

## Corpos hipabissais correlacionados à Formação Serra Geral na região do Cerro do Coronel, RS: geologia e petrologia

### *Hypabyssal bodies correlated with Serra Geral Formation in the Cerro do Coronel region, RS: geology and petrology*

Carla Cecília Treib Sarmiento<sup>1</sup>, Carlos Augusto Sommer<sup>1</sup>, Evandro Fernandes de Lima<sup>1</sup>, Diego Skieresz de Oliveira<sup>1</sup>  
<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, Avenida Bento Gonçalves 9500, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, BR (carla.treibs@gmail.com; casommer@sinos.net; eflgeologo@gmail.com; dgosz1@gmail.com)

Recebido em 03 de janeiro de 2013; aceito em 14 de março de 2014

#### 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 com 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 à Formação Serra Geral e formam um alinhamento 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 localmente subofítica. São constituídos essencialmente por plagioclásio, augita, minerais opacos e, raramente, olivina. Apatita e quartzo ocorrem como minerais acessórios. Mesóstase fêlsica ocorre como etapa final da cristalização. Os dados geoquímicos de elementos maiores e elementos-traço permitem classificar as rochas desses corpos hipabissais como andesitos basálticos de afinidade toleítica, cuja evolução deu-se por mecanismos de cristalização fracionada, envolvendo principalmente o fracionamento de plagioclásio e augita. As características dos elementos maiores, elementos-traço e elementos terras raras são compatíveis com as apresentadas para magmatismo vinculado a grandes províncias basálticas continentais, como Províncias do Deccan Traps, Paraná-Etendeka, Columbia River, Siberian Traps e Karoo. Estas rochas apresentam concentrações de  $\text{TiO}_2$  inferiores a 2%, mostrando uma tendência para o magma-tipo Esmeralda da Província Magmática do Paraná.

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

#### Abstract

The Serra Geral Formation is characterized by an expressive volume of tholeiitic basic lava flows and a subordinate presence of acid volcanites. Intrusive bodies (dikes and sills) are correlated to this unit, and, along with volcanic deposits, constitute the Parana Magmatic Province. This research is about the geological and petrological investigation of basic-intermediate intrusions of the Cerro Coronel region, southeast of the city of Pantano Grande, RS. These hypabyssal bodies are stratigraphically linked to the Serra Geral Formation and form an alignment with NW-SE orientation. They are intrusive in sedimentary rocks of Irati and Rio Bonito Formations. All intrusives present columnar disjunctions and are affected by strong NE and NW fracturing. The small facies variation is predominantly constituted by fine equigranular rocks and, rarely, porphyritic terms. Intergranular texture is a very common feature, but subophitic texture is present too. Primary mineralogy is characterized by plagioclase, augite, opaque minerals and, scarcely, olivine. Apatite and quartz occur as accessory minerals. Mesostasis of felsic composition occurs as the final stage of crystallization. Geochemical data of major and trace elements allow the classification of the rocks as basaltic andesite with tholeiitic affinity, whose evolution occurred probably by fractionated crystallization mechanisms, involving mainly plagioclase and augite. The characteristics of the major, trace, and rare earth elements are compatible with those presented for magmatism related to large continental tholeiitic provinces such as Deccan Traps, Paraná-Etendeka, Columbia River, Siberian Traps and Karoo. These rocks have concentrations below 2% of  $\text{TiO}_2$ , showing a tendency to Esmeralda magma-type of the Paraná Magmatic Province.

**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, concentram-se cerca de 90% dessa 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.

As intrusões de rochas básicas toleíticas correlacionadas com os derrames da FSG são fenômenos comuns na Bacia do Paraná. Estudos recentes demonstram que o volume referente a esses corpos intrusivos do tipo soleira é de pelo menos 112.000 km<sup>3</sup> (Frank et al., 2009). As soleiras estão em sua maioria encaixadas nos sedimentos paleozoicos 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. Constata-se nessas rochas a mesma tendência geoquímica dos basaltos, com suítes alto-TiO<sub>2</sub> e baixo-TiO<sub>2</sub> (Valente et al., 2007; Corval, 2009).

No Rio Grande do Sul, a Província Magmática do Paraná 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 eles, destacam-se o Complexo Básico Lomba Grande (Viero e Roisenberg, 1992), de composição picrítica a andesito basáltica, e as soleiras de composição andesito basáltica localizadas 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 basálticas ao longo de um alinhamento NW que são intrusivas em rochas sedimentares das Formações Irati e Rio Bonito. Neste trabalho, são apresentados e discutidos os dados petrográficos e geoquímicos dessas soleiras. Estas rochas hipabissais apresentam composições químicas intermediárias próximas do 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, elementos-traço e elementos terras raras (ETR). As amostras foram preparadas com a utilização do pulverizador de bolas de ágata que permite a obtenção de frações inferiores a 200 *mesh*. As análises foram obtidas no *Acme Laboratories Ltda* (Canadá) utilizando-se a técnica de ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry*) para os elementos maiores e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para os elementos-traço e elementos terras raras. Os limites de detecção para a maioria dos elementos maiores ficaram na ordem de 0,1% e de 0,1 ppm para os elementos-traço. Os dados litoquímicos foram tratados em diagramas binários e ternários construídos 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.

No modelamento com elementos maiores, utilizou-se o programa computacional *Petrograph* (Petrelli et al., 2005), que se baseia no princípio da subtração de fases, semelhante ao clássico problema de subtração, idealizado em forma gráfica por Bowen (1928). O procedimento do programa é o de um típico balanço de massas, associado a um método de mínimos quadrados. A partir de líquido parental e final preestabelecidos, é calculada a proporção provável mais adequada de cada fase mineral conhecida a ser subtraída do líquido inicial, bem como a quantidade de fracionamento necessária para atingir a composição final do líquido.

## 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 1). É constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar que abrange os períodos Ordoviciano Superior ao Cretáceo Superior e 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).

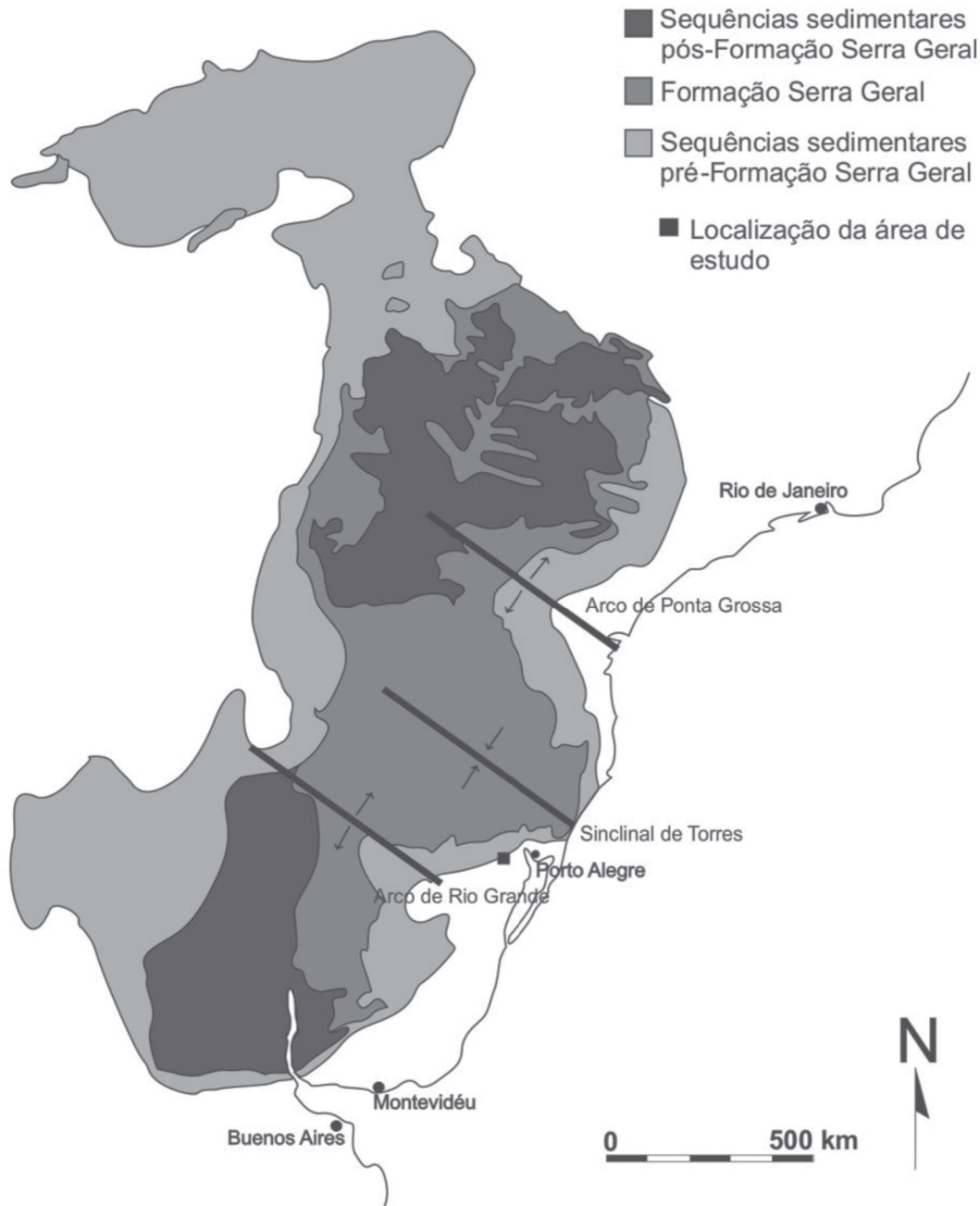
A Supersequência Gondwana III é caracterizada por uma sequência sedimentar basal relacionada a ambientes eólicos (Formação Botucatu), sobreposta por uma espessa sucessão vulcânica (FSG), abrangendo uma área de mais

de 917.000 km<sup>2</sup> no Brasil, Paraguai, Uruguai e na Argentina e com volume de aproximadamente 450.000 km<sup>3</sup> (Frank et al., 2009). Essas 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). Durante o processo de subsidência sin-vulcânico, essas estruturas induziram a formação de sub-bacias, exercendo assim um importante papel na evolução estrutural da bacia e influenciando seus limites atuais.

A 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



Fonte: modificado de Waichel (2005).

**Figura 1.** Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná com a localização da área de estudo.

(riolitos, riolacitos) ocorrem subordinadamente no topo da sequência vulcânica, principalmente no extremo sul do Brasil. É comum a ocorrência de grande quantidade de corpos intrusivos (soleiras e diques) de composição básica a intermediária, geralmente associados a 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. Tais feições sugerem 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). Ele se fundamenta na morfologia dos derrames básicos e ácidos, paleotopografia e taxas de efusão, complementando 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  $\text{TiO}_2$  superiores a 2%, e basaltos baixo-Ti, com teores inferiores a 2%. Subdivisões desses grupos em magmas-tipo foram propostas por Peate et al. (1992) e Peate (1997), tendo como base principalmente a abundância de elementos-traço e razões entre eles. Os magmas-tipo que possuem razões  $\text{Ti/Y} > 300$  e que ocorrem, predominantemente, na porção norte da província foram denominados de Pitanga, Paranapanema e Ribeira. Os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici têm razões  $\text{Ti/Y} < 300$  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 representadas por dacitos, riolacitos, quartzo latitos e riolitos, hipohialinos, porfiríticos a fortemente porfiríticos. As rochas ácidas do tipo Palmas correspondem a riolitos e riolacitos, tipicamente afíricos, holohialinos a hipocrystalinos. 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). O principal fator de distinção destes grupos é a abundância de elementos incompatíveis. A fácies Chapecó tem valores de  $\text{Zr} > 500$  ppm,  $\text{Ba} > 900$  ppm e  $\text{Sr} > 250$  ppm, enquanto a fácies Palmas apresenta valores de  $\text{Zr} < 400$  ppm,  $\text{Ba} < 800$  ppm e  $\text{Sr} < 170$  ppm (Peate et al., 1992).

Renne et al. (1992) sugerem que as idades das rochas básicas e ácidas da porção sul da Bacia do Paraná situam-se entre  $131,4 \pm 1,6$  e  $132,9$  Ma, sendo que as mais jovens estão nas regiões norte e central ( $129,9 \pm 0,1$  e  $131,9 \pm 0,9$  Ma). Thiede e Vasconcelos (2010) obtiveram resultados que

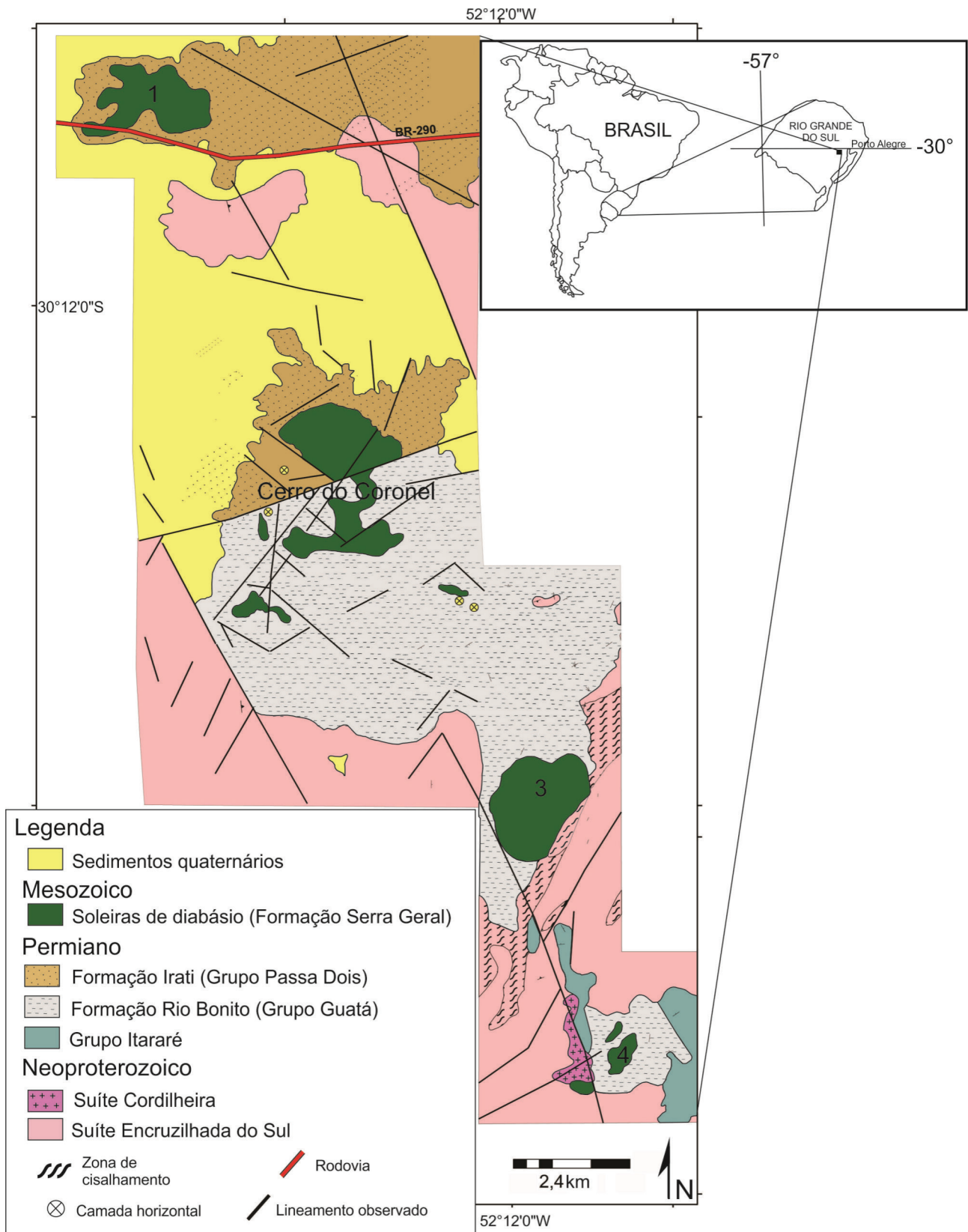
confirmam as idades obtidas por Renne et al. (1992) por meio do método geocronológico  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $134,7 \pm 1$  Ma) para os basaltos da região sul da bacia. Os valores obtidos na porção norte da Bacia do Paraná são semelhantes aos obtidos no Etendeka pelos mesmos autores. Recentemente, Janasi et al. (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 de os 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 do tipo 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.

Modelos petrogenéticos obtidos a partir da investigação de corpos hipabissais mostram a importância deles para o entendimento da Província Magmática do Paraná. De acordo com Marques e Ernesto (2004), dados geoquímicos e isotópicos do Enxame de Diques de Ponta Grossa revelam que componentes astenosféricos não foram significantes na gênese desses diques e que os mesmos podem ter sido pouco afetados por processos de contaminação crustal. Idades próximas a 120 Ma observadas em diques próximos à margem continental sugerem que eles foram os alimentadores da subprovíncia norte, dos quais não há afloramentos remanescentes devido à erosão posterior (Renne et al., 1996). Datações  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  associadas a dados paleomagnéticos indicam que o pico do magmatismo de grande parte dos diques do Enxame da Diques de Florianópolis está relacionado ao intervalo de 122 – 199 Ma. Desta forma, esses diques provavelmente estão associados à distensão crustal nos estágios finais que antecederam à formação da crosta oceânica nesta latitude (Marques e Ernesto, 2004). Modelos adquiridos a partir da verificação do Enxame de Diques Serra do Mar sugerem a delaminação do manto litosférico subcontinental, englobado por células convectivas ascendentes do manto sublitosférico subjacente em níveis astenosféricos pouco profundos. Estes fenômenos ocorreriam durante um estágio avançado de rifteamento do supercontinente Gondwana (Valente et al., 2007; Corval, 2009).

## GEOLOGIA DA REGIÃO DO CERRO DO 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 (Eick et al., 1984; UFRGS, 2006) (Figura 2).





Fonte: modificado de Eick et al. (1984) e UFRGS (2006).

**Figura 2.** Esboço geológico da região do Cerro do Coronel.

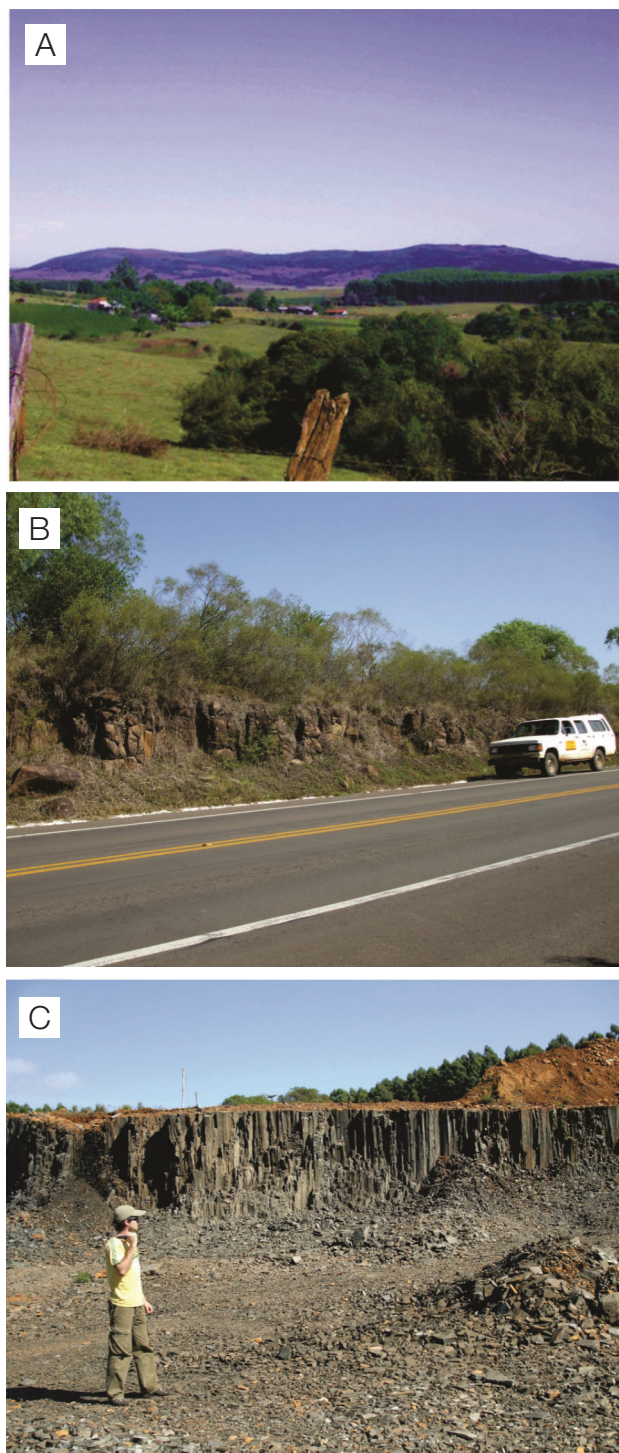
As unidades do embasamento cristalino são caracterizadas por granitoides vinculados à Suíte Intrusiva Cordilheira e à Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (Philipp et al., 2002). As rochas encaixantes das soleiras são estratigraficamente correlacionadas com duas unidades da Bacia do Paraná: Formação Rio 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 amarelas a acinzentadas e pelitos cinza-escuros 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 NE que divide o Cerro do Coronel (Figura 2), 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, que fazem contato por um falhamento N70E, sendo intrudidas concordantemente por um corpo de diabásio (Figura 3A). 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 (Eick et al., 1984). 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 está 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, têm cerca de 30 m de espessura e fazem contato com rochas da Formação Rio Bonito (Figuras 2, 3B e 3C).

Macroscopicamente, 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. Nas centrais, a textura predominante é a equigranular fina a média. Essas variações são compatíveis

com um resfriamento mais rápido nas extremidades do corpo. Bolsões gabroicos centimétricos, com textura fanerítica grossa e de mesma composição ocorrem na base da porção norte da soleira. Observam-se disjunções colunares



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



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 (Figuras 4A e 4B).

As demais soleiras são texturalmente mais homogêneas e possuem texturas equigranular fina nas porções centrais e fina a afanítica no topo e na base dos corpos. Nas soleiras a SE do Cerro do Coronel, ocorrem disjunções colunares poligonais centimetricamente espaçadas.



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

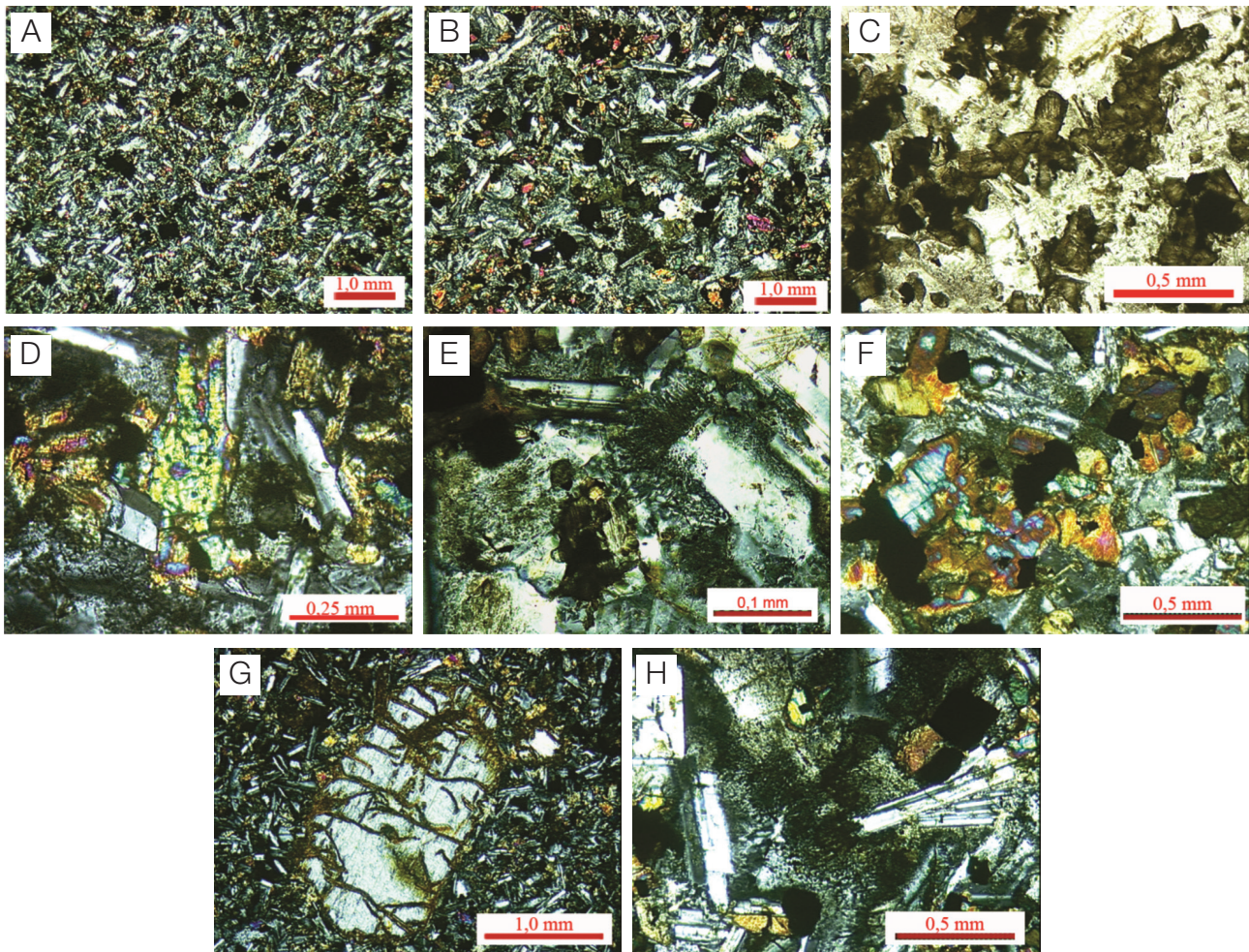


É comum a presença de porções com intenso fraturamento tabular subvertical, algumas vezes preenchidas por carbonato, assim como brechas hidráulicas constituídas por fragmentos de diabásio e matriz carbonática (Figuras 4C e 4D). Na soleira a NW do Cerro do Coronel (BR-290), as disjunções colunares diferenciam-se das dos demais corpos intrusivos por serem bem mais espaçadas, com cerca de 1 m de espessura (Figura 4E).

## ASPECTOS PETROGRÁFICOS

Em geral, as rochas correspondem a diabásios mesocráticos de cor cinza a cinza-escuro, por vezes acastanhados e eventualmente esverdeados, decorrentes de alteração para

argilominerais. Exibem textura holocristalina e são relativamente homogêneos, com granulação fina. Bolsões gabroicos de pouca expressão são localizados na base do bloco norte do corpo de diabásio, sendo caracterizados pela textura fanerítica média a grossa e pelo arranjo intergranular entre plagioclásio e augita. A origem destas porções pode estar relacionada à retenção de voláteis devido 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 ao topo das soleiras (Figuras 5A e 5B). A textura predominante é a equigranular, embora seja observada a presença de poucos fenocristais de plagioclásio e augita. Xenólitos milimétricos de mesma composição também ocorrem de maneira muito subordinada.



**Figura 5.** 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 amarronzado, além de minerais opacos (polarizadores paralelos: LN); (D) textura subofítica, com os cristais de clinopiroxênio incluindo parcialmente os cristais de plagioclásio (polarizadores cruzados: LP); (E) cristal de plagioclásio com intercrescimento micrográfico nas bordas (LP); (F) textura coronítica em cristal de augita formada por uralitização (LP); (G) mesóstase félsica nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e piroxênio (LP); (H) cristais de olivina com bordas e fraturas preenchida por iddingsita (LP).



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 augita. Nos demais corpos, a textura intergranular é dominante, e a textura subofítica ocorre de maneira subordinada (Figuras 5C e 5D). Nos produtos finais de cristalização, observa-se a textura micrográfica (Figura 5E) e, de forma mais rara, a mirmequítica. Em algumas amostras, é observada a uralitização do clinopiroxênio, que é parcialmente substituído por anfíbio fibroso, provavelmente sob condições tardi-magmáticas a subsolidus (Figura 5F).

Os bolsões gabroicos são caracterizados pelo intercrescimento de clinopiroxênio e plagioclásio. A feição está 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; apatita é uma fase acessória frequente. É comum a presença de material de baixa cristalinidade opticamente interpretado como mesóstase fêlsica. Os volumes em porcentagem dos minerais nas rochas estudadas foram obtidos por meio de estimativa visual, resultando nos seguintes dados: plagioclásio (40%); piroxênio (35%); minerais opacos (10%); quartzo (1%); minerais de alteração (4%) e mesóstase (10%). Consequentemente, a classificação petrográfica incidiu em augita diabásio.

Plagioclásio ocorre como prismas, subédricos a euédricos e normalmente alongados, com dimensões entre de 0,2 a 1,3 mm. Nas porções de textura gabroica, assumem um hábito acicular e por vezes esquelético, 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 fenocristais são observados, formando algumas vezes agregados glomeroporfíricos, com tamanho variando entre 0,8 e 2,0 mm e, ocasionalmente, com zonação normal bem desenvolvida. O teor de An é de aproximadamente 52 (Andesina/Labradorita).

Os cristais de augita 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. Raros fenocristais 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 hidróxidos de ferro como produtos de alteração intempérica. Nas porções de granulação mais grossa, os cristais de augita têm dimensões variando entre 1,0 e 8,0 mm e desenvolvem textura simplectítica e esquelético com o plagioclásio. Muitas vezes são incluídos parcialmente ou totalmente no plagioclásio.

Olivina é rara. Foram identificados 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 5G). As características determinadas por microscópio eletrônico de varredura (MEV/EDS) indicam uma composição com  $Fo > 50\%$ .

Quartzo é escasso e ocorre como produto intergranular, por vezes formando subgrãos (0,2 a 0,5 mm) ou intercrescido com o feldspato, definindo uma textura micrográfica. Os minerais opacos apresentam geralmente faces retas e estão quase sempre associados aos piroxênios e, muitas vezes, inclusos nestes e nos plagioclásios. O hábito sugere que pertencem ao grupo dos óxidos de Fe e Ti. Representam aproximadamente 10% da rocha estudada.

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

A mesóstase fêlsica é formada por um material homogêneo de coloração castanha-clara e baixo relevo, birrefringência baixa (cinza) e extinção ondulante. Varia de 10 a 12% do volume da amostra e pode ser interpretada como um agregado zeolítico tardio. Podem ser observadas também formas vermiculares ou dendríticas, configurando a textura micrográfica e granofírica, identificadas como intercrescimentos quartzo-feldspáticos. Ocorrem nos interstícios entre os cristais de plagioclásio e augita (Figura 5H).

## LITOQUÍMICA

Dados químicos dos diabásios da região do Cerro do Coronel são apresentados na Tabela 1. As rochas investigadas são quimicamente equivalentes a andesitos basálticos no diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), com concentrações de  $SiO_2$  entre 52,47 e 54,99% e de álcalis entre 5,15 e 3,55%. As amostras se localizam no campo subalcalino de Irvine e Baragar (1971) e perto do limite entre basaltos e andesitos basálticos, definido pela correlação entre elementos-traço de baixa mobilidade (Figuras 6A e 6B).

A afinidade toleítica do magmatismo é marcada pelo enriquecimento de  $FeO_t$  em relação ao MgO nos diagramas  $FeO_t/MgO \times SiO_2$  de Miyashiro (1974) (Figura 7) e AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 8A), aliado a baixos valores de  $Al_2O_3$  (Wilson, 1989). Em ambos os diagramas, observa-se uma tendência de diminuir a razão  $FeO_t/MgO$  nas porções basais da soleira do Cerro do Coronel e das intrusões da porção sul da área. O enriquecimento em Mg destas rochas explica o posicionamento delas no campo dos basaltos toleíticos alto-Fe no diagrama de Jensen (1976) (Figura 8B).

**Tabela 1.** Resultados litoquímicos das amostras da área de estudo para elementos maiores (%), menores e elementos-traço (ppm).

Amostras: Sigla: CCO	Soleira 1		Soleira 2 (Cerro do Coronel)							
	035C	003B	Base			Zona intermediária				
			005B	011B	011-1B	007B	012B	017A	018B	025B
SiO <sub>2</sub>	54,90	54,68	54,49	54,64	52,79	54,99	54,44	54,38	53,30	54,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,97	12,63	12,47	12,75	13,66	12,70	12,86	12,95	13,06	12,83
FeO <sub>(m)</sub>	13,16	13,09	13,16	12,81	11,64	13,23	12,98	13,45	13,47	13,29
MnO	0,20	0,19	0,18	0,18	0,22	0,18	0,18	0,19	0,20	0,18
MgO	3,17	3,02	2,83	3,14	5,55	2,96	3,04	3,26	3,50	3,02
CaO	6,95	6,92	6,45	7,03	9,12	6,55	7,03	6,99	6,96	6,52
Na <sub>2</sub> O	2,39	2,45	2,84	2,51	2,21	2,83	2,63	2,67	2,77	2,92
K <sub>2</sub> O	2,12	2,14	2,26	2,10	1,34	2,16	2,12	2,12	1,98	2,23
TiO <sub>2</sub>	1,91	1,85	1,92	1,81	1,31	1,90	1,87	1,91	1,89	1,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,21	0,21	0,21	0,14	0,21	0,20	0,20	0,18	0,21
PF*	0,30	1,20	1,50	1,20	0,50	0,60	1,00	0,20	1,00	0,80
Total	99,75	99,84	99,77	99,81	99,78	99,78	99,80	99,82	99,81	99,83
Rb	77	77	82	71	44	76	73	75	69	81
Ba	502	421	516	418	284	481	457	427	405	455
Sr	217	185	237	185	196	201	189	204	196	219
Ga	21	20	21	18	18	19	19	21	20	21
Zr	186	170	184	170	118	176	179	171	160	176
Y	35	31	35	29	23	43	30	30	29	37
Nb	14	13	13	12	8	13	12	12	12	13
Sc	40	39	39	39	43	39	40	41	42	40
V	514	514	553	477	373	510	502	593	634	494
Co	46	41	43	41	46	43	42	46	49	45
Ni	6	7	6	9	10	7	8	8	7	7
Cu	175	170	142	163	138	159	171	161	155	175
Zn	72	52	51	69	42	61	73	62	54	54
La	28,1	26,9	27,8	24,5	16	31,8	25,9	24,9	24,1	28,1
Ce	59,3	56,9	59,7	53,6	36	59,7	58,3	55	52	53
Pr	7,5	7,1	7,3	6,5	4,4	8	6,8	6,4	6,4	7,4
Nd	30,8	29,5	31,2	28,6	18,4	34	28,6	27,5	27	30
Sm	6,6	6,2	6,3	6,1	4,2	7	6,3	6	6,1	6
Eu	1,6	1,6	1,6	1,6	1,2	1,8	1,6	1,6	1,6	1,6
Gd	6,4	6,2	6,4	6	4,3	8	6,2	6,1	5,9	6,6
Tb	1,1	1,03	1,08	1,03	0,74	1,3	1,1	1	1	1,1
Dy	6,4	6,03	6,3	5,8	4,3	8,1	6,	5,8	5,8	6
Ho	1,2	1,2	1,3	1,2	0,9	1,6	1,2	1,2	1,2	1,3
Er	3,6	3,4	3,7	3,3	2,5	4,8	3,5	3,4	3,3	3,6
Tm	0,5	0,4	0,48	0,42	0,3	0,64	0,45	0,44	0,42	0,5
Yb	3,3	3,2	3,35	3,1	2,3	4,6	3,3	3,2	3	3,3
Lu	0,49	0,47	0,52	0,46	0,3	0,7	0,5	0,5	0,45	0,5
Hf	5,3	5,3	5	5	3,3	4,8	5,4	4,8	4,8	5,1
Ta	0,9	0,7	0,9	0,8	0,5	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9
Th	8,2	8	8,9	8,8	5	8,6	7,5	8,3	7,1	7,9
U	1,9	1,9	1,8	1,7	1,1	1,3	1,8	1,9	1,4	1,3

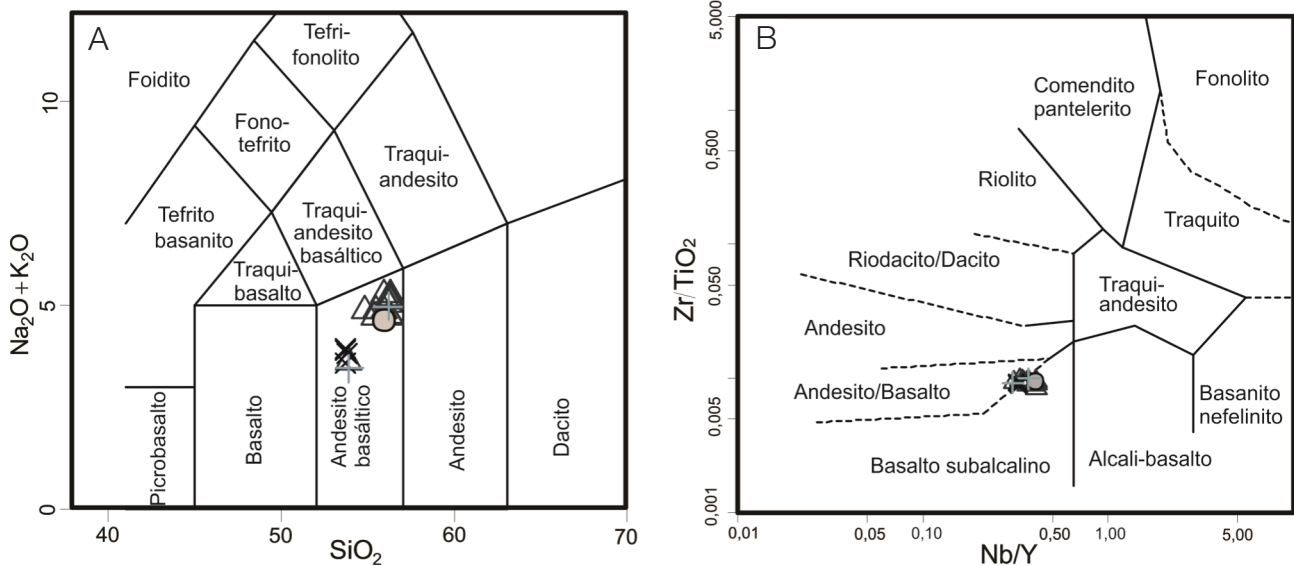
\*Perda ao fogo.

Continua...

Tabela 1. Continuação.

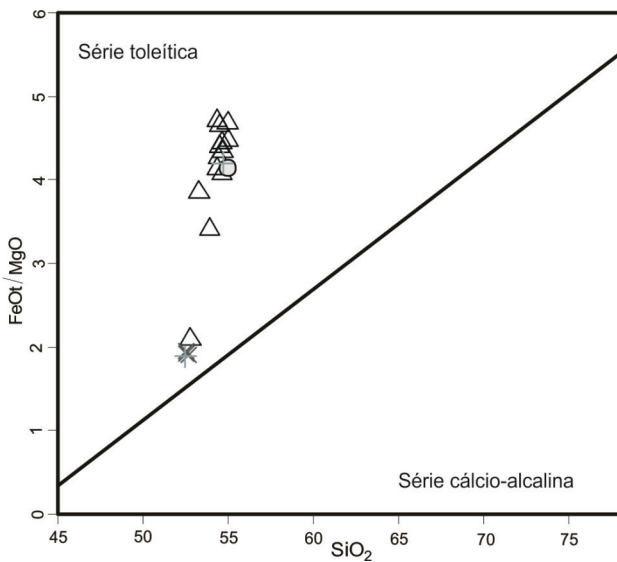
Amostras: Sigla: CCO	Soleira 2 (Cerro do Coronel)				Soleira 3		Soleira 4			
	Topo				Base	Topo	Base		Topo	
	008B	027B	028A	029B	030B	031A	033B	033F	034A	034H
SiO <sub>2</sub>	54,33	54,97	54,67	53,92	52,47	54,71	52,57	52,51	52,72	52,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,76	12,67	12,55	13,09	14,05	12,72	13,99	13,87	13,87	14,00
FeO <sub>(m)</sub>	13,23	13,34	13,23	12,70	10,95	13,24	11,29	11,27	11,27	11,27
MnO	0,16	0,18	0,17	0,21	0,17	0,18	0,19	0,19	0,19	0,18
MgO	2,81	2,85	2,98	3,72	5,80	3,15	5,81	5,79	5,89	5,87
CaO	6,49	6,56	6,78	7,37	9,25	6,57	8,89	8,98	9,01	9,20
Na <sub>2</sub> O	2,74	2,75	2,64	2,70	2,22	2,72	2,47	2,48	2,40	2,32
K <sub>2</sub> O	2,22	2,30	2,25	1,91	1,14	2,13	1,37	1,33	1,33	1,20
TiO <sub>2</sub>	1,88	1,88	1,86	1,64	1,19	1,82	1,21	1,23	1,20	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,22	0,21	0,19	0,13	0,22	0,14	0,15	0,14	0,14
PF*	1,50	0,60	1,00	0,90	1,2	0,9	0,6	0,7	0,5	0,6
Total	99,80	99,80	99,81	99,76	99,79	99,83	99,79	99,76	99,77	99,76
Rb	80	86	83	71	40	78	52	47	50	45
Ba	510	447	408	433	265	429	247	251	249	232
Sr	201	211	210	217	223	244	241	217	239	227
Ga	20	20	20	20	19	21	19	18	18	18
Zr	177	177	173	160	110	181	113	109	110	111
Y	37	35	37	34	25	36	24	24	24	24
Nb	13	13	13	11	8	13	8	8	8	8
Sc	39	39	39	40	43	40	43	43	43	43
V	519	516	464	433	376	511	372	360	361	377
Co	41	44	44	48	51	48	46	46	49	48
Ni	6	8	6	9	19	8	11	12	12	13
Zn	146	163	156	176	86	70	130	133	136	133
La	28,7	29,3	28,5	25,5	16,2	28,2	16	15,5	15,5	15,4
Ce	57	55	52	52	33	57	34	33	32	33,3
Pr	7,4	7,6	7,5	6,8	4,4	7,5	4,4	4,3	4,3	4,2
Nd	32,5	30,4	30	27,8	18,3	30,8	18,4	18,7	18	18
Sm	6,8	6,5	6,6	6,1	4,2	6,5	4,2	4,1	4,1	4
Eu	1,7	1,6	1,7	1,5	1,2	1,6	1,2	1,1	1,1	1,1
Gd	6,9	6,5	6,8	6,2	4,4	6,4	4,3	4,2	4,3	4,1
Tb	1,15	1,2	1,1	1,05	0,8	1,1	0,7	0,7	0,7	0,7
Dy	6,9	6,3	6,2	5,7	4,6	6,1	4,3	4,2	4,2	4,2
Ho	1,4	1,2	1,3	1,2	0,9	1,3	0,9	0,8	0,9	0,8
Er	4,06	3,6	3,8	3,	2,6	3,7	2,5	2,4	2,5	2,4
Tm	0,52	0,5	0,56	0,5	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4
Yb	3,8	3,5	3,6	3,2	2,4	3,4	2,2	2,1	2,3	2,3
Lu	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4
Hf	5,2	5,5	5,3	4,7	3	5,1	3,6	3,2	3,1	3,1
Ta	0,9	0,9	0,8	0,8	0,5	0,8	0,4	0,5	0,4	0,5
Th	8,5	8	7,8	7,2	4	8,4	4,3	4,4	4,6	3,8
U	1,7	1,6	1,6	1,3	0,9	1,9	1	1	0,9	0,9

\*Perda ao fogo.



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 6.** Rochas da região do Cerro Coronel plotadas 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).



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 7.** Diagrama de classificação  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  x  $\text{SiO}_2$  de Miyashiro (1974) da rocha estudada.

Todas as rochas da região do Cerro do Coronel apresentam quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos, classificando-os como toleitos supersaturados.

Utilizando-se o MgO como índice de diferenciação para estabelecer o comportamento dos elementos

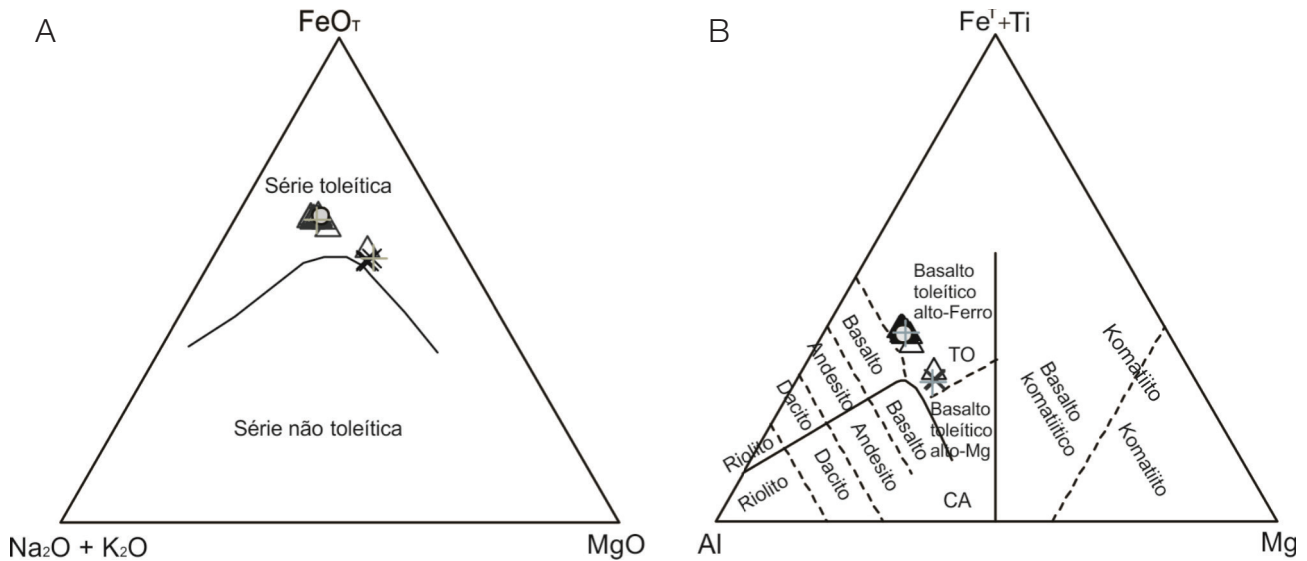
maiores e elementos-traço com a evolução do magmatismo das rochas hipabissais da região do Cerro do Coronel (Figuras 9 e 10), observa-se uma tendência de os conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e CaO diminuírem com a queda nos teores de MgO, aliados ao aumento de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}_t$  e  $\text{TiO}_2$ . Estes padrões sugerem que a evolução do magmatismo foi controlada basicamente pelo fracionamento de plagioclásio, augita e titanomagnetita. O fracionamento da olivina deve ter ocorrido somente nos termos menos evoluídos. Estas constatações são coerentes com as interpretações petrogenéticas sugeridas por Bellieni et al. (1984) e Piccirillo et al. (1988).

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

A distribuição das amostras dos diabásios do Cerro do Coronel mostra que a tendência é que os termos menos diferenciados estejam situados na porção basal do corpo intrusivo e que uma leve evolução seja observada em direção às suas porções superiores. Essa mesma tendência é observada entre as soleiras de diabásio, em que aquelas 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 diminuição dos teores de Mg. O Ni, diferentemente, tem uma correlação positiva com o MgO, sugerindo a extração desse elemento em fases máficas.





Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 8.** (A) Diagrama do tipo A ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) - F ( $\text{FeO}_T$ ) - M ( $\text{MgO}$ ) do corpo de diabásio estudado, com linha divisória entre os campos, segundo Irvine e Baragar (1971). (B) Diagrama de classificação de Jensen (1976).

Este comportamento pode ser explicado por processos de diferenciação magmática. Os conteúdos baixos de Ni e os valores de  $\text{MgO} < 6\%$  indicam uma condição relativamente 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 dos 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-horizantal 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 às suas porções superiores.

As amostras de diabásios da região do Cerro do Coronel, quando normalizadas pelo padrão do manto primitivo (McDonough e Sun, 1995), apresentam um enriquecimento em elementos incompatíveis, com anomalias negativas em Nb e Ta (Figura 11A). Segundo alguns autores, esse 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; Piccirillo et al., 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 (*Large Ion Lithophile Elements*) (K, Rb,

Ba, Sr, Pb), aliados aos baixos teores de HFSE (*High Field Strength Elements*), (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P), são muito semelhantes aos de basaltos toleíticos intraplaca (Piccirillo et al., 1989). Observa-se um leve aumento no fracionamento de alguns elementos, principalmente ETR pesados com o aumento da diferenciação.

Os padrões dos elementos terras raras, quando normalizados com o padrão do condrito C1 (McDonough e Sun, 1995), mostram valores moderados desses elementos ( $\Sigma_{\text{ETR}} = 90 - 172$ ) e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4,7 - 5,8$ ). Apresentam um leve fracionamento em ETR leves ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N = 2,4 - 2,8$ ) e em ETR pesados ( $\text{Eu}_N/\text{Yb}_N = 1,1 - 1,5$ ) (Figura 11B). Suaves anomalias de Eu são observadas ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*_N = 0,8$ ), que sugerem o fracionamento de plagioclásio. O padrão apresentado pelos diabásios da região do Cerro do Coronel é semelhante aos padrões apresentados por Peate et al. (1992, 1997, 1999), Marques et al. (1989) e Hawkesworth et al. (2000) para basaltos toleíticos de grandes províncias continentais como os da Província Magmática do Paraná.

A assinatura litoquímica das soleiras da região de Manoel Viana e Agudo, RS (Renner, 2010), é bastante semelhante à da região do Cerro do Coronel. Os valores de ETR leves se apresentam mais elevados do que os de ETR pesados e anomalias negativas de Nb, Ta e Sr (Figura 11A). Nos padrões de elementos terras raras (Figura 11B), pode-se notar uma suave anomalia de Eu, e os valores baixos a moderados desses elementos

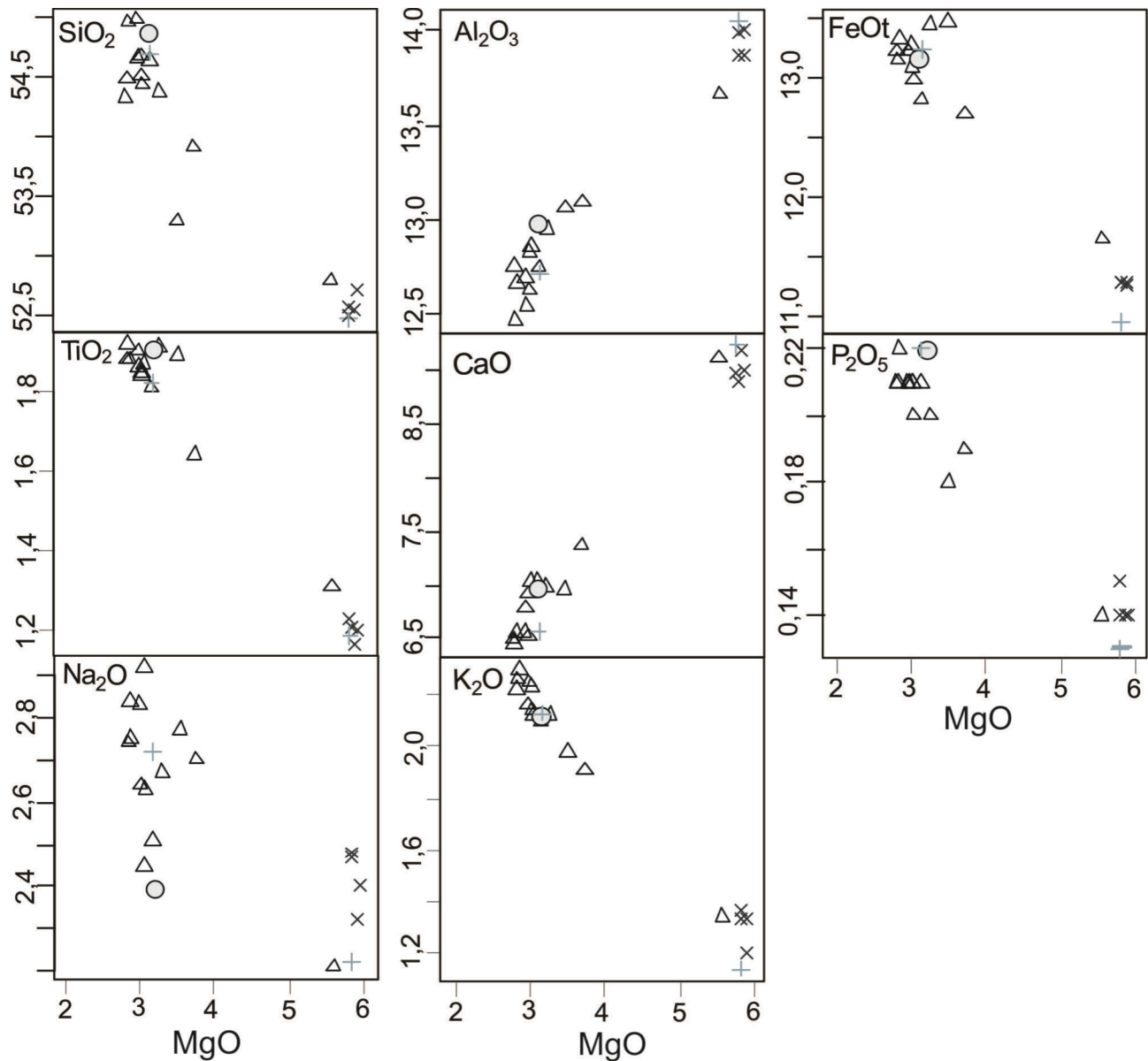
( $\Sigma_{ETR} = 127,71$ ) são característicos de rochas do tipo baixo-Ti (Formoso et al., 1989).

### Modelamento do Magmatismo

Entre os processos de diferenciação magmática, um dos mais efetivos é a cristalização fracionada. No estudo da evolução magmática dos corpos hipabissais da região do Cerro do Coronel, utilizou-se um modelo geoquímico tradicional de balanço de massas, cuja metodologia foi descrita nos procedimentos analíticos.

Realizou-se um teste para o intervalo de 52,79 a 54,99% de  $\text{SiO}_2$ , recalculado para base anidra, correspondendo a uma composição mais diferenciada (CCO-007B (Tabela 1)), gerada a partir de um “líquido” menos diferenciado (CCO-011-1B – Tabela 1). A amostra correspondente a composição menos diferenciada situa-se na base da soleira principal, enquanto a amostra mais diferenciada situa-se na porção intermediária da soleira.

A escolha das fases minerais para o fracionamento fundamentou-se nos estudos petrográficos, e as composições das fases minerais foram extraídas de Renner (2010)



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 9.** Diagrama de variação de elementos maiores (%) em função do MgO (%) dos corpos de diabásio.

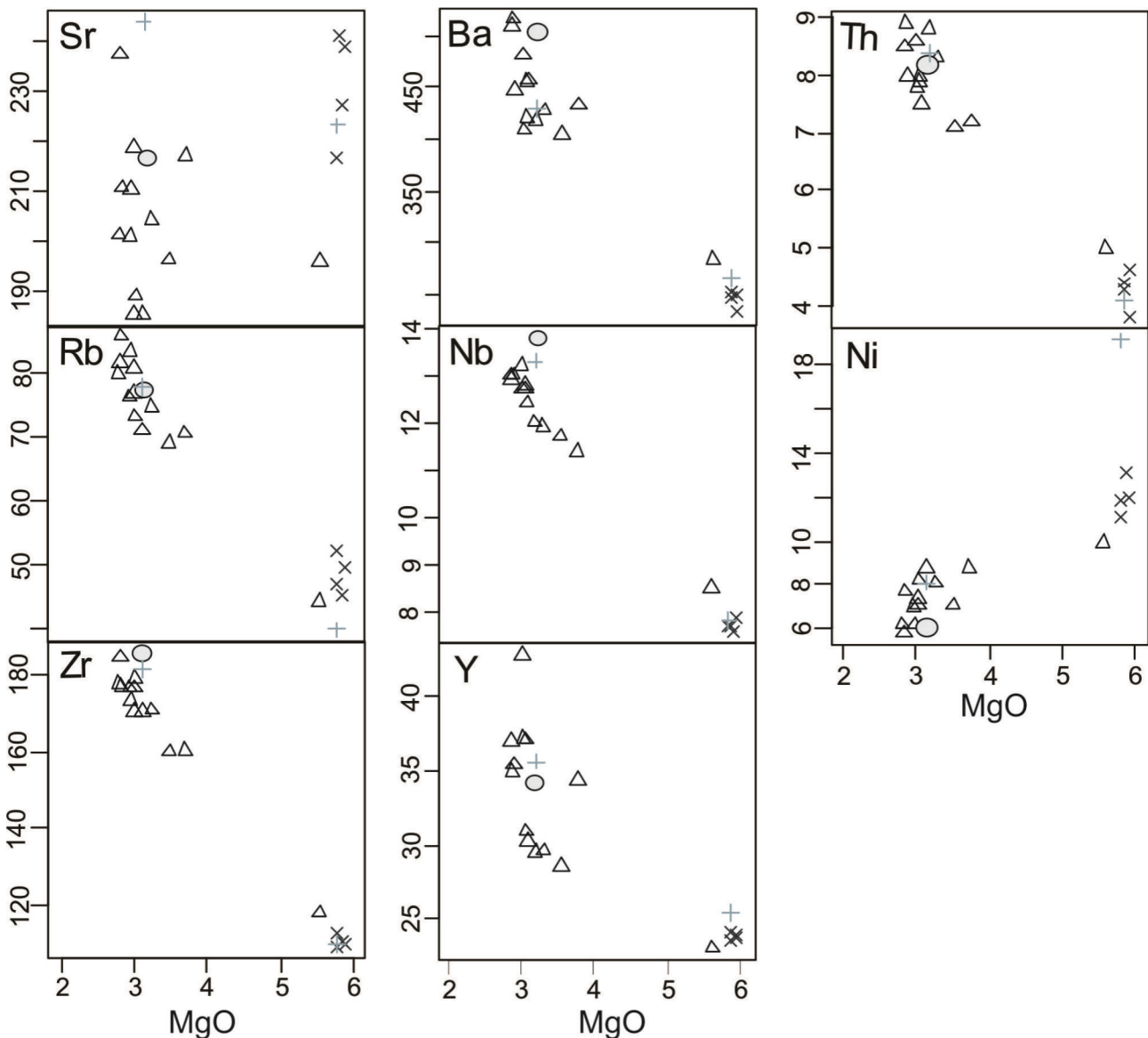
(plagioclásio, augita e titanomagnetita) e Ngonge et al. (2013) (olivina), que descreveram rochas com mineralogia e afinidade geoquímica semelhantes às das rochas estudadas. Os coeficientes de partição utilizados foram compilados por Rollinson (1993).

Os resultados obtidos são coerentes com a hipótese de cristalização fracionada, representando uma evolução de um líquido menos diferenciado para uma composição mais diferenciada. Os dados e resultados apresentados na Tabela 2 indicam baixo somatório do quadrado dos resíduos (<1), com a extração de 32,78% na condição de

fracionado, envolvendo a cristalização de olivina, plagioclásio, augita e titanomagnetita do líquido parental.

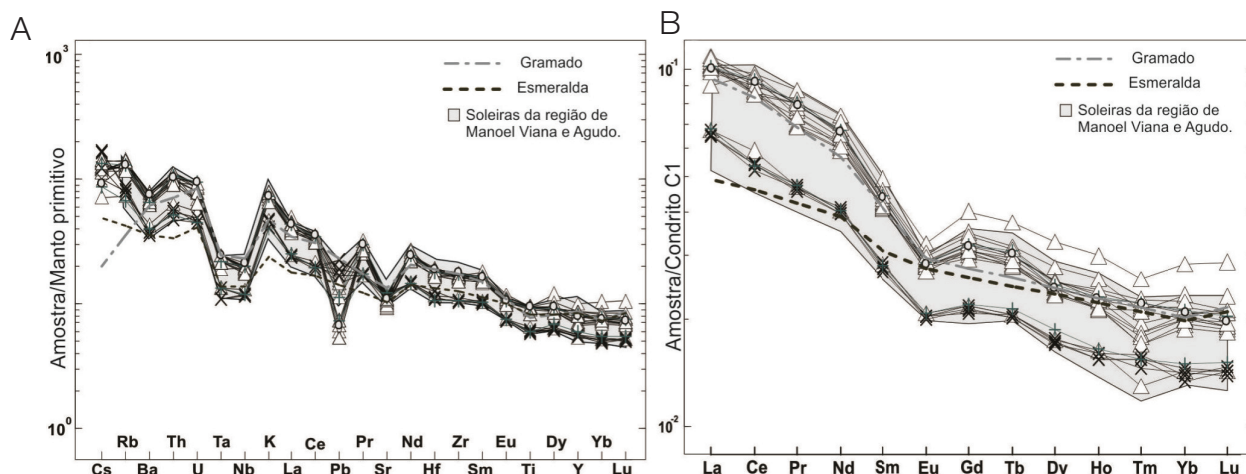
## DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

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, que tiveram muita importância na sua evolução estrutural.



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

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



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 11.** Padrões de abundância de (A) elementos-traço e (B) elementos terras raras normalizados em relação ao manto primitivo e ao condrito C1 (McDonough e Sun, 1995) das rochas estudadas das soleiras da região de Manoel Viana e Agudo (Renner, 2010) e dos magmas-tipo Esmeralda e Gramado (Peate et al., 1992).

**Tabela 2.** Cálculo de balanço de massas para elementos maiores, envolvendo líquidos básicos menos evoluídos e mais evoluídos dos corpos hipabissais da região do Cerro do Coronel. Análises recalculadas para 100%. Composições dos minerais (%) extraídas de Renner (2010) e Ngonge et al. (2013).

	$L_0$	$L_1$	Cpx	OI	Ti-mag	PI	F	$\Delta_o$	$\Delta_1$	Resíduos $\Delta_o - \Delta_1$
SiO <sub>2</sub>	53,1	55,44	49,7	39,03	39,03	51,91	48,09	2,337	2,41	-0,073
TiO <sub>2</sub>	1,21	1,91	0,82	0,00	0	0,16	1	1	0,306	0,401
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,97	12,80	4,91	0,05	0,05	29,47	15,95	-1,167	-1	-0,137
FeO <sub>t</sub>	12,61	14,82	6,9	17,47	17,47	1,35	7,26	2,209	2,477	-0,268
MnO	0,19	0,18	0,12	0,24	0,24	0,00	0	0	0	-0,04
MgO	5,93	2,98	16,28	42,86	42,86	0,20	11,86	-2,949	-2,909	-0,04
CaO	9,08	6,60	20,98	0,34	0,34	12,88	13,73	-2,472	-2,335	-0,137
Na <sub>2</sub> O	2,42	2,85	0,28	0,00	0	3,89	1,97	0,436	0,289	0,147
K <sub>2</sub> O	1,34	2,18	0	0,00	0	0,13	0,06	0,838	0,693	0,145
Fases fracionadas (%):			-11,7	-4,54	-079	-15,76				
Fases fracionadas (100%):			35,7	13,84	2,4	48,06				
Fases adicionadas (100%):			0	0	0	0				
Fases subtraídas (100%):			35,7	13,84	2,4	48,06				
Soma dos quadrados dos resíduos:										0,32
Total fracionado (%):										32,78

$L_0$  = líquido inicial (CCO-007B);  $L_1$  = líquido final (CCO-011-1B); F = composição do fracionado;  $\Delta_o$  = diferença observada entre magmas;  $\Delta_1$  = diferença calculada entre magmas.

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, Içamaquã 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 à qual, 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 a sistemas de junção tríplex, relacionados a processos distensivos e de rifteamento sintracratônicos. Segundo os 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).

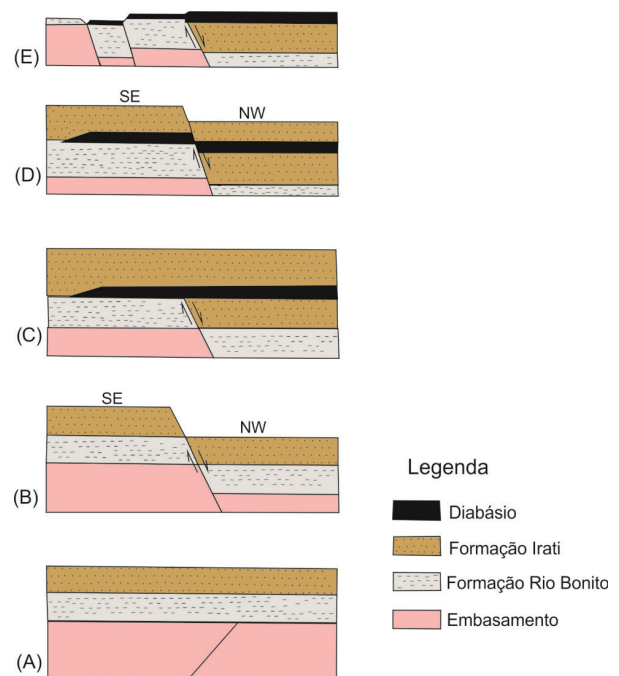
Na região do Cerro do Coronel, as intrusões seguem a tendência regional, seguindo o alinhamento NW-SE, e o condicionamento estratigráfico, evidenciado pela existência de níveis preferenciais de intrusão, sendo em primeiro lugar a Formação Irati e Rio Bonito (em toda a bacia), a Formação Botucatu (em São Paulo e Rio Grande do Sul) e as Formações Serra Alta e Teresina (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 dos aspectos estruturais, é importante salientar que um outro fator importante para a formação de soleiras é a viscosidade dos magmas. A baixa viscosidade, comum nos magmas basálticos, permite que eles escurram com maior facilidade entre os estratos sub-horizontais das unidades sedimentares. A soleira será formada a partir do momento em que o magma tiver uma densidade equivalente à 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. 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. O fato evidencia uma reativação da falha que resultou no soergimento do bloco sudeste e na descida do bloco noroeste. A sequência de eventos proposta por Eick et al. (1984) se encontra esquematizada na Figura 12. 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.

Soleiras e derrames são facilmente confundidos entre si quando em contato com sequências sedimentares devido às formas laminares de ambos os corpos. Isso ocorre principalmente quando não é possível verificar

as unidades encaixantes de topo, como é observado 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 do 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, poiquilítica; textura equigranular fina com porções gabroicas; silicificação no contato com as rochas encaixantes basais; ausências de algumas feições superficiais características de lavas, como cordas, tubos, superfícies escoreáceas etc.



**Figura 12.** Possíveis eventos geológicos ocorridos na área do Cerro do Coronel: (A) deposição das Formações Rio Bonito e Irati; (B) falhamento segundo N70E, com bloco sudeste soerguido e bloco noroeste abatido; (C) continuação da sedimentação e intrusão do diabásio, recobrindo as duas formações; (D) reativação da falha N70E e de outras direções de deslocamento e fragmentação do diabásio; (E) 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).

Os corpos intrusivos apresentam pequena diversidade faciológica caracterizada pela textura equigranular fina a muito fina e pela presença muito localizada de bolsões gabroicos com cristais de augita e plagioclásio aciculares. A pouca variação faciológica e textural pode estar vinculada à pouca profundidade em que o magma cristalizou e também à pouca espessura do corpo magmático. De uma maneira geral, a rocha caracteriza-se pela textura intergranular, evidenciada pela trama formada por plagioclásio e augita, 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,  $\text{FeO}_1$  e  $\text{MgO}$  e pelos baixos conteúdos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . A presença de quartzo, hiperstênio e diopsídio normativos confirma a 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 essas rochas foram formadas por um magma evoluído que sofreu processos de fracionamento anteriores, envolvendo provavelmente olivina e augita.

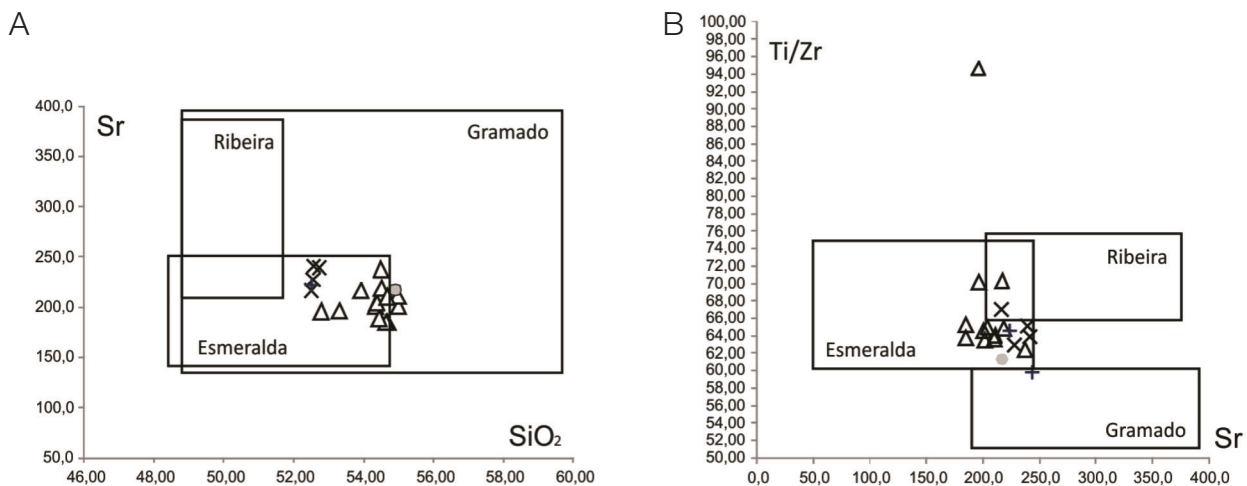
O comportamento dos elementos maiores em relação ao índice de diferenciação sugere processos de diferenciação magmática, envolvendo mecanismos de cristalização fracionada controlada, principalmente, pelo fracionamento de plagioclásio e augita.

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 C1, e são caracterizados por um moderado enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados e uma leve anomalia de Eu.

Todas as amostras estudadas apresentam concentrações de  $\text{TiO}_2$  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  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  e outros elementos-traço incompatíveis: Gramado ( $49\% < \text{SiO}_2 < 60\%$ ;  $0,75\% < \text{TiO}_2 < 1,9\%$ ;  $140 \text{ ppm} < \text{Sr} < 400 \text{ ppm}$ ;  $\text{Ti}/\text{Y} < 300$ ;  $\text{Ti}/\text{Zr} < 60$  e  $3,5 < \text{Zr}/\text{Y} < 6,5$ ), Esmeralda ( $48\% > \text{SiO}_2 > 55\%$ ;  $1,1\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$ ,  $120 \text{ ppm} < \text{Sr} < 250 \text{ ppm}$ ;  $\text{Ti}/\text{Y} < 330$ ;  $\text{Ti}/\text{Zr} > 60$  e  $2 < \text{Zr}/\text{Y} < 5$ ) e Ribeira ( $49\% < \text{SiO}_2 < 52\%$ ;  $1,5\% < \text{TiO}_2 < 2,3\%$ ;  $200 \text{ ppm} < \text{Sr} < 375 \text{ ppm}$ ;  $\text{Ti}/\text{Y} > 300$ ;  $\text{Ti}/\text{Zr} > 65$  e  $3,5 < \text{Zr}/\text{Y} < 7$ ).

As amostras dos corpos intrusivos da região do Cerro do Coronel apresentam teores de  $\text{Sr}$  entre 185 e 244 ppm,  $\text{Zr}/\text{Y}$  entre 4,1 e 5,9,  $\text{Ti}/\text{Zr}$  variando de 61 a 94, e  $\text{Ti}/\text{Y}$  entre 258 e 486, sugerem uma correlação com o magma do tipo Esmeralda (Figura 13). Em comparação com os dados de elementos-traço e ETR dos magmas-tipo baixo-Ti da FSG (Peate et al., 1992, 1997) no Rio Grande do Sul, nota-se uma grande similaridade



Círculo: diabásio 1; triângulo: diabásio 2 (Cerro do Coronel); cruz: diabásio 3; xis: diabásio 4.

**Figura 13.** Diagramas (A) Sr (ppm) x  $\text{SiO}_2$  (%) e (B) Ti/Zr x Sr (ppm), mostrando o comportamento das amostras coletadas na área investigada, com os campos dos magmas tipo Baixo-Ti RS, segundo Peate et al. (1992).

com as assinaturas geoquímicas dos diabásios da região do Cerro do Coronel (Figura 11), levando-se em conta o mesmo intervalo composicional. Quando comparadas com as soleiras andesito basálticas das regiões de Manoel Viana e Agudo, região central do RS (Renner, 2010) (Figuras 11A e 11B), é evidenciada a notável semelhança entre os grupos de rochas.

A evolução do magmatismo relacionado às soleiras da região do Cerro Coronel pode ser explicada, principalmente, por processos de cristalização fracionada. Modelamentos envolvendo elementos maiores e elementos-traço sugerem a diferenciação a partir de um magma básico ( $\text{SiO}_2 \pm 52\%$ ), onde cerca de 33% do líquido inicial cristalizaria olivina, piroxênio, titanomagnetita e plagioclásio, gerando um líquido mais diferenciado ( $\text{SiO}_2 \pm 57\%$ ).

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

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a CNPq (303584/2009-2, 473683/2007, 5470641/2008-8, 470203/2007-2, 470488/2010-7 e 303038/2009-8), FAPERGS (100798), PRONEX (10/0045-6) e FAPERGS: Pesquisador Gaúcho (1007131) pelos auxílios de pesquisa e bolsas de mestrado e produtividade. Oferecemos agradecimentos também à logística e à infraestrutura do IGEO/UFRGS.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1986). Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozoico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 325-349.
- Almeida, F. F. M., Carneiro, C. D. R. (1989). Magmatic occurrences of Post-Permian age of the South American platform. *Boletim IG-USP, Série Científica*, 20, 71-85. Versão modificada de: The igneous record of the Mesozoic activation of South American platform. (1989). *Geotectonica et Metallogenia*, 13(4), 308-325.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Papatrechas, C., Piccirillo, E. M., Roisenberg, A., Stolfa D. (1986). Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *Journal of Petrology*, 27(4), 915-944.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Piccirillo, E. M., Stolfa, D. (1984). Low-pressure evolution of basalt sills from bore-holes in the Paraná Basin, Brazil. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 33, 25-47.
- Bowen, N. L. (1928). *The evolution of igneous rocks*. Nova York: Dover Publications.
- Bryan, S. E., Ernst, R. E. (2008). Revised definition of large igneous provinces (LIPs). *Earth-Sciences Review*, 86(1), 175-202.
- Corval, A. V. (2009). *Petrogênese e contexto geodinâmico das suítes basálticas toleíticas (de alto-Tio<sub>2</sub> e baixo-Tio<sub>2</sub>) do Cretáceo Inferior da formação centro-oriental do enxame de diques da Serra do Mar*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia e Ciências da Faculdade de Geologia – UERJ.
- Deckart, K., Féraud, G., Marques, L. S., Bertrand, H. (1998). 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*, 80(1), 67-83.
- Eick, N. C., Lisboa, N. A., Schuck, M. T. G. O. (1984). Geologia do Cerro Coronel, Rio Pardo, RS. *XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 5, 2450-2464. Rio de Janeiro: SBG.
- Ferreira, F. J. F. (1982). Alinhamentos estruturais magnéticos de região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Paulipetro – Consórcio CESP/IPT, *Geologia da Bacia do Paraná – reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos* (143-166). São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo.
- Formoso, M. L. L., Nardi, L. V. S., Hartmann, L. A. (1989). *Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM – Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- Frank, H. T., Gomes, M. E. B., Formoso, M. L. L. (2009). Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America. *Pesquisas em Geociências*, 36(1), 49-57.

- Fúlfaro, V. J., Saad, A. R., Santos, M. V., Vianna, R. B. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4), 590-610.
- Hawkesworth, C. J., Fraser, K. J., Rogers, N. W. (1985). Kimberlites and lamproites: extreme products of mantle enrichment processes. *South African Journal of Geology*, 88, 439-447.
- Irvine, T. N., Baraguar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Janasi, V. A., Freitas, V. A., Heaman, L. H. (2011). 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*, 302(1-2), 147-153.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., Erban, V., Šmíd, J. (2006). Technical note interpretation of whole-rock geochemical data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259.
- Jensen, L. S. (1976). *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Miscellaneous Paper, 66. Toronto: Ontario Division of Mines. Acesso em 05 de abril de 2011, <<http://www.geologyontario.mndmf.gov.on.ca/mndmfiles/pub/data/imaging/MP066/MP066.pdf>>.
- Jerram, D. A., Mountney, N., Howell, J., Long, D., Stollhofen, H. (2000). Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society of London*, 157(3), 513-516.
- Le Bas, M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen, A., Zannettin, B. A. (1986). Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., Souza, M. A., Atalla, L., Civeta, L., Inocenti, F. (1985). Trace element and strontium isotope constrains of the origin and evolution of Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26(1), 187-209.
- Marques, L. S., Ernesto, M. (2004). O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Brito-Neves (Eds.), *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (245-263)*. São Paulo: Editora Beca.
- Marques, L. S., Figueiredo, A. M. G., Saiki, M., Vasconcellos, M. B. A. (1989). Geoquímica analítica dos elementos terras raras – Aplicação da técnica de análise por ativação neutrônica. In: M. L. L. Formoso, L. V. S. Nardy, L. A. Hartmann (Coords.), *Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil (15-20)*. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM – Sociedade Brasileira de Geoquímica.
- McDonough, W. S., Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. 2 v. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274(4), 321-355.
- Nardy, A. J. R. (1995). *Geologia e petrologia do vulcanismo Mesozoico da região central da Bacia do Paraná*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.
- Ngonge, E. D., Archanjo, C. J., Hollanda, M. H. B. M. (2013). Plagioclase crystal size distribution in some tholeiitic mafic dykes in Cabo Frio-Buzios, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 26-42.
- Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka province. In: J. J. Mahoney, M. F. Coffin (Eds.), *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism (217-245)*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55 (1-2), 119-139.
- Peate, D. W., Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M., Rogers, N. W., Turner, S. P. (1999). Petrogenesis and stratigraphy of the high Ti/Y Urubici magma type in the Paraná flood basalt province and implications for the nature of “Dupal”-type mantle in the South Atlantic region. *Journal of Petrology*, 40(3), 451-473.



- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(7). DOI: 10.1029/2005GC000932.
- Philipp, R. P., Machado, R., Nardi, L. V. S., Lafon, J. M. (2002). O magmatismo granítico Neoproterozoico do batólito Pelotas no Sul do Brasil: Novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(2), 277-290.
- Piccirillo, E. M., Civetta, L., Petrini, R., Longinelli, A., Bellieni, G., Comin-Chiaromonte, P., Marques, L. S., Melfi, A. J. (1989). Regional variations within the Paraná Flood Basalts (Southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. *Chemical Geology*, 75(1), 103-122.
- Piccirillo, E. M., Melfi, A. J. (1988). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo: USP.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil), and implications to Paraná flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, Netherlands, 144(1), 199-211.
- 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 Gondwana land, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, 258(5084), 975-979.
- Renner, L. C. (2010). *Geoquímica de sills basálticos da Formação Serra Geral, sul do Brasil, com base em rocha total e micro-análise de minerais*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- 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. *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*. Foz do Iguaçu: SBG. CD-ROM.
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Harlow: Longman.
- Scherer, C. M. S. (2002). Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49, 97-116.
- Soares, P. C. (1981). Estratigrafia das Formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná, Brasil. In: W. Volkheimer & E.A. Musacchio (Eds.), *Cuencas sedimentares de Jurássico y Cretáceo de América del Sur* (v.1, 271-304). Buenos Aires: Comité Sul Americano del Jurássico y Cretáceo.
- Thiede, D. S., Vasconcelos, P. M. (2010) Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. *Geology*, 38(8), 747-750.
- UFRGS. (2006). *Mapeamento Geológico de parte da Folha Quitéria SH22-Y-B-I-4 (MI2985/4) (1:25.000)*, RS. 1 vol., 2 mapas. Porto Alegre: Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Valente, S. C., Corval, A., Duarte, B. P., Ellam, R. B., Fallick, A. E., Meighan, I. G., Dutra, T. (2007). Tectonic boundaries, crustal weakness zones and plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in the Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 37, 194-201.
- Viero, A. P., Roisenberg, A. (1992). Petrologia e geoquímica do Complexo Básico Lomba Grande. *Pesquisas em Geociências*, 19(1), 41-54.
- Waichel, B. L. (2005). *Estruturação de derrames e interações lava-sedimento na porção central da Província Basáltica Continental do Paraná*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.
- Waichel, B. L., Lima, E. F., Viana, A., Scherer, C. M. S., Bueno, G., Dutra, G. (2012). 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*, 215, 74-82.
- Waichel, B. L., Scherer, C. M. S., Frank, H. T. (2008). Basaltic lava flows covering active Aeolian dunes in the Paraná Basin in Southern Brazil: Features and emplacement aspects. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(1), 59-72.

White, I. C. (1908). Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil. 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 l de julho de 1904 a 31 de maio de 1906. Tradução de Carlos Moreira. Edição Comemorativa 100 anos do Relatório White. (2008). 1 CD-ROM. Belo Horizonte: CPRM.

Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis a global tectonic approach*. Berlin: Springer.

Winchester, J. A., Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Zalán, P. V., Conceição, J. C. J., Astolfi, M. A. M., Appi, V. T., Wolff, S., Vieira, I. S., Marques, A. (1985). Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da Petrobras*, 28(4), 221-230.