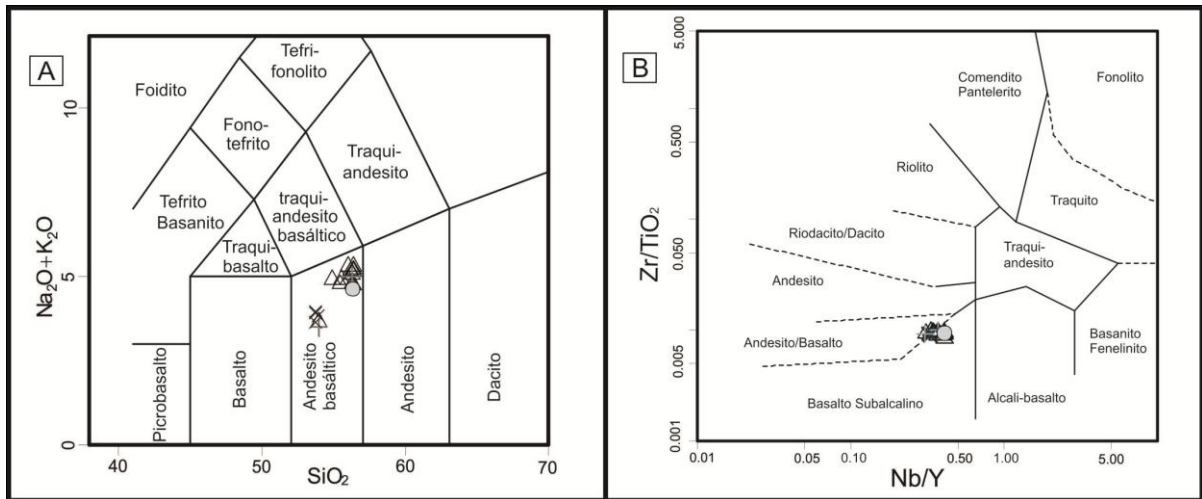
A afinidade toleítica do magmatismo é marcada pelo enriquecimento de  $\text{FeO}_t$  em relação ao  $\text{MgO}$  nos diagramas  $\text{FeO}_t/\text{MgO} \times \text{SiO}_2$  de Miyashiro (1974) (Figura 11) e AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 12 A), aliado a baixos valores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Wilson, 1989). Em ambos os diagramas observa-se uma tendência de diminuir a razão  $\text{FeO}_t/\text{MgO}$  nas porções basais da soleira do Cerro Coronel e das intrusões da porção sul da área. O enriquecimento em Mg destas rochas explica o posicionamento destas no campo dos basaltos toleíticos alto-Fe no diagrama de Jensen (1976) (Figura 12 B).



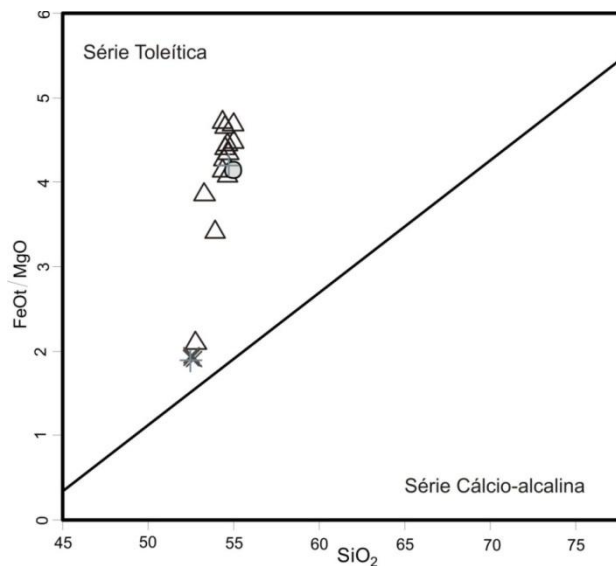
Tabela 2 – Continuação:

Amostras: Sigla: CCO	011-1B	012B	017A	018B	030B	031A	033B	033F	034A	034H
	CERRO DO CORONEL				Soleira 3		Soleira 4			
SiO <sub>2</sub>	52,79	54,44	54,38	53,30	52,47	54,71	52,57	52,51	52,72	52,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,66	12,86	12,95	13,06	14,05	12,72	13,99	13,87	13,87	14,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	12,94	14,43	14,95	14,97	12,17	14,71	12,55	12,53	12,52	12,53
MnO	0,22	0,18	0,19	0,20	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18
MgO	5,55	3,04	3,26	3,50	5,80	3,15	5,81	5,79	5,89	5,87
CaO	9,12	7,03	6,99	6,96	9,25	6,57	8,89	8,98	9,01	9,20
Na <sub>2</sub> O	2,21	2,63	2,67	2,77	2,22	2,72	2,47	2,48	2,40	2,32
K <sub>2</sub> O	1,34	2,12	2,12	1,98	1,14	2,13	1,37	1,33	1,33	1,20
TiO <sub>2</sub>	1,31	1,87	1,91	1,89	1,19	1,82	1,21	1,23	1,20	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,20	0,20	0,18	0,13	0,22	0,14	0,15	0,14	0,14
PF*	0,50	1,00	0,20	1,00	1,20	0,90	0,60	0,70	0,50	0,60
Total	99,78	99,80	99,82	99,81	99,79	99,83	99,79	99,76	99,77	99,76
Rb	44,20	73,20	74,90	69,00	39,80	77,90	52,00	47,00	49,70	45,30
Ba	284	457,00	427,00	405,00	265,00	429,00	247,00	251,00	249,00	232,00
Sr	195,90	188,90	204,30	196,20	223,20	244,10	241,10	216,70	239,10	227,40
Ga	17,60	19,10	20,80	20,20	19,30	20,60	19,20	17,70	18,10	18,10
Zr	117,80	179,10	170,80	159,90	109,90	181,40	112,80	109,30	109,90	110,80
Y	23,10	30,30	29,60	28,60	25,50	35,60	24,20	23,60	23,70	24,00
Nb	8,50	12,40	11,90	11,70	7,80	13,30	7,70	7,70	7,90	7,60
Sc	43,00	40,00	41,00	42,00	43,00	40,00	43,00	43,00	43,00	43,00
V	373,00	502,00	593,00	634,00	376,00	511,00	372,00	360,00	361,00	377,00
Co	45,90	42,10	45,60	49,30	50,80	47,60	46,30	46,30	48,60	48,40
Ni	9,90	8,20	8,10	7,10	19,10	8,10	11,10	11,90	12,00	13,10
Cu	138,00	170,70	160,70	154,70	86,30	70,40	130,00	133,40	135,80	133,40
Zn	42,00	73,00	62,00	54,00	45,00	64,00	37,00	34,00	40,00	40,00
La	16,00	25,90	24,90	24,10	16,20	28,20	16,00	15,50	15,50	15,40
Ce	36,30	58,30	55,00	52,40	32,90	57,10	33,60	33,10	31,90	33,30
Pr	4,36	6,83	6,44	6,37	4,39	7,50	4,39	4,31	4,29	4,22
Nd	18,40	28,60	27,50	27,10	18,30	30,80	18,40	18,70	18,00	18,10
Sm	4,21	6,30	6,03	6,08	4,18	6,53	4,24	4,14	4,08	4,01
Eu	1,17	1,59	1,58	1,57	1,17	1,62	1,15	1,12	1,14	1,14
Gd	4,32	6,19	6,14	5,86	4,37	6,42	4,32	4,21	4,25	4,13
Tb	0,74	1,07	1,01	1,02	0,77	1,12	0,74	0,73	0,73	0,74
Dy	4,31	6,03	5,84	5,80	4,61	6,13	4,35	4,19	4,16	4,24
Ho	0,89	1,23	1,16	1,18	0,90	1,26	0,87	0,84	0,87	0,84
Er	2,54	3,53	3,39	3,33	2,59	3,69	2,53	2,42	2,55	2,40
Tm	0,32	0,45	0,44	0,42	0,38	0,55	0,39	0,38	0,36	0,38
Yb	2,30	3,30	3,20	3,02	2,42	3,40	2,23	2,15	2,28	2,33
Lu	0,35	0,47	0,47	0,45	0,37	0,50	0,36	0,35	0,34	0,35
Hf	3,30	5,40	4,80	4,80	3,00	5,10	3,60	3,20	3,10	3,10
Ta	0,50	0,90	0,90	0,80	0,50	0,80	0,40	0,50	0,40	0,50
Th	5,00	7,50	8,30	7,10	4,10	8,40	4,30	4,40	4,60	3,80
U	1,10	1,80	1,90	1,40	0,90	1,90	1,00	1,00	0,90	0,90
	CIPW									
Apatita	0,33	0,47	0,47	0,43	0,31	0,52	0,33	0,36	0,33	0,33
Ilmenita	0,47	3,55	3,63	3,59	0,36	0,39	0,41	0,41	0,41	0,39
Orthoclásio	7,92	12,53	12,53	11,70	6,74	12,59	8,10	7,86	7,86	7,09
Albita	18,70	22,25	22,59	23,44	18,79	23,02	20,90	20,99	20,31	19,63
Anortita	23,40	17,02	17,09	17,35	25,01	16,21	23,04	22,79	23,14	24,24
Magnetita	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopsídio	13,42	8,36	8,08	7,94	12,89	7,25	12,98	13,43	13,39	13,32
Hyperstenio	7,60	3,70	4,38	5,04	8,47	4,48	8,45	8,20	8,46	8,45
Quartzo	11,91	15,57	14,98	13,44	11,42	15,81	10,00	10,03	10,43	10,82
Olivina	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

\*Perda ao fogo



**Figura 10** – Rochas da região do Cerro Coronel plotados em diagramas de classificação: A) TAS (Le Bas et al., 1986); B) Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester e Floyd, 1977). Legenda: círculo – diabásio 1 ; triângulo – diabásio 2 Cerro do Coronel; cruzes – diabásio 3; xis – diabásio 4.

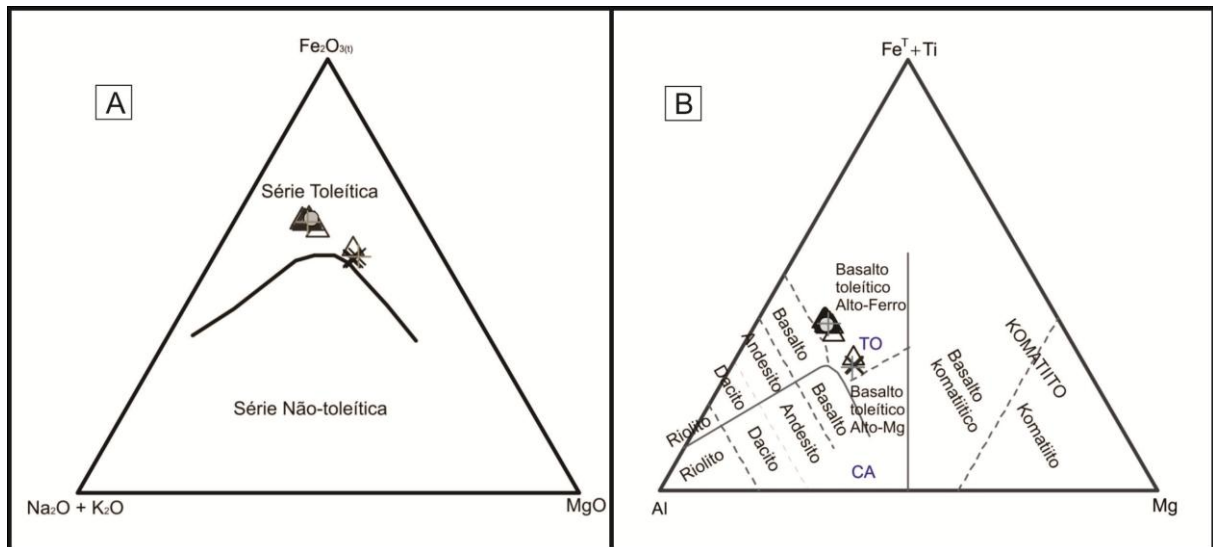


**Figura 11** - Diagrama de classificação FeO<sub>t</sub>/MgO x SiO<sub>2</sub> de Miyashiro (1974) da rocha estudada. Legenda como na figura 10.

Adicionalmente, os dados normativos (Tabela 2) confirmam as interpretações apresentadas acima. Olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio e plagioclásio são minerais comuns aos basaltos e tendem a substituir os membros finais quimicamente puros, forsterita, diopsídio, enstatita e albita, de acordo com o conceito do tetraedro de basalto ou sistema haplo basáltico (Yoder e Tilley, 1962). A consideração deste sistema é importante para discussões quanto aos conteúdos de elementos maiores e quanto à origem das rochas basálticas. Todas as rochas da região do Cerro do Coronel apresentam quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos,



o que permite interpretá-las como toleítos supersaturados, corroborando as interpretações obtidas a partir dos dados químicos de elementos maiores e traços.



**Figura 12** - A) Diagrama do tipo A (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) - F (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) - M (MgO) do corpo de diabásio estudado, com linha divisória entre os campos segundo Irvine e Baragar (1971); B) Diagrama de classificação de Jensen (1976). Legenda como na figura 10.

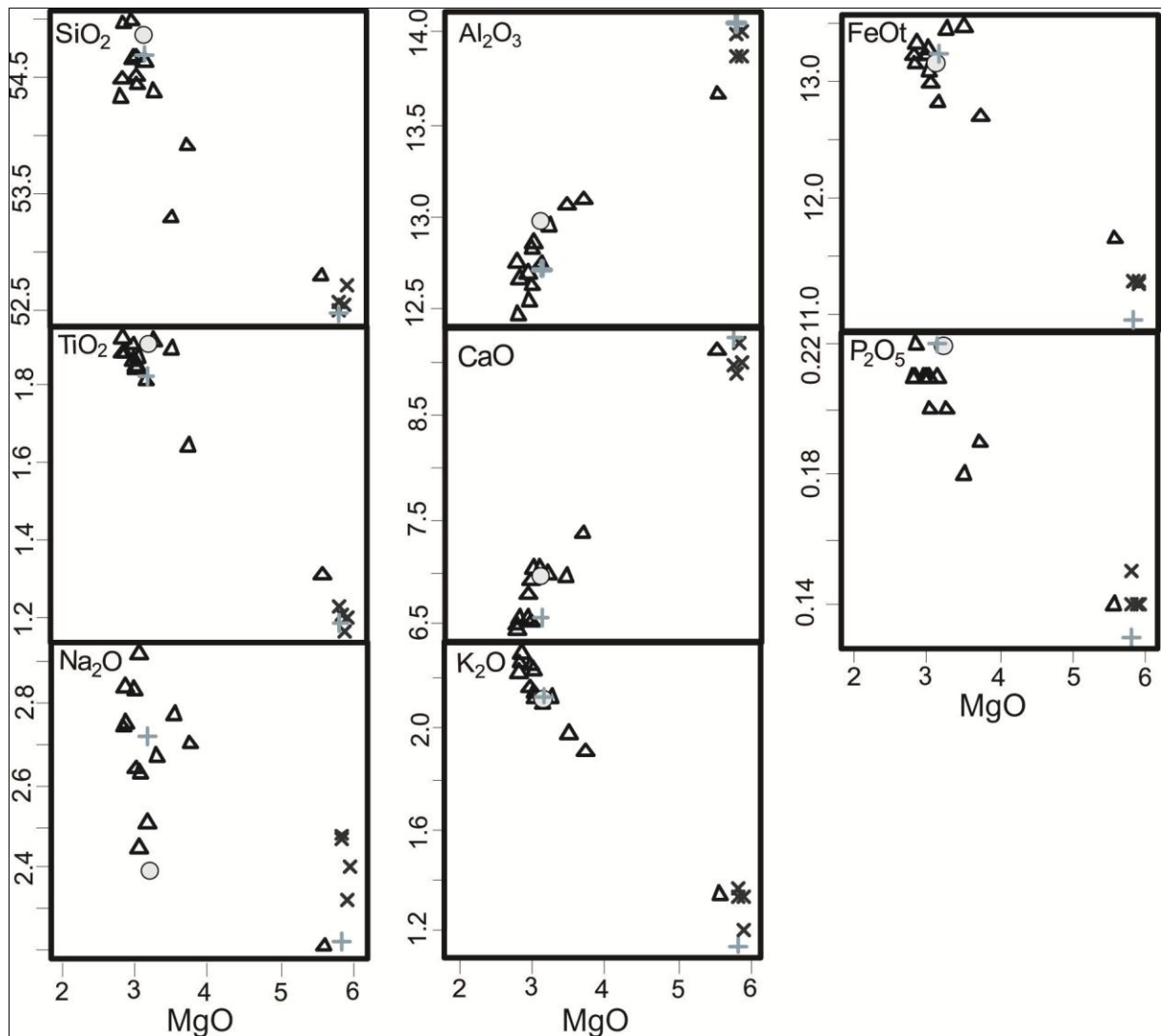
Utilizando-se o MgO como índice de diferenciação para estabelecer o comportamento dos elementos maiores e traços com a evolução do magmatismo das rochas hipabissais da região do Cerro Coronel (Figuras 13 e 14), observa-se uma tendência dos conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO diminuírem com a queda nos teores de MgO aliados ao crescimento de SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, FeO<sub>t</sub> e TiO<sub>2</sub>. Estes padrões sugerem que a evolução do magmatismo foi controlada basicamente pelo fracionamento de plagioclásio e clinopiroxênio, provavelmente por mecanismos de cristalização fracionada (Cox, 1980; Wilson, 1989).

Os teores de MgO são menores que 6%, o que juntamente com os baixos valores de Cr e Ni, sugerem que o magma que deu origem a intrusão sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e piroxênio.

A distribuição das amostras dos diabásios do Cerro do Coronel mostra que a tendência é que os termos menos diferenciados estão situados na porção basal do corpo intrusivo e que uma leve evolução é observada em direção as suas porções superiores. Essa mesma tendência é observada entre as soleiras de diabásio, em que àquelas localizadas a NW mostram-se mais diferenciadas do que as localizadas a SE.

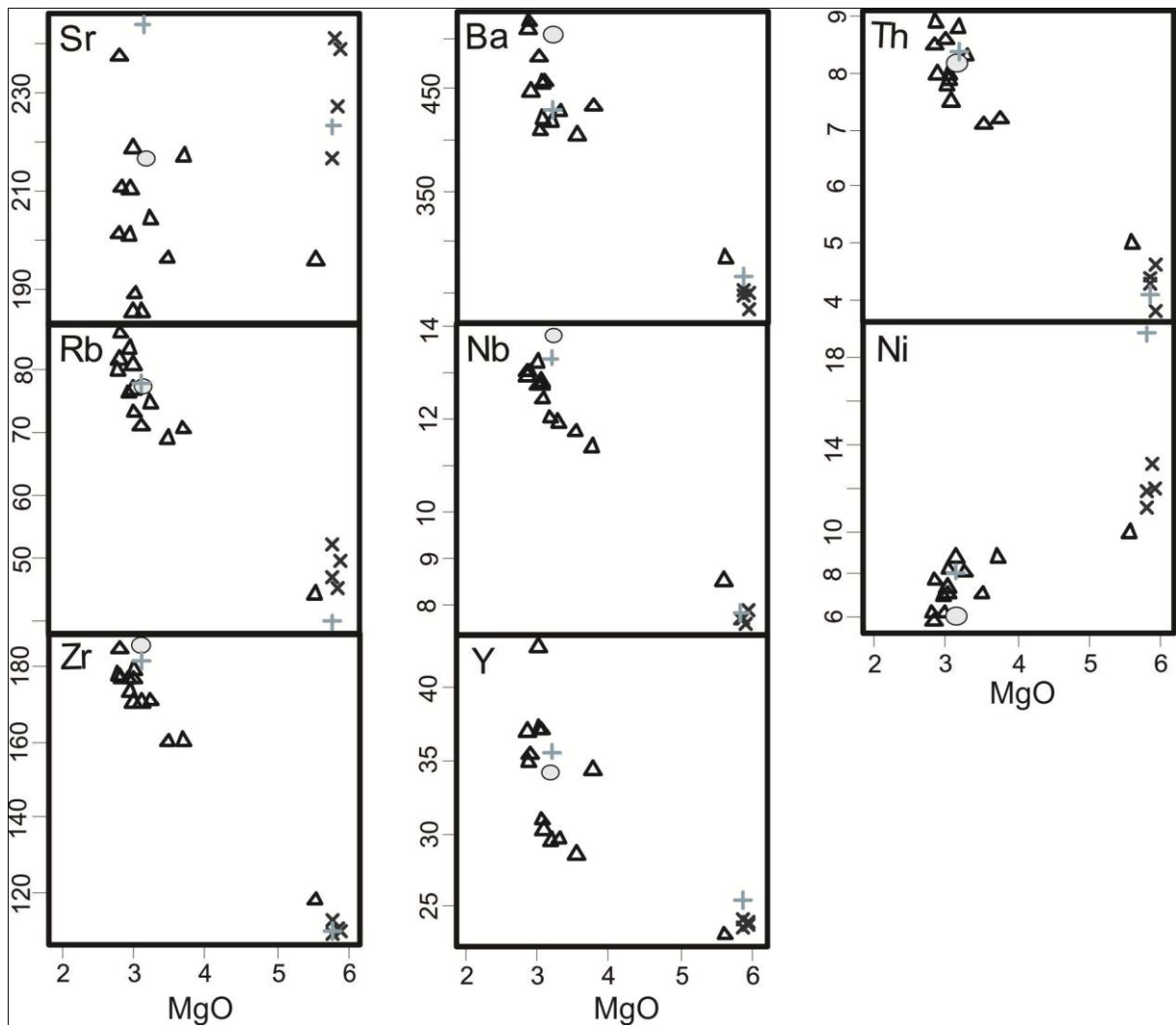
Observa-se um aumento nos conteúdos de Ba, Rb, Sr, Zr, Y, Nb e Th com a diferenciação. O Ni, diferentemente, tem uma correlação positiva com o MgO sugerindo a extração desse elemento em fases máficas. Os conteúdos baixos de Ni e os valores de MgO < 6% indicam uma condição evoluída destes magmas.

Na parte norte do diabásio do Cerro do Coronel os teores de Rb, Sr, Ba, Zr, Nb, Th e Y são levemente mais elevados que os teores destes mesmos elementos na base da parte sul do Cerro do Coronel e nas demais intrusões a SE. Em síntese, levando-se em conta a maior espessura encontrada na porção norte, assumindo-se um padrão semi-horizontal e o soerguimento e erosão da região em decorrência da falha N70W das soleiras, pode-se sugerir que os termos menos diferenciados estão situados nas porções basais dos corpos intrusivos e que uma leve evolução é observada em direção as suas porções superiores.



**Figura 13** - Diagrama de variação de elementos maiores (%) em função do MgO (%) dos corpos de diabásio. Legenda como na figura 10.





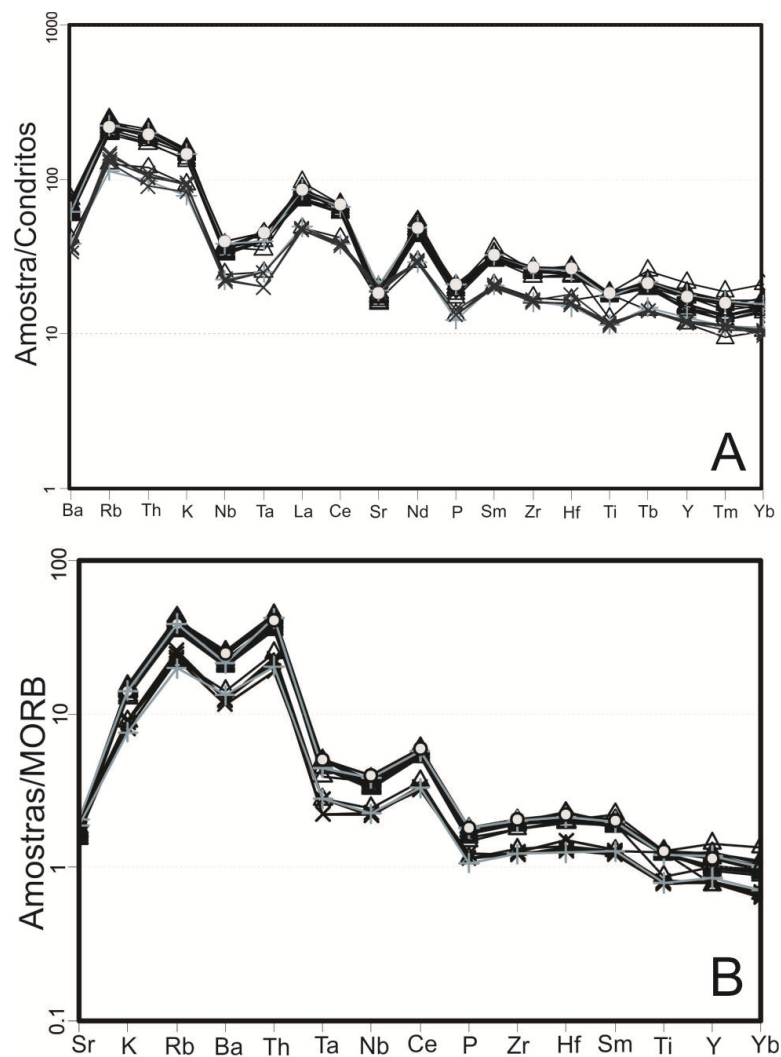
**Figura 14** - Diagrama de variação de elementos traço (ppm) em função do MgO (%) dos corpos de diabásio. Legenda como na figura 10.

As amostras de diabásios da região do Cerro do Coronel, quando normalizadas pelo condrito (Thompson, 1982), apresentam um enriquecimento em elementos incompatíveis, com anomalias negativas em Nb e Ta (Figura 15 A). Segundo alguns autores, este padrão pode sugerir a presença de alguma fase residual rica em Nb e Ta, durante os processos de fusão parcial, ou ainda ser consequência de contaminação crustal (Wilson, 1989; Cox, 1980; Hawkesworth, 1985). A anomalia negativa de Sr indica o fracionamento de plagioclásio na evolução dos corpos intrusivos. Os padrões observados nestes diagramas multielementares e o comportamento dos LILEs (K, Rb, Ba, Sr, Pb), aliado ao baixos teores de HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P) são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos intraplaca (Wilson, 1989).

Quando normalizadas pelo padrão MORB (Pearce, 1983), as concentrações dos principais elementos-traço dos diabásios da região do Cerro do Coronel,

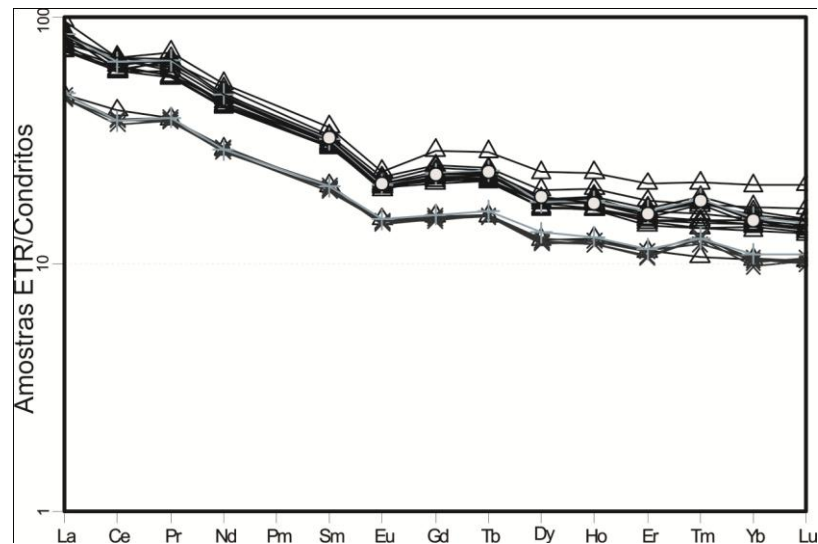
apresentam enriquecimento dos elementos entre Sr e Sm, sendo Ti, Y e Yb próximo da unidade (Figura 15 B). Este padrão geoquímico, com enriquecimento geral dos elementos mais móveis, com exceção do Sr, é característico de basaltos toleíticos de grandes províncias continentais (Wilson, 1989). Segundo alguns autores, este padrão semelhante ao de basaltos alcalinos e toleítos de ilha oceânica e as variações observadas podem ser decorrentes da participação de contaminação crustal ou da sua derivação de fontes mantélicas continentais enriquecidas (Wilson, 1989; Thompson et al., 1983, 1984). Toleítos continentais tendem a ter valores de HFSE semelhantes as do toleítos oceânicos, mas em geral são mais enriquecidos em ETR leves.

Em ambos os diagramas observa-se um leve aumento no fracionamento de alguns elementos, principalmente ETR pesados com o aumento da diferenciação.



**Figura 15** - Padrões de abundância dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito (Thompson, 1982) e MORB (Pearce, 1983). Legenda como na figura 10.

Os padrões dos elementos terras raras (ETR), quando normalizados com o padrão condrítico (Nakamura, 1974), mostram valores moderados destes elementos (ETR= 139 - 172) e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP ( $La/Yb = 4,6 - 5,6$ ). Apresentam um leve fracionamento em ETR leves ( $LaN/SmN = 2,4 - 2,8$ ) e em ETR pesados ( $EuN/YbN = 1,1 - 1,5$ ) (Figura 16). Suaves anomalias de Eu são observadas ( $Eu/Eu^*N = 0,8$ ), o que sugerem o fracionamento de plagioclásio. O padrão apresentado pelos diabásios da região do Cerro do Coronel são semelhantes aos apresentados por Wilson (1989) para basaltos toleíticos de grandes províncias continentais como os da Província Magmática do Paraná.



**Figura 16** - Padrão de distribuição dos elementos terras raras dos diabásios da região do Cerro do Coronel normalizadas pelo padrão condrítico (Nakamura, 1974). Legenda como na figura 10.

## DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A disposição das soleiras basálticas da região do Cerro do Coronel ocorre ao longo de um alinhamento NW-SE que coincide com a direção de grandes estruturas tectônicas transversais ao eixo principal da Bacia do Paraná e que tiveram muita importância na evolução estrutural da mesma. Destacam-se os Arcos de Ponta Grossa, Rio Grande, Campo Grande e São Gabriel, além de lineamentos tectono/magmáticos, como Guapiara, São Jerônimo-Criúva, rio Uruguai, Icamaquã e Piquiri (Ferreira, 1982). Os arcos são estruturas que podem ser reconhecidas por uma inflexão no embasamento cristalino. Entre os arcos de Ponta Grossa e Rio

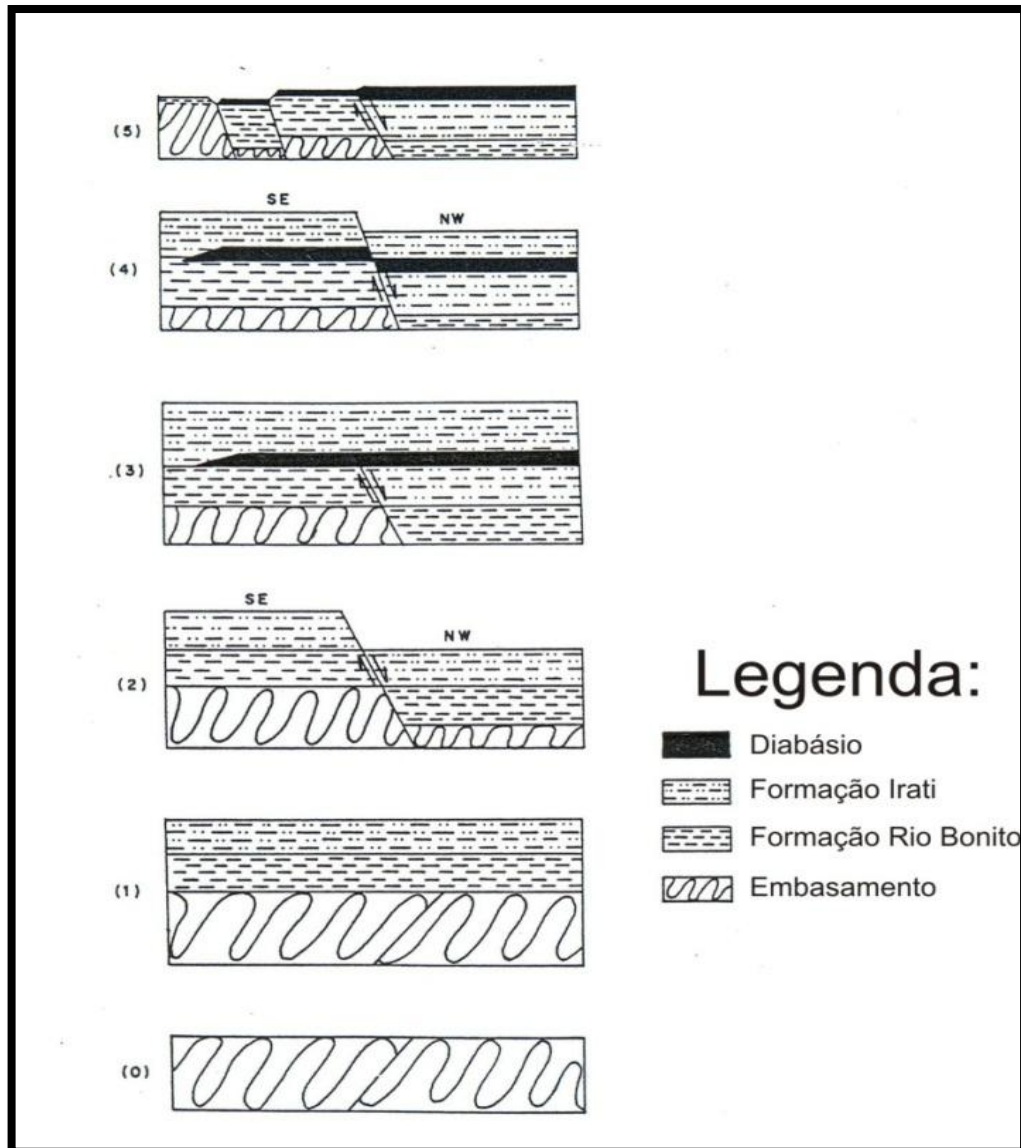
Grande ocorre a Sinclinal de Torres que, segundo Fúlfaro et al. (1982), estão associadas falhas escalonadas que rebaixaram os sedimentos da bacia, com alguns blocos situados abaixo do nível do mar, na atual plataforma continental. Deckart et al. (1998) sugerem que os lineamentos tectono/magmáticos mais importantes estariam conectados à sistemas de junção tríplice, relacionados a processos distensivos e de rifteamentos intracratônicos. Segundo estes autores, os sistemas de falhamentos constituiriam estruturas profundas que serviram de dutos para enxames de diques paralelos à costa (NE-SW) e coincidentes com a direção de abertura do Atlântico e com enxames de diques alimentadores para o sistema fissural responsável pelo vulcanismo e pela intrusão de um grande volume de soleiras (estruturas NW-SE).

Na região do Cerro Coronel as intrusões seguem a tendência regional, seguindo o alinhamento NW-SE e o condicionamento estratigráfico, evidenciado pela existência de níveis preferenciais de intrusão, sendo em primeiro lugar a Formação Irati e Rio Bonito (em toda a bacia), a Formação Botucatu (em São Paulo e Rio Grande do Sul) e Formações Serra Alta e Terezina (Paraná e Santa Catarina).

O condicionamento tectônico seria caracterizado pelas áreas em que o esforço máximo favorece as intrusões concordantes, enquanto que a formação de diques é facilitada quando o esforço vertical é maior que o horizontal (Soares, 1981). Além destes aspectos estruturais é importante salientar que um outro fator importante para a formação de soleiras é a viscosidade dos magmas. A baixa viscosidade, comuns nos magmas basálticos, permite que eles escorram com maior facilidade entre os estratos subhorizontais das unidades sedimentares. A soleira será formada a partir do momento em que o magma tenha uma densidade equivalente com a da rocha encaixante. Com isso, não haverá um gradiente de pressão suficiente para permitir a sua ascensão até a superfície.

Entre as soleiras estudadas, destaca-se a do Cerro do Coronel que se colocou concordantemente nas duas formações citadas anteriormente e devido aos processos erosivos não foi preservado o contato superior do corpo intrusivo com a Formação Irati. A soleira também foi afetada pela falha N70E que determinou a separação da intrusão em dois blocos com espessuras diferentes. O corpo de diabásio do bloco sudeste apresenta aproximadamente 30 m de espessura, ao passo que no bloco noroeste a soleira tem cerca de 180 m. Este fato evidencia uma reativação da falha que resultou no soerguimento do bloco sudeste e a descida do

bloco noroeste. A sequência de eventos proposta por Eick et al. (1984) se encontra esquematizada na figura 17. Os três corpos de diabásio localizados a sudeste do Cerro do Coronel também possuem contato concordante com as rochas sedimentares da Formação Rio Bonito, enquanto que o corpo localizado a noroeste corta concordantemente rochas sedimentares da Formação Irati.



**Figura 17** – Possíveis eventos geológicos ocorridos na área do Cerro do Coronel: 1) Deposição das Formações Rio Bonito e Irati; 2) Falhamento segundo N70E, com bloco sudeste soerguido e bloco nordeste abatido; 3) Continuação da sedimentação e intrusão do diabásio, recobrando as duas formações; 4) Reativação da falha N70E e de outras direções de deslocamento e fragmentação do diabásio; 5) Erosão da sedimentação sobre o diabásio e exposição de todas as unidades mencionadas, inclusive o embasamento, destacando-se o atual Cerro do Coronel. Modificado de Eick et al. (1984).

Soleiras e derrames são facilmente confundidos entre si quando em contato com sequências sedimentares devido às formas laminares de ambos os corpos, principalmente quando não é possível verificar as unidades encaixantes de topo,

como o que ocorre nas soleiras estudadas. Essa distinção é de grande importância, porque permite determinar a idade relativa do evento ígneo, já que um derrame é contemporâneo à sedimentação e uma soleira é posterior. Na região do Cerro Coronel foram utilizadas as seguintes características para diferenciar uma soleira de um derrame: inexistência de paleosolos ou rochas intemperizadas; abundantes disjunções colunares verticais, perpendiculares ao posicionamento da soleira; aspecto maciço do corpo com ausência de vesículas; feições de interação sedimento/lava; presença de texturas típicas de corpos intrusivos, tais como textura ofítica subofítica, micrográfica, poiquilitica; textura equigranular fina com porções pegmatíticas; silicificação no contato com as rochas encaixantes basais; ausências de algumas feições superficiais características de lavas, como cordas, tubos, superfícies escoréáceas, etc.

Os corpos intrusivos apresentam pequena diversidade faciológica caracterizada pela textura equigranular fina a muito fina, e pela presença muito localizada de bolsões pegmatóides com cristais de piroxênio e plagioclásio aciculares. Esta pouca variação faciológica e textural pode estar vinculada a pouca profundidade em que o magma cristalizou e também pela pouca espessura do corpo magmático. De uma maneira geral, a rocha caracteriza-se pela textura intergranular, evidenciada pela trama formada por plagioclásio e piroxênio, constituintes mineralógicos principais.

Os dados geoquímicos evidenciam a natureza subalcalina do magmatismo relacionado aos corpos intrusivos da região do Cerro do Coronel, cuja afinidade toleítica pode ser constatada pelas relações entre álcalis,  $\text{FeO}_t$  e  $\text{MgO}$  e pelos baixos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . A presença de quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos confirmam esta caracterização e permite interpretar estas rochas como toleítos supersaturados.

Os diabásios apresentam baixos teores de  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}$  e  $\text{Ni}$ , o que sugere que estas rochas foram formadas por um magma evoluído que sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e piroxênio.

O comportamento dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação sugere processos de diferenciação magmática, envolvendo mecanismos de cristalização fracionada controlada, principalmente, pelo fracionamento de plagioclásio e piroxênio e a incompatibilidade dos elementos

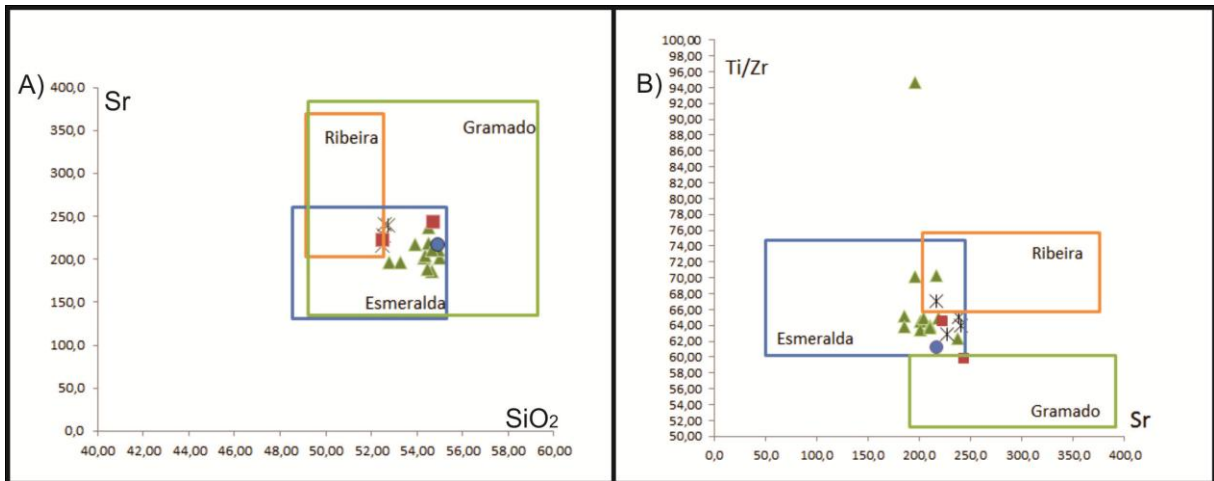
traços é característico de magmas básicos/intermediários toleíticos de ambientes continentais.

Os padrões observados nos diagramas multielementares e o comportamento dos LILEs, aliado aos baixos teores de HFSE são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos continentais. Os padrões dos elementos terras raras mostram valores moderados, quando normalizados pelo condrito e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e uma leve anomalia de Eu.

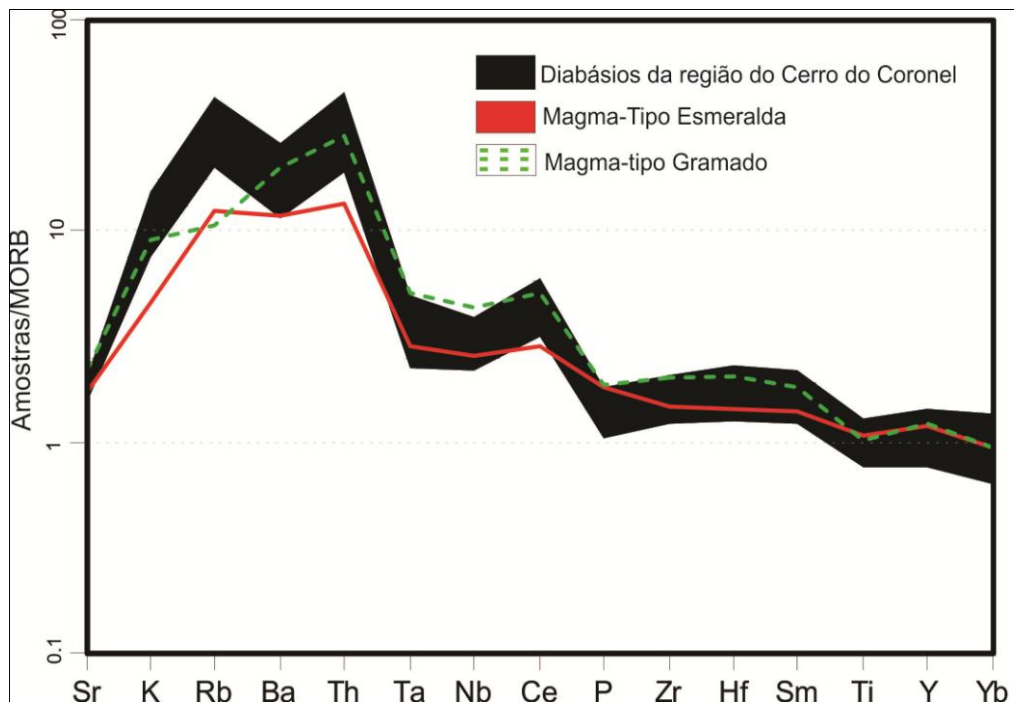
Todas as amostras estudadas apresentam concentrações de  $TiO_2$  menores que 2%, o que permite relacioná-las aos magmas do tipo Baixo-Ti, característico da subprovincia sul da Província Magmática do Paraná. Segundo vários autores (Mantovani et al., 1985; Marques et al., 1989; Peate et al., 1992) o grupo Baixo-Ti pode ser subdividido em três subgrupos, ou magmas-tipo distintos, denominados Ribeira, Esmeralda e Gramado, segundo critérios baseados nas concentrações de  $TiO_2$ ,  $SiO_2$  e outros elementos traços incompatíveis: Gramado ( $49 < SiO_2 < 60$ ;  $0,75\% < TiO_2 < 1,9\%$ ;  $140 \text{ ppm} < Sr < 400 \text{ ppm}$ ;  $Ti/Y < 300$ ;  $Ti/Zr < 60$  e  $3,5 < Zr/Y < 6,5$ ), Esmeralda ( $48 > SiO_2 > 55$ ;  $1,1\% < TiO_2 < 2,3\%$ ,  $120 \text{ ppm} < Sr < 250 \text{ ppm}$ ;  $Ti/Y < 330$ ;  $Ti/Zr > 60$  e  $2 < Zr/Y < 5$ ) e Ribeira ( $49 < SiO_2 < 52$ ;  $1,5\% < TiO_2 < 2,3\%$ ;  $200 \text{ ppm} < Sr < 375 \text{ ppm}$ ;  $Ti/Y > 300$ ;  $Ti/Zr > 65$  e  $3,5 < Zr/Y < 7$ ).

As amostras dos corpos intrusivos da região do Cerro do Coronel apresentam teores de Sr entre 185 e 244ppm, Zr/Y entre 4,1 e 5,9, Ti/Zr variando de 61 a 94, e Ti/Y entre 258 e 486, o que sugerem uma correlação com o magma do tipo Esmeralda (Figura 18). Utilizando as médias do conteúdo de elementos traços e ETR dos magmas-tipo Baixo-Ti da FSG (Peate et al., 1992, 1997) encontrados no Rio Grande do Sul, nota-se uma grande similaridade entre as assinaturas geoquímicas dos diabásios da região do Cerro do Coronel (Figura 19).

Quando comparadas com as soleiras andesito/basálticas das regiões de Manoel Viana e Agudo, região central do RS (Renner, 2010), quando normalizadas pelos valores dos basaltos tipo MORB (Figura 20 A), e pelo padrão condritico (Figura 20 B), cabe ressaltar a notável semelhança entre os grupos de rochas.

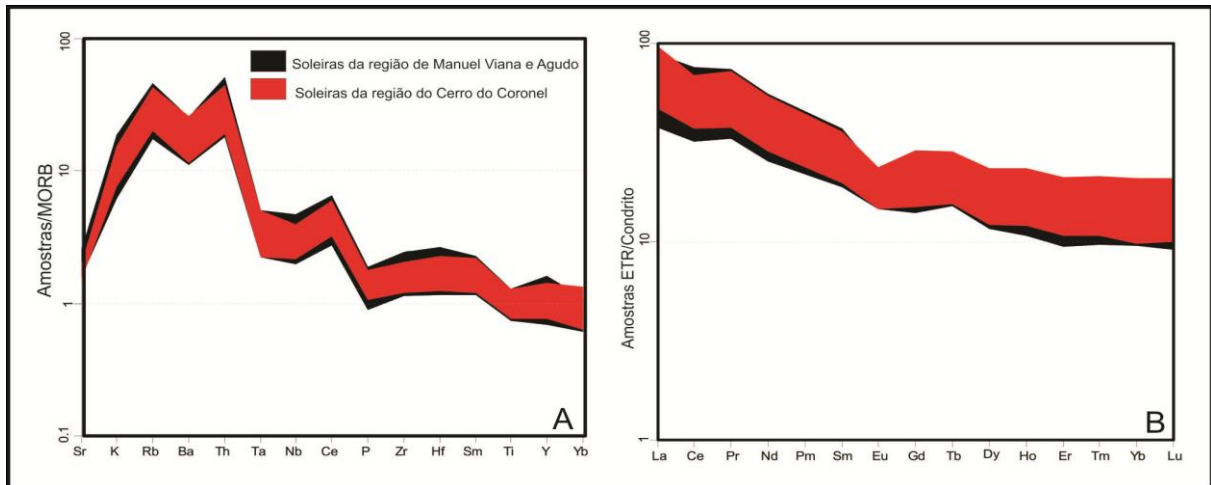


**Figura 18** - Diagramas Sr x SiO<sub>2</sub> (A), Ti/Zr x Sr (B) e mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas-tipo Baixo-Ti segundo Peate et al. (1992). Legenda: círculo – diabásio 1; triângulos – diabásio do Cerro do Coronel; quadrados – diabásio 3; asteriscos – diabásio 4.



**Figura 19** - Diagrama multielementos normalizado pelos valores dos MORB com amostras dos diabásios da região do Cerro do Coronel e média dos basaltos usados como parâmetro para os basaltos B-Ti no RS segundo Peate et al. (1992).





**Figura 20** - Diagrama multielementos normalizado pelos valores dos MORB (A) e ETR normalizado pelos valores condriticos para amostras das soleiras de diabásio da região do Cerro do coronel e regiões de Manuel Viana e Agudo segundo Renner (2010).

A evolução do magmatismo relacionado às soleiras da região do Cerro Coronel pode ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada.

Os dados geoquímicos apresentados neste trabalho indicam que os diabásios da região do Cerro do Coronel apresentam características típicas de basaltos/andesitos de afinidade toleítica com assinaturas semelhantes ao de magmatismo de grandes províncias continentais, como são vinculadas as rochas vulcânicas e hipabissais da Província Magmática do Paraná.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq (303584/2009-2, 473683/2007, 5470641/2008-8, 470203/2007-2, 470488/2010-7 e 303038/2009-8), FAPERGS (100798) e PRONEX (10/0045-6), pelos auxílios de pesquisa e bolsas de mestrado e produtividade dos autores. Agradecimentos também à logística e infraestrutura do IGEO/UFRGS.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C.D.R. Addendum. *Bol. IG-USP, Série Científica*, São Paulo, 1989. Disponível em: <[http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-62831989000100018&lng=pt&nrm=iso](http://papegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-62831989000100018&lng=pt&nrm=iso)>. acesso em 4 de junho de 2010.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; STOLFA, D. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. *TMPM*, v. 33, p. 25-47, 1984.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. 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.
- COX, K. G. A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology*, v. 21, p.629-650, 1980.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná – Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, p. 67-83, 1998.
- EICK, N. C.; LISBOA, N. A.; SCHUCK, M. T. G. de O. Geologia do Cerro Coronel, Rio Pardo, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, *Anais....* Rio de Janeiro, RJ: SBG, v. 5, p. 2450-2464, 1984.
- FERREIRA, F. J. F. Alinhamentos estruturais magnéticos de região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: *Geologia da Bacia do Paraná – reativação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro – Consórcio CESP/IPT. P. 143-166, 1982.
- FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, 590–611, 1982.
- HAWKESWORTH, C. J.; FRASER, K. J.; ROGERS, N. H. Kimberlites and lamproites: extreme products of mantle enrichment processes. *Trans. Geological Society of South Africa*. 88, 439 – 47, 1985.
- IRVINE, T. N.; BARAGUAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JANASI, V. A; FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, n. 1, p. 147-153, 2011.
- JANOŮŠEK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V.; ŠMÍD, J. Technical Note Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, v. 47, n.6., p. 1255-1259, 2006.
- JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks. *Ontario Division of Mines, Misc.*, Paper 66, p.22, 1976.

- JERRAM, D.A., MOUNTNEY, N., HOWELL, J., LONG, D., STOLLHOFEN, H. Death of a Sand Sea: an active erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society of London*, v.157, p.513–516, 2000.
- LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B. A. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745 –750, 1986.
- MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUZA, M.A., ATALLA, L., CIVETA, L., INONOCENTI, F. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coantinal Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 187-209, 1985.
- MARQUES, L.S.; FIGUEIREDO, A.M.G.; SAIKI, M.; VASCONCELLOS, M.B.A. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDY, L.V.S. & L.A. HARTMANN (Coords.), *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM/ DNPM - SBGq, p. 15-20, 1989.
- MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355, 1974.
- MILANI E.J. ; THOMAZ FILHO A. Sedimentary Basins of South América. In: CORDANI U.G.; MILANI E.J.; THOMAZ FILHO A.; CAMPOS D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. In-FólioProdução Editorial, p. 389-449, 2000.
- NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-773, 1974.
- NARDY, A.J.R. *Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná*. 1995. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, São Paulo.
- PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. SM. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South América): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, Berlin, v. 55, n. 1, p. 119-139, 1992.
- PEATE D.W. The Paraná–Etendeka province. In: MAHONEY J.J.; COFFIN M.F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. Washington, DC: American Geophysical Union, p. 217-245, 1997.
- PEARCE, J. A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, p. 230-249, 1983.
- PICCIRILLO E.M. ; MELFI A.J. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects. São Paulo: USP, 1988, 600 p.
- RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979, 1992.
- RENNER, L. C.; HARTMANN, L. A.; WILDNER, W.. Caracterização geoquímica de sills da região de Manoel Viana e Agudo, porção sul da Formação Serra Geral e comparação com os sills da porção leste e norte da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS , 4., Foz do Iguaçu, PR. *Anais...* Foz do Iguaçu, PR : SBG. 2008. 1 CD.ROM.
- RENNER L.C. *Geoquímica de Sills Basálticos da Formação Serra Geral, Sul do Brasil, com Base em Rocha Total e Micro-análise de Minerais* .2010. Tese

(Doutorado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

SCHERER, C.M.S., Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, v. 49, p.97–116, 2002.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 26, p. 81-110, 1998.

SOARES, P. C. Estratigrafia das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná, Brasil. In: CUENCAS SEDIMENTARES DE JURÁSSICO Y CRETÁCEO DE AMÉRICA DEL SUR, Buenos Aires, *Comité Sudamericano del Jurássico Y Cretáceo.*, v.1, p. 271- 304, 1981.

THOMPSON, R. N. Magmatism of British tertiary volcanics provinces. *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 50-107, 1982.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; DICKIN, A. P.; HENDRY, G.L. Continental floodbasalts...aracnids rule ok? In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) *Continental basalts an mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva. p. 158-185, 1983.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Trans R. Soc. Lond*, v. 31, p. 549-590, 1984.

VIERO, A. P.; ROISENBERG, A. Petrologia e geoquímica do Complexo Básico Lomba Grande. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, RS, v. 19, n.1, p. 41 – 54, 1992.

WILSON, M. *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin: Springer. 1989. 466p.

WAICHEL, B.L., SCHERER, C.M.S., FRANK, H.T. Basaltic lavas covering active Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169, p.59 – 72, 2008.

WAICHEL, B. L. ; LIMA, E. F. ; VIANA, A. ; Scherer, C. M. S. ; BUENO, G. ; DUTRA, G. . Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 215, p. 74-82, 2012.

WHITE I. C. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil. 2008. Relatório final apresentado a S. Ex. o Sr. Dr. Lauro Severiano Müller, Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas por I. C. White, chefe da comissão 1 de julho de 1904 a 31 de maio de 1906.1908.Tradução de Carlos Moreira. Belo Horizonte: CPRM. 617 p. Edição Comemorativa 100 anos do Relatório White. 1 CD-ROM.

WINCHESTER, J. A.; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, v. 20, p.325-343, 1977.

YODER, M. C. E.; TILLEY, C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal Petrology*, v. 3, p. 342-532, 1962.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M .A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionado à intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, RJ, v. 28, n. 4, p. 221 – 230, 1985.

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 4, p. 325 – 349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C.D.R.. Addendum. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, São Paulo, 1989. Disponível em <[http://pgegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-62831989000100018&lng=pt&nrm=iso](http://pgegeo.igc.usp.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-62831989000100018&lng=pt&nrm=iso)>. acesso em 4 de junho de 2010.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; STOLFA, D. 1984. Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. *TMPM*, v. 33, p. 25-47.
- BOSSI, J.; SCHIPILOV, A. *Rocas Ígneas Básicas del Uruguay*. Montevideo: Universidad de la República – Facultad de Agronomía. 2007.364p.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPTRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. 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.
- COFFIN, M. F.; ELDHOLM, O. Volcanism and continental break-up: A global compilation of large igneous provinces. In: *Geological Society of London Special Publication*, v.68, p. 17-30, 1992.
- COX, K. G. A model for flood basalt volcanism. *Journal of Petrology*, v. 21, p.629-650, 1980.
- DAVINO, A.; SINELLI, O.; SOUZA, A. & CORREIA, C.T. Diabásio na região nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, *Anais...* Salvador, BA: SBG, 1982. p. 1736-1744. v. 4.
- DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.S.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná – Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 80, p. 67-83, 1998.
- EICK, N. C.; LISBOA, N. A.; SCHUCK, M. T. G. de O. Geologia do Cerro Coronel, Rio Pardo, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., *Anais....* Rio de Janeiro, RJ: SBG, 1984. p. 2450-2464. v. 5.
- ERNESTO, M.; RAPOSO, M. I. B.; MARQUES, L. S.; RENNE, P. R.; DIOGO, L. A.; DE MIN, A.. Paleomagnetism, geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, v. 28, p. 321-340, 1999.
- FERREIRA, F. J. F. Alinhamentos estruturais magnéticos de região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: *Geologia da Bacia do Paraná –*

*reativação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro – Consórcio CESP/IPT. P. 143-166, 1982.

FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, 590–611, 1982.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 18117-18145, 1994.

HAWKESWORTH, C. J.; FRASER, K. J.; ROGERS, N. H. Kimberlites and lamproites: extreme products of mantle enrichment processes. *Trans. Geological Society of South Africa*. 88, 439 – 47, 1985.

HOOPER, P. R. Flood Basalt Provinces. In: SIGURDSSON, H.; HOUGHTON, B.F.; MCNUTT, S. R.; RYMER, H.; STIX, J. (Ed): *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego. 2000. p.345-359.

JANASI, V. A; FREITAS, V. A.; HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U-Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 302, n. 1, p. 147-153, 2011.

JANOUSĚK, V.; FARROW, C. M.; ERBAN, V.; ŠMÍD, J. Technical Note Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, v. 47, n.6., p. 1255-1259, 2006.

JENNER, G. J.; LONGERICH, H. P.; JACKSON S. E.; FRYER, B. J. 1990. ICP-MS a powerful tool for high precision trace-element analysis in earth sciences; evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. **Chemical Geology**, v.83., p. 133-148, 1990.

JERRAM, D.A., MOUNTNEY, N., HOWELL, J., LONG, D., STOLLHOFEN, H. Death of a Sand Sea: an active erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society of London*, v.157, p.513–516, 2000.

KUMAGAI, I.; KURITA, K. A causal relationship between a superplume and a supercontinent: Which came first? *Geophysical Research Abstracts*, v. 7, p. 9302, 2005.

LE BAS, M. J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETIN, B. A. Chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745 –750, 1986.

MACHADO, F.B. *Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozóicas de parte da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. 2005. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP.

MANIESI, V.; OLIVEIRA, M. A. F. Petrologia das soleiras de diabásio de Reserva e Salto do Itararé, PR. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, v.11, n. 2., p. 153-159, 1997.

MANTOVANI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUZA, M.A., ATALLA, L., CIVETA, L., INONOCENTI, F. Trace Element and Strontium Isotope Constrains of the Origin and Evolution of Paraná Coantinal Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, v. 26, p. 187-209, 1985.

MARQUES, L.S.; FIGUEIREDO, A.M.G.; SAIKI, M.; VASCONCELLOS, M.B.A. Geoquímica analítica dos elementos terras raras - Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: FORMOSO, M.L.L.; NARDY, L.V.S. & L.A. HARTMANN (Coords.), *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM/ DNPM - SBGq, p. 15-20, 1989.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin: an introduction. In: MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M. (Ed.). *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: USP, Instituto Astronômico e Geofísico, p.1-13, 1988.

MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355, 1974.

MILANI E.J. ; THOMAZ FILHO A. Sedimentary Basins of South América. In: CORDANI U.G.; MILANI E.J.; THOMAZ FILHO A.; CAMPOS D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. In-FólioProdução Editorial, p. 389-449, 2000.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-773, 1974.

NARDY, A.J.R. *Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná*. 1995. Rio Claro, Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, SP.

PEARCE, J. A. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) *Continental basalts an mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva, p. 230-249, 1983.

PEATE, D. W.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. SM. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South América): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, Berlin, v. 55, n. 1, p. 119-139, 1992.

PEATE D.W. The Paraná–Etendeka province. In: MAHONEY J.J.; COFFIN M.F. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*. Washington, DC: American Geophysical Union, p. 217-245, 1997.

PETERSOHN, E; VASCONCELLOS, E. M. G; LOPES, K. Petrologia de *sills* encaixados nas Formações Irati e Ponta Grossa (Bacia do Paraná) do Estado do Paraná. *Geochimica Brasiliensis*, Rio de Janeiro, RJ. v. 21, n.1., p. 58-70, 2007.

PICCIRILLO E.M. ; MELFI A.J. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin - petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: USP, 1988, 600 p.

RENNE, P. R.; ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; COE, R. S.; GLEN, J. M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. 1992. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979.

RENNER, L. C.; HARTMANN, L. A.; WILDNER, W. 2008. Caracterização geoquímica de sills da região de Manoel Viana e Agudo, porção sul da Formação Serra Geral e comparação com os sills da porção leste e norte da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DO VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS , 4., Foz do Iguaçu, PR. *Anais...* Foz do Iguaçu, PR : SBG. 1 CD.ROM.

RENNER L.C. *Geoquímica de Sills Basálticos da Formação Serra Geral, Sul do Brasil, com Base em Rocha Total e Micro-análise de Minerais*. 2010. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

SCHERER, C.M.S., Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology* ,v. 49, p.97–116, 2002.

SELF, S.; KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, v. 26, p. 81-110, 1998.

SOARES, P. C. Estratigrafia das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná, Brasil. In: *Cuencas sedimentares de Jurássico Y Cretáceo de América del Sur*, Buenos Aires, Comitê Sudamericano del Jurássico Y Cretáceo., v.1, p. 271-304, 1981.

THOMPSON, R. N. Magmatism of British tertiary volcanics provinces. *Scottish Journal of Geology*, v. 18, p. 50-107, 1982.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; DICKIN, A. P.; HENDRY, G.L. Continental flood basalts...aracnids rule ok? In: HAWKESWORTH, C. J.; NORRY, M. J. (Ed.) *Continental basalts an mantle xenoliths*. Nantwich: Shiva. p. 158-185, 1983.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L.; PARRY, S. J. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil Trans R. Soc. Lond*, v. 31, p. 549-590, 1984.

VIERO, A. P.; ROISENBERG, A. Petrologia e geoquímica do Complexo Básico Lomba Grande. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, RS, v. 19, n.1., p. 41 – 54, 1992.

WAICHEL, B. L. *Estruturação de derrames e interações lava-sedimento em Províncias Basálticas Continentais*. 2005. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.



WAICHEL, B. L.; LIMA, E. F.; SOMMER, C. A. 2006. Tipos de Derrame e Reconhecimento de Estruturas nos Basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, RS, v. 33, n.2., p. 123 – 133.

WALSH, J. N.; HOWIE R. A. An evaluation of the performance of an inductively coupled plasma source spectrometer for the major and trace constituents of silicate rocks and minerals. *Mineralogical Magazine*, v. 43, p. 967-974, 1980.

WHITE I. C. 1908. Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil. 2008. *Relatório final apresentado a S. Ex. o Sr. Dr. Lauro Severiano Müller, Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas por I. C. White, chefe da comissão 1 de julho de 1904 a 31 de maio de 1906*. Tradução de Carlos Moreira. Belo Horizonte: CPRM. 617 p. Edição Comemorativa 100 anos do Relatório White. 1 CD-ROM.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. Mantle plumes and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, Cambridge, v. 100, n. b9, p. 17.543-17.585, 1995.

YODER, M. C. E.; TILLEY, C. E. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal Petrology*, v. 3, p. 342-532, 1962.

ZALÁN, P. V.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; WOLFF, S.; VIEIRA, I. S.; MARQUES, A. Estilos estruturais relacionado à intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, RJ, v. 28, n. 4, p. 221 – 230, 1985.

## ANEXO

## CARTA DE SUBMISSÃO A REVISTA GEOLOGIA USP: SÉRIE CIENTÍFICA.

03/01/13

Gmail - [GUSPSC] Agradecimento pela submissão



Carla Treib &lt;carla.treibs@gmail.com&gt;

**[GUSPSC] Agradecimento pela submissão**

1 mensagem

**Nanci Iurico Assakura** <publigc@usp.br>

3 de janeiro de 2013 15:46

Responder a: Carla Cecília Treib Sarmento &lt;carla.treibs@gmail.com&gt;

Para: Carla Cecília Treib Sarmento &lt;carla.treibs@gmail.com&gt;

Carla Cecília Treib Sarmento,

Agradecemos a submissão do trabalho "CORPOS HIPABISSAIS ASSOCIADOS À FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DO CERRO DO CORONEL, RS: GEOLOGIA E PETROLOGIA." para a revista Geologia USP. Série Científica. Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspssc/author/submission/60>

Login: carlatreib

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Nanci Iurico Assakura  
Geologia USP. Série Científica

---

Geologia USP. Série Científica  
<http://submission.ppegeo.igc.usp.br/index.php/guspssc>