

UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES DE NI-Cu-EGP, A PARTIR DOS MODELOS NORIL'SK E INSIZWA

Ronaldo Luiz Mincato

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Este exemplar corresponde 75 a
redação final da tese defendida
por Ronaldo Luiz Mincato
e aprovada pela Comissão Julgadora
em 5 de 1994

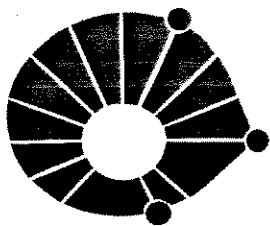
Afonso Duarte
ORIENTADOR

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1994

21779

UNICAMP



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP, A PARTIR DOS MODELOS NORIL'SK E INSIZWA

Ronaldo Luiz Mincato $\pi/661$

Dissertação apresentada ao Instituto de
Geociências como requisito parcial para
obtenção do título de Mestre em Geociências -
Área de Metalogênese.

Orientador:

Alfonso Schrank π - IG/Unicamp

CAMPINAS - SÃO PAULO

MARÇO - 1994

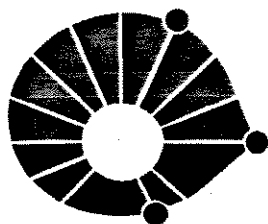
M.661a. Mincato, Ronaldo Luiz

Avaliação do Potencial da Província Ígnea Continental do Paraná para mineralizações de Ni-Cu-EGP, a partir dos modelos Noril'sk e Insizwa. Campinas, Dissertação (Mestrado em Metalogênese e Geoquímica) - Instituto de Geociências, UNICAMP, 1994.

113p. (Dissertação de Mestrado)
Inclui bibliografia

- 1 Geologia Econômica - Província Ígnea do Paraná.
2. Geoquímica - Província de basaltos continentais (Traps Siberianos, Província Ígnea do Karoo e Província Ígnea do Paraná.
3. Depósitos Magmáticos de Ni-Cu-EGP.
4. Metalogênese. Província Ígnea do Paraná.

CDD 553-1



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO
PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP,
A PARTIR DOS MODELOS NORIL'SK E
INSIZWA

AUTOR: Ronaldo Luiz Mincato

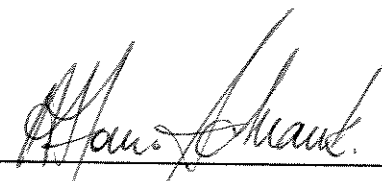
ORIENTADOR: Alfonso Schrank - IG/Unicamp

COMISSÃO EXAMINADORA

PRESIDENTE: Alfonso Schrank

EXAMINADORES: Elson Paiva de Oliveira

Hardy Jost







CAMPINAS, MARÇO DE 1994

Que a *importância* esteja em teu olhar,
não na coisa olhada.

(Gide, A., 1917)

À Ledona.

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao CNPq, FAPESP e FAEP pelas bolsas de estudo.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Alfonso Schrank, pela orientação e incentivo na realização do trabalho e, principalmente pela amizade e solidariedade demonstradas.

Aos professores Elson Paiva de Oliveira e Asit Choudhuri, membros da banca de qualificação, pela leitura crítica e sugestões que muito melhoraram a qualidade desta dissertação.

Aos demais professores, colegas pós-graduandos e funcionários do IG-UNICAMP, pela convivência fraterna.

Ao Prof. Dr. Hardy Jost, da UnB, pelo apoio incentivador na fase inicial deste trabalho.

Aos Professores Marta Mantovani, do IAG-USP, e Arí Roisenberg e Antonio P. Viero, do IG-UFRGS, pelo apoio e cessão de dados (cópias de teses e dissertações).

Às novas amizades conquistadas ao longo da jornada, recompensa maior de qualquer trabalho.

Ao meu amigo Henrique, por todas as "brigas" e "discussões" durante a jornada.

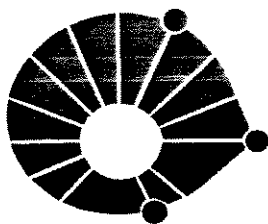
Ao Henrique, Idemilson, Cristina e Flávio, pelo auxílio na editoração das figuras.

À Patrícia, pela ajuda nas questões de informática.

À Márcia, pela revisão das referências bibliográficas.

À Vanda, pela revisão final do texto.

Aos meus familiares, pelo inestimável apoio.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

RESUMO

**AValiação DO POTENCIAL DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ
PARA MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP, A PARTIR DOS MODELOS NORIL'SK E
INSIZWA**

Ronaldo Luiz Mincato

Este trabalho objetivou avaliar, por meio de um estudo da literatura, o potencial da Província Ígnea do Paraná - SE da América do Sul - para depósitos magmáticos de sulfetos de Ni-Cu-EGP. A proposta é baseada na presença das mineralizações desse tipo em Noril'sk - Talnakh na Província de CFB dos Traps Siberianos, Rússia; e no Complexo Insizwa (Waterfall Gorge) na Província Ígnea do Karro, Transkei - África do Sul.

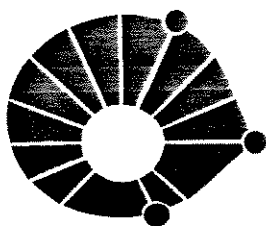
A literatura sobre o contexto geológico dessas duas mineralizações, tomadas como modelos para definir critérios de avaliação da Província do Paraná, mostra que ambas se desenvolveram sob condicionamentos geológicos (metalotectos) bastante semelhantes, subdivididos em dois tipos: regionais e locais.

Os metalotectos regionais permitem reconhecer dentro das províncias de CFB o contexto geodinâmico regional favorável para a ocorrência de mineralizações, mostrando que estes depósitos estão particularmente associados: (1) às fases iniciais de magmatismo nas províncias de CFB; (2) aos estágios primordiais do desenvolvimento de estruturas de rifteamento continental; (3) a locais da província que evoluíram relacionados a regiões do manto anormalmente quentes (plumas / *hot spots*) produzindo uma grande diversidade de tipos litológicos; e (4) a falhas antigas do embasamento reativadas. Os metalotectos locais mostram as mineralizações associadas a várias feições, tais como: (5) ao magmatismo tholeiítico de baixo-Ti; (6) à porção basal de corpos diferenciados, acamadados; (7) à magmas empobrecidos em elementos calcófilos (Ni, Cu, EGP); e (8) processos relacionadas à segregação de sulfetos, do tipo assimilação crustal (enriquecimento em elementos litófilos incompatíveis) e injeções múltiplas (fracionamento invertido).

Estes metalotectos, tanto os regionais como os locais se caracterizam pelo seu caráter genérico, podendo ser utilizados para avaliação de qualquer província de CFB.

Na província ígnea do Paraná, a aplicação dos metalotectos regionais aponta a sua borda leste, cujo desenvolvimento esteve mais diretamente vinculado à evolução do *Rift* Sul-Atlântico, como o contexto regional favorável para a ocorrência de possíveis mineralizações de Ni-Cu-EGP.

Este contexto da borda leste da província, analisado sob a ótica dos metalotectos locais, revela uma potencialidade relativa decrescente de sul para norte e define, ainda, o Complexo Básico de Lomba Grande (Gravatá - RS), na porção sul de baixo-Ti da província, como um alvo merecedor de investigação detalhada.



UNICAMP

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE METALOGÊNESE

MASTER THESIS

ABSTRACT

**EVALUATION OF THE Ni-Cu-PGE MINERALISATION POTENTIAL FOR THE
PARANÁ CONTINENTAL IGNEOUS PROVINCE BASED ON THE NORIL'SK AND
INSIZWA MODELS.**

Ronaldo Luiz Mincato

This dissertation presents a literature review of the potential for Ni-Cu-PGE mineralisations in the Paraná igneous province of Southeastern South America. The work was based on the presence of mineralised bodies at Noril'sk-Talnakh (Russia) and Insizwa-Waterfall Gorge (Transkei-Republic of South Africa) respectively in the Siberian and Karoo CFB provinces.

The geologic settings of mineralisation at Noril'sk-Talnakh and Insizwa-Waterfall Gorge are very similar and may be grouped in regional and local metalotects.

On a regional scale, it is suggested that the mineralisations are associated (1) with the initial magmatism of any particular CFB province; (2) with the early development of continental rifting structures; (3) with old reactivated basement faults; (4) with regions of mantle anomalously hot (mantle plumes or hot-spot), hence resulting in a diversity of rock types.

The local metalotects indicate that mineralisation is found (5) associated with low-titanium tholeiitic magmatism; (6) in magmas depleted in chalcophile elements (Ni, Cu, PGE); (7) at the basal zone of differentiated layered bodies; and (8) associated with sulphide segregation processes such as crustal contamination and multiple injections.

Because of their generic nature, the local and regional metallogenic constraints may be applicable to any CFB province worldwide.

In South America the regional metalotects indicate that the eastern boundary of the Paraná igneous province is the most favourable region for the occurrence of Ni-Cu-PGE mineralisation due to its close evolution with the South Atlantic rifting.

The local criteria show that the metallogenic potential of the eastern boundary of the Paraná igneous province decreases from south to north, and that the Lomba Grande Basic Complex, located in the Gravataí municipality (Rio Grande do Sul State) within the southern low-titanium domain of the province, stands as an area which deserves further studies.

ÍNDICE

LISTA DE ABREVIATURAS	vii
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE FIGURAS	ix
I. INTRODUÇÃO	1
1.1- Depósitos Magmáticos de Sulfetos de Ni-Cu-EGP Associados às Rochas Máficas e Ultramáficas	1
1.2 - Objetivos	3
1.3 - Justificativa	4
1.4 - Métodos	4
II. PROVÍNCIAS DE BASALTOS CONTINENTAIS	6
2.1 - Aspectos Gerais	6
2.1.1 - Aspectos Geoquímicos	8
2.1.2 - Aspectos Geodinâmicos	12
2.2 - Província dos Traps Siberianos	13
2.3 - Província Ígnea do Karoo	21
2.4 - Província Ígnea do Paraná	28
2.5 - Comparação entre as Províncias	37
III. MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP ASSOCIADAS ÀS PROVÍNCIAS DE BASALTOS CONTINENTAIS	40
3.1 - Noril'sk - Talnakh	40
3.1.1 - Aspectos Históricos	40
3.1.2 - Cenário Geológico	41
3.1.2.1 - Tectônica	41
3.1.2.2 - Sedimentação	42
3.1.2.3 - Magmatismo	42
3.1.2.4 - Mineralização	52
3.1.3 - Metalotectos	56

3.2 - Insizwa (Waterfall Gorge)	57
3.2.1 - Aspectos Históricos	57
3.2.2 - Cenário Geológico	58
3.2.2.1 - Tectônica	58
3.2.2.2 - Sedimentação	59
3.2.2.3 - Magmatismo	59
3.2.2.4 - Mineralização	65
3.2.3 - Metalotectos	67
3.3 - Metalotectos - Discussão Final	70
 IV. POTENCIALIDADE DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES SULFETADAS DE Ni-Cu-EGP.	 74
4.1 - Metalotectos Regionais	74
4.2 - Metalotectos Locais	86
4.3 - Sequência de Prioridades entre Áreas Potenciais	91
4.4 - Investigação dos Alvos Potenciais	94
 V. CONCLUSÕES GERAIS.	 96
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	 99

LISTA DE ABREVIATURAS

An	- Anortita
An	- Ayansky (suíte)
CFB	- <i>Continental Flood Basalts</i>
CBLG	- Complexo Básico de Lomba Grande
EGP	- Elementos do Grupo da Platina
Fo	- Forsterita
Gd	- Gudchikhinsky
HFSE	- <i>High Field Strenght Elements</i>
Hm	- Honnamakitsky
HREE	- <i>Heavy Rare Earth Elements</i>
HPT	- <i>High-P e Ti</i>
IPT	- <i>Intermediate-P e Ti.</i>
Iv	- Ivakinsky
Kh	- Khakanchansky
Kha	- Kharaelakhsky
Ku	- Kuminsky
LILE	- <i>Large Ion-Lithophile Elements</i>
LPT	- <i>Low-P e Ti</i>
LREE	- <i>Light Rare Earth Elements</i>
Mg [#]	- Índice de Diferenciação (Número de Mg)
Mk	- Mokulaevsky
MORB	- <i>Mid-Ocean Ridge Basalts</i>
Mr	- Morongovsky
Nd	- Nadezhdinsky
Nr	- Nerakharsky
OIB	- <i>Ocean Island Basalts</i>
REE	- <i>Rare Earth Elements</i>
Sa	- Samoedsky
Sv	- Syvermisky
Tk	- Tuklonsky.

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Localização e Idades de Algumas Províncias de Derrames de Basaltos Continentais	7
Tabela 2.2 - Estratigrafia do Vulcanismo das Regiões de Noril'sk e Putorana - Traps Siberianos.	16
Tabela 2.3 - Análise químicas representativas dos Traps Siberianos.	18
Tabela 2.4 - Análise químicas representativas da Província Ígnea do Karoo.	24
Tabela 2.5 - Critérios de Peate (1990) para classificação dos magmas-tipo basálticos da Província Ígnea Paraná.	33
Tabela 2.6 - Composição química média dos magmas-tipo da Província Ígnea do Paraná de acordo com Peate <i>et al.</i> (1990) e Peate (1990).	34
Tabela 2.7 - Quadro Comparativo de características das Províncias de CFB dos Traps Siberianos, Karoo e Paraná.	37

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 2.1- Mapa de localização da Plataforma Siberiana, simplificado de von Gruenewaldt (1991). 14
- Fig. 2.2 - Mapa geológico dos Traps Siberianos, simplificado de Zolotukhin & Al'mukhamedov (1988). 14
- Fig.2.3 - Diagrama Álcalis total X Silica das lavas dos Traps Siberianos (Sharma *et al.* 1991). 17
- Fig. 2.4- Diagramas K_2O/P_2O_5 ; TiO_2/P_2O_5 e $\epsilon(Nd)^t$ X Mg # das lavas dos Traps siberianos (Sharma *et al.* 1991). 17
- Fig. 2.5 - Composições isotópicas iniciais de Sr, Nd, Pb dos Traps Siberianos (N - Noril'sk; P- Putorana). De Sharma *et al.* (1992). 20
- Fig. 2.6 - Mapa geológico do sul da África, com as principais exposições de rochas ígneas do Karoo (simplificado de Eales *et al.*, 1984). 22
- Fig. 2.7- Províncias geoquímicas do Karoo, segundo Cox (1988). 25
- Fig. 2.8 - Variações iniciais de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} das rochas vulcânicas do Karoo (modificado de Hawkesworth *et al.*, 1984). 26
- Fig.2.9 - Mapa geológico esquemático da Bacia do Paraná, adaptado de Belliene *et al.* (1986a), Petrini *et al.* (1987) e Marquês (1988). 29
- Fig. 2.10 - Perfil esquemático N-S, segundo 52W (A-A' na Fig. 2.9), mostrando o empilhamento interno das lavas da Formação Serra Geral, segundo Peate *et al.* (1992). 35

Fig. 3.1 - Principais elementos tectônicos do NW da plataforma Siberiana (Simplificado de Naldrett, 1989a).	41
Fig. 3.2 - Principais elementos estruturais do canto NW da plataforma Siberina (Naldrett <i>et al.</i> , 1992, simpl.).	42
Fig. 3.3 - Variação geoquímica vertical na pilha vulcânica da região de Noril'sk (Naldrett <i>et al.</i> , 1992).	43
Fig. 3.4 - Gd/Yb <i>versus</i> La/Sm nos derrames de basaltos da região de Noril'sk. (Adaptada de Lightfoot <i>et al.</i> , 1990)	44
Fig. 3.5- Principais corpos intrusivos da região de Noril'sk (Simplificada de Naldrett <i>et al.</i> , 1992).	47
Fig. 3.6 - Mapa mostrando as relações geológicas entre a intrusão Talnakh e intrusões associadas (Simplificada de Naldrett <i>et al.</i> , 1992).	48
Fig. 3.7 - Representação esquemática da estrutura interna da intrusão tipo-Talnakh (Naldrett, 1992; modificada de Duzhikov <i>et al.</i> , 1992).	49
Fig. 3.8 - Gd/Yb X La/Sm das intrusões Talnakh e Talnakh Inferior comparados às suítes basálticas. (Naldrett, 1992).	50
Fig. 3.9 - <u>Ni</u> X <u>Fo</u> em olivinas de Insizwa (Lightfoot <i>et al.</i> 1984) <i>versus</i> Noril'sk (intrusões) (Duzhikov <i>et al.</i> , 1992).	51
Fig. 3.10 - Mapa geológico regional do Complexo Insizwa. Simplificado de Lightfoot <i>et al.</i> (1984).	58
Fig. 3.11 - Corte ao longo da Zona Basal em Waterfall Gorge, mostrando a distribuição dos sulfetos (Extraída de Tischler <i>et al.</i> , 1981).	60

- Fig. 3.12 - Perfil de Waterfall Gorge: variação vertical do conteúdo de olivina modal e de Ni e Fo nas olivinas (Lightfoot *et al.*, 1984). 61
- Fig. 3.13 - Ni *versus* Fo nas olivinas do perfil de Waterfall Gorge (Simplificado de Lightfoot *et al.*, 1984). 62
- Fig. 4.1 - A Província do Paraná - Etendeka (modificado a partir de Peate *et al.* 1992). 76
- Fig. 4.2 - Frequência dos índices de Mg[#] das lavas de Putorana. (fonte das análises : Sharma *et al.*, 1991). 78
- Fig. 4.3 - Frequência dos índices de Mg[#] das lavas da região de Noril'sk (fonte dos dados : Lightfoot *et al.* 1990; 1993). 78
- Fig. 4.4 - Frequência dos índices de Mg[#] das lavas da Província do Karro. (fonte : Duncan *et al.* 1984). 79
- Fig. 4.5 - Frequência dos índices de Mg[#] das lavas da Província do Paraná. (fonte : Peate, 1990). 79
- Fig. 4.6 - Ti *versus* Ca + Na em piroxênios cálcicos (Leterrier *et al.* 1982) de intrusões em províncias de CFB. 87
- Fig. 4.7 - Ni X Fo em olivinas de intrusões em províncias de CFB, incluindo o Complexo Básico de Lomba Grande (RS). 90
- Fig. 4.8 - A Província do Paraná e as áreas e alvos potenciais para Ni-Cu-EGP hierarquizados a partir de metalotectos regionais e locais discutidos no texto. 92

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL DA PROVÍNCIA ÍGNEA CONTINENTAL DO PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP, A PARTIR DOS MODELOS NORIL'SK E INSIZWA.

I. INTRODUÇÃO

Nossa proposta é a de avaliar a potencialidade do magmatismo da província do Paraná para mineralizações magmáticas sulfetadas de Ni-Cu-EGP (Elementos do Grupo da Platina).

Serão apresentados a seguir o tema, objetivos, justificativas e métodos empregados em sua abordagem. Previamente, no entanto, é feita uma síntese rápida e genérica sobre os diferentes tipos de depósitos de sulfetos magmáticos associados às rochas máfico-ultramáficas, de maneira a localizar, no cenário geral, as mineralizações encontradas nas províncias de basaltos continentais.

1.1 - Depósitos Magmáticos de Sulfetos de Ni-Cu-EGP Associados às Rochas Máficas e Ultramáficas.

Os depósitos magmáticos de sulfetos associados às rochas máficas e ultramáficas têm sido objeto de diferentes propostas de classificação. Algumas levam em consideração o conteúdo metálico; outras, sobretudo o ambiente tectônico de colocação das rochas hospedeiras.

Interessa-nos, particularmente, a classificação de Naldrett & Duke (1980) baseada no conteúdo de EGP, que propõe uma subdivisão em duas categorias. A primeira engloba os depósitos minerados primariamente para EGP, consistindo de sulfetos esparsamente disseminados em horizontes precisos das grandes intrusões acamadadas (e.g. Merensky Reef no Complexo Bushveld).

A segunda categoria compreende depósitos com a predominância de Ni-Cu que, em geral, apresentam baixas concentrações de EGP. Esses elementos constituem, todavia, um subproduto valioso da lavra e respondem por, respectivamente, 65 e 25% do suprimento mundial de Pd e Pt (von Gruenewaldt & Merkle, 1993).

As mineralizações de Ni-Cu dominantes ocorrem associadas às rochas máfico-ultramáficas em diferentes situações geotectônicas, propiciando o surgimento de várias

propostas de classificação (e.g. Naldrett & Cabri, 1976; Naldrett & Duke, 1980; Naldrett, 1981; 1989a; b).

Para Naldrett (1989b), os depósitos magmáticos de Ni-Cu são separados em 4 grupos principais, alguns deles podendo ser subdivididos em classes:

(1) Depósitos relacionados aos *greenstone belts* Pré-Cambrianos, subdivididos em duas classes principais. A primeira compreende os depósitos associados ao magmatismo komatiítico (e.g. Distrito de Kambalda, no Oeste da Austrália; Gresham & Loftus-Hill, 1981). A segunda engloba os depósitos associados aos magmas tholeiíticos (e.g. Pechenga, Península de Kola, Rússia; Distler *et al.*, 1990).

(2) Depósitos associados a margens de placas rifteadas, também subdivididos em duas classes. A primeira está vinculada diretamente à crosta continental (e.g. Depósito de Katiniq no Cape Smith Belt, Canadá; Barnes *et al.*, 1982). O depósito de Jinchuan na China (Chai & Naldrett, 1992), que constitui a segunda maior concentração econômica de Ni do mundo (Naldrett *et al.*, 1992), aparentemente também pode ser enquadrado nessa categoria. A segunda classe inclui os depósitos associados aos ofiolitos, pouco expressivos economicamente. O exemplo mais significativo é o depósito de sulfetos de Ni de Acoje, no ofiolito Zambales, nas Filipinas (Rossman *et al.*, 1989).

(3) Depósitos associados a intrusões em áreas cratônicas, separados naqueles relacionados a províncias de derrames de basaltos continentais (e.g. Noril'sk - Talnakh, nos Traps Siberianos, Rússia; Naldrett *et al.*, 1992) e nos associados aos grandes complexos estratiformes (e.g. Complexo Ígneo Sudbury, Canadá; Pye *et al.*, 1984). Este último constitui a maior concentração econômica de sulfetos predominantemente de Ni-Cu do mundo (Naldrett, 1989a). Outras classificações consideram o complexo Sudbury relacionado a astroblemas (e.g. Naldrett & Duke, 1980). Já nos demais grandes complexos estratiformes (Bushveld, Stillwater e Grande Dique), o Ni e o Cu são subprodutos da lavra de EGP (Cabri, 1981).

(4) Depósitos menores relacionados a intrusões tholeiíticas sincrônicas a orogêneses, em cinturões móveis fanerozóicos. Um exemplo desta associação é o depósito de Rana, norte da Noruega, descrito por Boyd & Mathiesen (1979).

Para Naldrett & Duke (1980), os depósitos até aqui relacionados respondem conjuntamente por mais de 95% das reservas em depósitos magmáticos de Ni-Cu conhecidos.

Independentemente dos critérios de classificação, as mineralizações de sulfetos magmáticos resultariam da imiscibilidade de gotas de um líquido sulfeto-óxido dentro de um líquido silicático, havendo em decorrência, forte particionamento e concentração dos elementos calcófilos (Fe, Co, Ni, Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os, Cu e Au) no líquido sulfetado. Já a concentração do líquido sulfetado em si ocorre basicamente por separação gravitacional, devido à densidade maior (> 4) que a do líquido silicático (< 3) (Naldrett, 1989a; b).

O conteúdo metálico desses depósitos sulfetados de Ni-Cu parece estar relacionado diretamente à geoquímica das rochas máfico-ultramáficas das quais os sulfetos segregaram. Vários autores (e.g. Naldrett & Cabri, 1976; Rajamani & Naldrett, 1978; Zolotukhin & Malyuk, 1985; Naldrett, 1989a) demonstraram que a composição do líquido sulfetado, especialmente a concentração de Ni e Cu e a razão $Cu/(Cu + Ni)$, é função da composição do líquido silicático. Observa-se, em geral, um decréscimo da razão $Cu/(Cu + Ni)$ com o aumento da basicidade do magma. Esta variação é explicada pela compatibilidade do Ni e incompatibilidade do Cu com os líquidos silicatados máficos (e.g. Rajamani & Naldrett, 1978).

O conteúdo relativo de EGP nestes depósitos seria também função da composição dos magmas a partir dos quais os sulfetos segregaram (e.g. Naldrett & Duke, 1980). As razões $(Pd + Pt)/(Ru + Ir + Os)$, por exemplo, são tanto menores quanto os magmas são mais ultramáficos (Naldrett, 1989a). Estes padrões distintos de distribuição de EGP existem devido à compatibilidade relativa maior de Ru, Ir e Os, do que de Pd, Pt e Rh com os magmas basálticos (e.g. Barnes *et al.*, 1985).

1.2 - Objetivos

A proposta desta pesquisa foi a de levantar os controles geológicos das mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP, reconhecidamente associadas a províncias de basaltos continentais. A partir daí pretende-se avaliar o potencial da província magmática continental do Paraná - Formação Serra Geral da Bacia do Paraná - para mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP, selecionando, neste contexto, áreas favoráveis para a prospecção deste tipo de depósito.

Pretende-se assim, contribuir com a pesquisa sobre este tipo de mineralização, apresentando critérios gerais para aplicação em outras províncias de basaltos continentais. Finalmente, procura-se ainda, propor trabalhos para uma avaliação quantificada da potencialidade da província do Paraná.

1.3 - Justificativa

A possibilidade de ocorrerem mineralizações de Ni-Cu-EGP associadas ao contexto dos derrames e intrusões basálticas da Formação Serra Geral tem sido cogitada há muito tempo, tanto no meio acadêmico como entre as empresas de exploração mineral. Essa possibilidade sempre foi aventada com base na ocorrência de mineralizações em outras províncias de basaltos continentais, em princípio semelhantes à província do Paraná.

A nosso ver, o melhor caminho antes de pensar-se na prospecção deste tipo de mineralização na Bacia do Paraná seria realizar um estudo prévio dos possíveis condicionamentos geológicos das mineralizações conhecidas em outras regiões, segundo o paradigma da semelhança de processos. De fato, a ocorrência de mineralizações de Ni-Cu-EGP em intrusões geneticamente associadas às províncias de derrames de basaltos continentais justifica a proposta. Exemplos dessa associação são, em particular, o da província dos Traps Siberianos, na Rússia, e o da província do Karoo, no sul da África, que alojam, respectivamente, os depósitos de Noril'sk - Talnakh e de Insizwa (Waterfall Gorge) (Naldrett, 1989a).

Foram, portanto, estas duas províncias selecionadas para servir de modelos para a avaliação da potencialidade da província do Paraná. A mineralização de Noril'sk - Talnakh foi escolhida por ser a mais rica acumulação de sulfetos magmáticos conhecida, e conter, ao mesmo tempo, a *terceira* maior concentração econômica de Ni do mundo (suplantada apenas pelos depósitos de Sudbury, no Canadá, e Jinchuan, na China), e a *segunda* maior concentração de EGP, menor apenas que Bushveld na África do Sul (cf. Naldrett *et al.* 1992).

A mineralização associada ao Complexo Intrusivo de Insizwa foi também selecionada, apesar da sub-economicidade do depósito de Waterfall Gorge, por ter se desenvolvido no contexto da Província Ígnea do Karoo, que apresenta várias semelhanças com a do Paraná. Ambas apresentam também uma história geológica comum à época do supercontinente Gondwana.

1.4 - Métodos.

O desenvolvimento do trabalho foi inteiramente baseado na análise da literatura, tanto sobre as áreas tomadas como modelos como sobre a província do Paraná. Nesta última tomamos como base, sobretudo, as pesquisas realizadas nos últimos anos sobre o magmatismo

(e.g. Piccirillo & Melfi, 1988; Peate, 1990; Peate *et al.*, 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992; entre outros). Os recém-citados estudos geraram uma enorme quantidade de dados, principalmente químicos, que constituem um acervo considerável para os estudos sob a ótica dos objetivos aqui propostos.

A execução da pesquisa constou basicamente dos quatro itens descritos a seguir:

(1) Estudo de caráter genérico das províncias de derrames de basaltos continentais nos seus aspectos maiores, principalmente os geoquímicos e os geodinâmicos. Ainda nesta etapa, as províncias objeto de comparação (Traps Siberianos, Karoo e Paraná) foram caracterizadas individualmente em termos de seu contexto regional, posicionamento geotectônico, sedimentação e magmatismo, sendo identificadas feições peculiares a cada uma, suas diferenças e similaridades.

(2) Caracterização dos processos geológicos e definição dos metalotectos que condicionaram o desenvolvimento das mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP, selecionadas como modelos, dentro de seus respectivos contextos geológicos.

(3) Aplicação dos metalotectos definidos ao contexto da Bacia do Paraná, particularmente ao dos derrames e intrusões basálticas da Formação Serra Geral, individualizando áreas potencialmente favoráveis para a ocorrência do tipo de mineralização procurada.

(4) Estabelecimento de prioridades relativas entre as áreas individualizadas, em função da maior ou menor potencialidade e de um elenco de critérios gerais para a prospecção deste tipo de depósito em outras regiões de basaltos continentais. No final, são sugeridos trabalhos futuros para avaliar de forma quantitativa a possibilidade de mineralizações de Ni-Cu-EGP na província do Paraná.

II. PROVÍNCIAS DE BASALTOS CONTINENTAIS

Primeiramente será apresentado um panorama geral das províncias de basaltos continentais, internacionalmente denominadas de CFB (*Continental Flood Basalts*). Serão abordados a distribuição, os tamanhos, as idades, as principais características geoquímicas e as hipóteses geodinâmicas, atualmente aventadas, para a origem dessas províncias. Será dada ênfase aos aspectos que poderiam estar vinculados geneticamente às jazidas de Ni-Cu-EGP e que auxiliariam a discriminar áreas potencialmente favoráveis para a ocorrência dessas mineralizações neste ambiente geotectônico.

Posteriormente será abordado o contexto geológico regional das três províncias objeto deste estudo, quais sejam, a dos Traps Siberianos, a do Karoo e a do Paraná. Cada uma delas será situada geograficamente e, além de seu contexto regional, serão também descritos o posicionamento geotectônico e sedimentação respectivos, enfatizando-se o magmatismo. Ao final serão apresentadas, sucintamente, as idéias defendidas a respeito de gênese das três províncias. E, concluindo será feita uma análise comparativa das três províncias, salientando-se suas diferenças e similaridades.

2.1 - Aspectos Gerais

As províncias de CFB são atualmente consideradas um tipo particular das LIP (*Large Igneous Provinces*), que incluem também, entre outras, os platôs oceânicos (e.g. Coffin & Eldholm, 1992).

Os CFB estão amplamente distribuídos no planeta ao longo do tempo geológico e representam, talvez depois dos assoalhos oceânicos, as maiores manifestações de magmatismo básico terrestre. São caracterizados por espessos pacotes de derrames basálticos, em geral tholeiíticos, com formas tabulares, sub-horizontais, que se espalharam por extensas áreas da superfície continental em períodos de tempo relativamente curtos. É o caso da Província Columbia River, onde 95% do volume de magma extravasou em menos de 3 Ma (Hopper, 1988). Intensa atividade intrusiva, representada geralmente por enxames de diques e *sills* doleríticos, ocorre associada a essas erupções.

As dimensões e a ampla distribuição geográfica e temporal das principais províncias de CFB (Tabela 2.1) fazem com que estas sejam consideradas de importância fundamental na constituição e evolução da crosta continental (Richards *et al.*, 1989).

Tabela 2.1 Localização e Idades de Algumas Províncias de Derrames de Basaltos Continentais

Província	Local	Área 1.000 Km ²	Volume 1.000 Km ³	Idades - Ma.	Fontes
Columbia River	NW USA	164	170	17,5 - 6	1
Etiópia	NE África	600	350	10 - 32	2
Deccan	Índia	500	500	60 - 65	3
Paraná	SE América do Sul	1.200	800	115 - 135	4
Etendeka	Namíbia	78	70	120 - 130	5
Grupo Ferrar	Antártica/Austrália	-	-	175	6
Karoo	Sul da África	2.000	1.400	179 - 193	7
Traps Siberianos	Rússia	1.500	1.500	248	8
Keewanawan	Canadá/USA	-	-	1.100	9
Coppermine River	Canadá	-	-	1.270	10
Huronian	Canadá	-	-	2.450	11

Dados: 1 = Hopper, 1988; 2 = Mohr & Zanettin, 1988; 3 = Mahoney, 1988; 4 = Peate, 1990; 5 = Erlank *et al.*, 1984; 6 = Hergt *et al.*, 1991; 7 = Fitch & Miller, 1984; 8 = Sharma *et al.*, 1992; 9 = Hutchinson *et al.*, 1990; 10 = Dupuy *et al.*, 1992; 11 = Jolly, 1987.

Apesar de não haver restrição a qualquer período da história da terra, a maior incidência de províncias de CFB no Mesozóico e Terciário está relacionada à separação do supercontinente Gondwana, e conforme sugerido por Macdougall (1988b) e também, ao menor período de exposição frente aos processos erosivos. De fato, ocorrendo como platôs elevados, as províncias podem ser facilmente dissecadas e removidas pela erosão, o que impede a preservação das mais antigas. Os Diques Scourie, do NE da Escócia, datados em 2,39 Ga (Chapman, 1979), são um bom exemplo de enxames de diques máficos pré-Cambrianos, que representam prováveis alimentadores de uma antiga província de CFB, hoje possivelmente erodida (Weaver & Tarney, 1983). Outro possível exemplo são os enxames de diques associados à Cadeia do Espinhaço e ao Craton do São Francisco (Minas Gerais - Bahia), datados em cerca de 906 a 912 Ma (Machado *et al.*, 1989; Heaman, 1991). Entretanto, conforme os modelos teóricos de Cadman *et al.* (1990), estes enxames de diques proterozóicos não representam, necessariamente, antigos canais de alimentação de derrames.

2.1.1. Aspectos Geoquímicos

As principais características geoquímicas e isotópicas das províncias de CFB são abordadas, ora no seu conjunto, ora em parte, por Wilkinson & Binns, 1977; Cox, 1980; Cox & Clifford, 1982; Thompson *et al.*, 1983; Norry & Fitton, 1983; Dupuy & Dostal, 1984; MacDougall, 1988b, Wilson, 1989, Peate, 1990, Ellam & Cox, 1991, Menzies, 1992 e Arndt *et al.*, 1993, entre muitos outros. Estes autores discutem e especulam a respeito da origem dessas províncias em termos de magmas primários, natureza e localização da fonte do magmatismo, e também sobre a história evolutiva do magma desde sua extração no manto até o extravasamento na superfície continental.

Os processos operantes na evolução do magma podem ser fundamentais na determinação do desenvolvimento das mineralizações de Ni-Cu-EGP nas províncias de CFB (e.g. Naldrett *et al.* 1992).

Discutindo os magmas primários das províncias de CFB, Peate (1990) revisa e sintetiza, a partir da literatura, as características geoquímicas mais importantes das províncias de CFB.

Assim, as províncias de CFB, em termos gerais, seriam constituídas por seqüências volumosas de rochas basálticas de composição predominantemente tholeiítica, em geral saturadas em SiO₂ e ricas em Fe. Entretanto, em algumas províncias registra-se a presença de basaltos picríticos (e.g. Karoo, Deccan e Traps Siberianos) e, em outras, significativos volumes de rochas ácidas (< 10%), normalmente nas porções superiores (e.g. Karoo e Paraná), como detalharemos mais adiante.

Com relação à origem dos magmas das províncias CFB, a questão centraliza-se, sobretudo, no fato de suas rochas basálticas representarem magmas primários resultantes da fusão parcial de porções mantélicas ricas em Fe (Wilkinson & Binns, 1977), ou serem produtos derivados de magmas originais mais magnesianos, picríticos. A origem picrítica, defendida por Cox (1980), considera os basaltos dessas províncias resultantes de processos de cristalização fracionada na base da crosta. O autor justifica a proposição pela presença de derrames picríticos em algumas províncias e pelo fato de as razões Mg/Fe dos tholeiítos serem baixas demais para permanecerem em equilíbrio com o manto superior de composição lherzólítica.

A proposta de Cox (1980) sobre a origem dos CFB a partir de magmas primários

picríticos é também defendida por vários outros autores (e.g. MacDougall, 1988b). Thompson *et al.* (1983) advogaram essa composição original por serem os CFB saturados em SiO_2 , além de pobres em MgO , portanto, dificilmente representantes de magmas primários. Frisaram, no entanto, que uma fusão sob condições hidratadas poderia explicar os altos teores de SiO_2 . Já Norry & Fitton (1983) consideram que os altos teores de sílica podem ser atribuídos à contaminação crustal. Salientam que a presença de mica e anfibólio em xenólitos peridotíticos da litosfera sub-continental permite a fusão sob condições de alta pressão de H_2O , capaz de produzir líquidos saturados em SiO_2 . No entanto, Arndt & Christensen (1992) consideram improvável a origem de magmas exclusivamente na litosfera, por ser esta a parte mais fria do manto. Defendem, então, que os magmas das províncias de CFB se originaram fundamentalmente na astenosfera (97% dos casos), podendo ter tido uma contribuição mínima da litosfera. Já Gallagher & Hawkesworth (1992) consideram que a litosfera, com quantidades mínimas de H_2O e CO_2 , torna-se uma fonte potencial para os magmas. Por sua vez, a partir da escassez de xenólitos peridotíticos metassomatizados (hidratados), Menzies (1992) aponta, que esta deve ser característica incomum da litosfera. Considera, portanto, improvável que seja a litosfera a fonte dos enormes volumes de CFB.

Arndt *et al.* (1993), também contrariando a proposta de Gallagher & Hawkesworth (1992), argumentam que a fusão de fontes litosféricas hidratadas geraria magmas ricos em água, o que iria se refletir na ocorrência de vulcanismo explosivo e na presença comum de minerais hidratados nos basaltos continentais. A raridade dessas feições nos CFB sustenta, segundo esses autores, a origem dos magmas a partir de fontes astenosféricas. Todavia, consideram a possibilidade de contaminação dos magmas astenosféricos pela litosfera, conforme sugerido por Ellam & Cox (1991) para os picritos do Karoo.

Uma situação que ilustra a controvérsia da fonte dos magmas ser litosférica ou astenosférica é dada pelos artigos de Lightfoot *et al.* (1993) e Wooden *et al.* (1993), mostrada no item 3.1.2.3.

A questão da contaminação crustal, isto é, da extensão com que esses magmas interagiram com a crosta durante sua ascensão à superfície, por decorrência também não é consensual entre os pesquisadores.

Os conteúdos em elementos maiores nos basaltos dos CFB, MORB (*mid-ocean ridge basalts*) e OIB (*ocean island basalts*) são bastante similares, sendo todos considerados

tholeiíticos. Apresentam, no entanto, algumas diferenças sistemáticas como, por exemplo, o conteúdo maior em K_2O e SiO_2 dos basaltos continentais em comparação aos oceânicos, o que reflete, segundo Dupuy & Dostal (1984), processos de assimilação crustal durante a ascensão desses magmas.

Comparados aos MORB e OIB, os CFB em geral apresentam abundâncias maiores de LREE (*Light Rare Earth Elements*). No entanto, as diferenças são mais evidentes nas quantidades maiores de elementos incompatíveis móveis (e.g. K, Rb, Sr, Ba e Th), que podem ser tanto consequência de contaminação crustal como derivação a partir de fontes mantélicas sub-continentais enriquecidas nestes elementos (MacDougall, 1988b).

Por outro lado, os CFB se caracterizam, ainda, pelas baixas concentrações de elementos traços compatíveis como o Ni que, considerados juntamente com a correlação positiva observada entre CaO e MgO (e.g. Wilson, 1989), corroborariam a hipótese de que os CFB não representam magmas primários, mas sim, evoluíram por cristalização fracionada durante o deslocamento para a superfície. Este fracionamento seria marcado pela diminuição progressiva do índice $Mg^\#$ (N° de Mg) e aumento das concentrações de elementos traços incompatíveis, particularmente dos LILE (*Large Ion-Lithophile Elements*) em relação aos magmas primários.

O padrão de fracionamento nos CFB é ainda caracterizado pelo decréscimo progressivo das quantidades de Cr, que acompanha o Ni, enquanto que outros elementos de transição como o Cu, e em menor grau o Zn e V, crescem progressivamente, acompanhando o Fe e o Ti. O Cu, em particular, apresenta um comportamento tipicamente incompatível e apresenta uma correlação positiva estes elementos, definindo uma feição característica dos CFB (Dupuy & Dostal, 1984).

Em relação ao conteúdo de EGP em basaltos continentais, a revisão realizada por Crocket (1981) nas províncias do Karoo, Paraná, Deccan e Columbia River, revelou valores médios de Pd de 8,3 e de Ir de 0,092 ppb. Esses resultados revelam, além das baixíssimas concentrações, o caráter altamente fracionado desses elementos (razões Pd/Ir = 100; Barnes *et al.*, 1985). Abundâncias similares a essas foram recentemente obtidas por Brüggmann *et al.* (1993), trabalhando com os basaltos da região de Noril'sk, nos Traps Siberianos. Esses autores observaram, ainda, o crescimento dos teores de Pd e Pt (incompatíveis) e a diminuição do de Ir (compatível) com o decréscimo do conteúdo de MgO.

Os resultados de estudos isotópicos de Nd e Sr nos CFB mostram alguma superposição com os dos OIB; no entanto, em geral estendem-se mais que eles para um campo definido por valores de ϵ_{Sr} positivos e ϵ_{Nd} negativos (e.g. Wilson, 1989). Isto significa que os CFB tiveram alguma contribuição de fontes enriquecidas em elementos incompatíveis, isto é, com razões altas de Rb/Sr e baixas de Sm/Nd, em relação ao estimado para a terra global (*bulk earth*) e conseqüentemente, em relação aos MORB e OIB. Novamente sem haver consenso, vários mecanismos têm sido propostos na tentativa de explicar estas diferenças isotópicas, como, por exemplo, o de contaminação crustal (Dupuy & Dostal, 1984; Wooden *et al.*, 1993), enquanto Hawkesworth *et al.* (1984a) consideram o manto litosférico subcontinental isotopicamente heterogêneo, possivelmente refletindo sua evolução durante o tempo geológico, em resposta a eventos de empobrecimento e enriquecimento que envolveram fusões parciais, fluídos ricos em elementos traços incompatíveis, bem como retrabalhamento e reciclagem de materiais crustais em zonas de subducção. Como já foi colocado acima, outros autores defendem a origem essencialmente astenosférica para os magmas das províncias de CFB, os quais podem ter interagido tanto com a litosfera como com a crosta continental durante a subida para a superfície (e.g. Arndt *et al.*, 1993).

A gênese dos magmas de alto- e baixo-Ti caracterizados em várias províncias de CFB (e.g. Karoo, Traps Siberianos e Paraná) é outro motivo de especulação. Arndt *et al.* (1993) defendem que ambos resultam de graus distintos de fusão parcial a partir de pluma no manto astenosférico. Ellam e Cox (1991) defendem que os magmas de alto-Ti do Karoo resultam de magmas astenosféricos com pequenas contribuições da litosfera. Hergt *et al.* (1991) e Lightfoot *et al.* (1993) consideram os magmas de baixo-Ti resultantes de fusões da litosfera com pequenas contribuições de sedimentos subductados.

Dentro desse debate, ainda atual sobre os basaltos continentais, algumas tendências se salientam na literatura. A primeira e mais amplamente aceita é o provável caráter picrítico dos magmas primários dos CFB, que teriam sido submetidos a processos de cristalização fracionada em câmaras profundas na crosta. Estes magmas primários eventualmente atingiriam a superfície, como os basaltos picríticos do Karoo (Ellam & Cox, 1991).

Já a polêmica sobre a fonte desses magmas ser litosférica ou astenosférica deve continuar rendendo ainda intensos debates entre os pesquisadores, apesar de sentir-se uma leve tendência em favor das fontes astenosféricas com contribuição litosférica e / ou crustal.

O conteúdo metálico das possíveis mineralizações associadas às províncias de CFB está relacionado à composição de seus magmas primários. Logo, magmas picríticos possibilitariam mineralizações com razões $\text{Cu}/(\text{Cu} + \text{Ni})$ menores do que a partir de magmas tholeiíticos, desde que essas composições não se dessem à custa de cristalização fracionada anterior à colocação do magma, empobrecidas, portanto, em elementos compatíveis como o Ni.

2.1.2. Aspectos Geodinâmicos

Os processos geodinâmicos responsáveis pelo desenvolvimento das províncias de CFB são, também, objeto de especulação. A causa básica da erupção dessas enormes quantidades de derrames basálticos ainda é um grande mistério (Richards *et al.*, 1989), devido principalmente à falta de situações atuais análogas para comparações (Peate, 1990).

Com respeito à gênese dessas províncias, é amplamente reconhecido o seu relacionamento com os ambientes tectônicos distensivos e o seu desenvolvimento nas fases precoces dos rifteamentos continentais (MacDougall, 1988a).

Existem vários modelos para explicar essa associação. Os mais difundidos na literatura são os que envolvem a participação de plumas do manto / *hot spots*. A ligação entre os *hot spots*, rifteamento continental e províncias de CFB vem sendo discutida há bastante tempo (e.g. Morgan, 1971).

Embora os modelos para a estrutura e evolução temporal das plumas variem bastante, o que eles apresentam em comum é a capacidade da pluma de gerar enormes quantidades de fusão por descompressão de uma porção de manto ascendente, termicamente anômalo (Coffin & Eldholm, 1992). Os modelos que envolvem plumas mantélicas podem ser separados em dois grupos principais.

O primeiro defende um papel ativo para as plumas, no qual a distensão e rifteamento resultariam do aquecimento provocado pela ascensão da pluma mantélica (e.g. Richards *et al.*, 1989). O segundo grupo advoga que as plumas teriam um comportamento passivo e resultariam da descompressão produzida pela distensão e rifteamento da litosfera continental, tendo a ascensão da pluma acentuado o processo distensivo (e.g. White & McKenzie, 1989). Há ainda propostas mistas para o comportamento das plumas (ativo / passivo) (Hill, 1991). Nestas hipóteses, o início de plumas novas sob áreas já submetidas à extensão por movimento

das placas poderia acelerar o regime extensional e levar à uma nova bacia oceânica.

Ainda uma outra alternativa seria a proposta de Alt *et al.* (1988) de que a origem das plumas e, conseqüentemente, das províncias de CFB estaria ligada ao impacto de grandes meteoritos.

Propostas de modelos diferentes dos de plumas mantélicas para a gênese de províncias de CFB têm sido também apresentadas. Destaca-se a defendida por Duncan *et al.* (1984) para o Karoo, que relaciona as províncias à subducção. Neste modelo, as províncias de CFB do Paraná, Karoo e Antártica formariam uma faixa paralela à margem pacífica do Gondwanaland, com os basaltos se formando em ambiente similar ao de bacia marginal ou *back-arc*. O magmatismo seria, neste caso, uma consequência termal de rolos mantélicos convectivos induzidos pela subducção sob a margem pacífica do Gondwanaland desde o Devoniano.

Outro modelo alternativo é o defendido por Anderson (1982), de fusão mantélica por isolamento térmico (*Insulation melting*). Neste, parte do manto à época do megacontinente Pangea teria ficado isolado termicamente devido à enorme massa continental sobrejacente. O isolamento elevaria a temperatura local do manto por causa da ausência de canais de dissipação de calor, tipo cordilheiras meso-oceânicas, e provocaria a fusão pervasiva do manto litosférico que, por sua vez, daria início ao processo de rifteamento continental. Uma vez iniciada a abertura do assoalho oceânico, o magmatismo nos continentes diminuiria devido à perda de calor do manto astenosférico através das cordilheiras meso-oceânicas, situadas em ambas as margens das novas placas continentais.

Dentre as diferentes propostas, o modelo de plumas mantélicas na astenosfera é o que vem se difundido mais atualmente. Autores, inclusive, que defendem magmas primários litosféricos para os CFB, atribuem a fonte de calor necessária para fundir a litosfera à atuação das plumas astenosféricas (e.g. Hawkesworth *et al.*, 1992).

2.2 - Província dos Traps Siberianos

A província de CFB dos Traps Siberianos localiza-se na parte oeste da Plataforma Siberiana (Fig. 2.1), na Rússia, e aloja as mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP de Noril'sk - Talnakh, na sua extremidade NW.

A Plataforma Siberiana constitui uma vasta área cratônica, estável desde o início do

Paleozóico, e define o maior elemento estrutural da crosta continental do hemisfério norte no Pré-cambriano Superior (Malich *et al.*, 1984). Está separada dos terrenos vizinhos por zonas de grandes falhas regionais (Fig. 2.2).

Áreas de escudo, antécclises, sinéclises, bem como depressões e calhas de diferentes naturezas, constituem essa plataforma, sobre a qual a evolução da cobertura (sedimentar / magmática) esteve desde o Pré-cambriano Superior (em torno de 1,6 Ga) diretamente relacionada ao desenvolvimento tectônico das áreas circunvizinhas (e.g. Bazunov *et al.*, 1976).

A cobertura sedimentar Paleozóica na parte oeste da plataforma Siberiana compreende, basicamente, dolomitos, calcários e argilitos marinhos do Paleozóico Inferior. Acima destes ocorrem margas calcárias e dolomíticas, dolomitos e evaporitos ricos em sulfatos do Devoniano, recobertos por calcários de águas rasas do Carbonífero Inferior. O topo da sequência apresenta sedimentos lagunares e continentais que incluem siltitos, arenitos, conglomerados e camadas de carvão do Carbonífero Médio ao Permiano Superior (Glaskovsky *et al.* 1977).

O magmatismo basáltico da província de CFB dos Traps Siberianos ocupa principalmente a parte oeste da plataforma. Este vulcanismo, segundo Zolotukhin & Al'Mukhamedov (1988), teve início em torno de 240 Ma e atingiu o ápice em 235 Ma. Entretanto, de acordo com Wooden *et al.* (1992), as datações do magmatismo apresentam

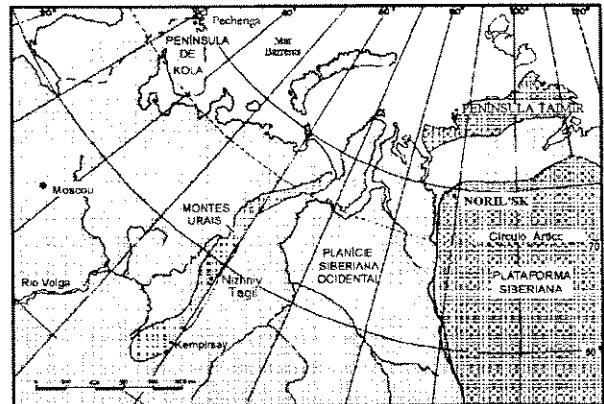


Fig. 2.1 Mapa de localização da Plataforma Siberiana, simplificado de von Gruenewaldt (1991).

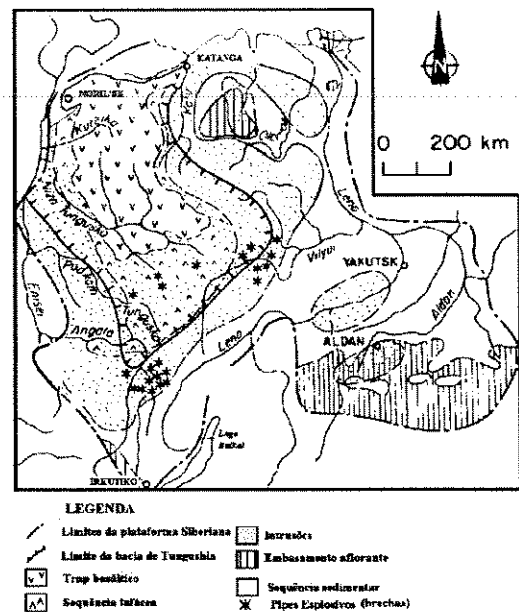


Fig. 2.2 Mapa geológico dos Traps Siberianos, simplificado de Zolotukhin & Al'mukhamedov (1988).

variações dentro do intervalo de 254 a 238 Ma.

As lavas basálticas ocorrem, principalmente, na Sinéclise Tunguska e predominam sobre os tufos nas porções norte e noroeste da plataforma. A espessura dos derrames diminui gradualmente para o sul até desaparecer, dando lugar a seqüências tufáceas (Fig. 2.2).

De uma maneira geral, a atividade intrusiva dos Traps quando ocorre na forma de diques, distribui-se nas áreas de embasamento cristalino e na porção inferior da cobertura da plataforma. Corpos na forma de *sills*, por sua vez, dominam na porção superior da cobertura sedimentar e nas próprias vulcânicas do Triássico Inferior (Zolotukhin & Al'Mukhamedov, 1988).

Os Traps Siberianos, em função de diferenças nas características geoquímica e petrográfica do vulcanismo, foram compartimentados em duas regiões principais por Sharma *et al.* (1991; 1992): Putorana, na porção central da sinéclise de Tunguska, contendo aproximadamente 90% das lavas da província, e Noril'sk, na porção NW da plataforma. Esta, por conter as mineralizações de Noril'sk - Talnakh, foi mais minuciosamente estudada.

Em Putorana as lavas apresentam uma espessura máxima de 1,8 Km e estão representadas basicamente por basaltos tholeiíticos (Sharma *et al.*, 1991). Já em Noril'sk, com 3,7 Km de espessura (Lightfoot *et al.*, 1990), o pacote de lavas contém basaltos picríticos, tholeiíticos, sub-alcálinos e andesitos basálticos. A ausência de termos ácidos é uma particularidade da província Siberiana (Nesterenko *et al.*, 1991a).

As lavas de Putorana são subdivididas em três suítes e as de Noril'sk, em onze. A comparação entre as pilhas de derrames dessas duas sub-províncias (Tabela 2.2) evidencia, de acordo com Duzhikov *et al.* (1992), ter o vulcanismo da região de Putorana iniciado depois e terminado antes daquele da região de Noril'sk.

Dentro da atividade magmática Permo-Triássica, o vulcanismo dos traps desenvolveu-se em três estágios principais, sendo os dois primeiros exclusivos da região de Noril'sk (Duzhikov *et al.*, 1992). O primeiro estágio compreende o período definido pelas suítes **Iv** (basaltos alcalinos a sub-alcálinos), **Sv** (basaltos tholeiíticos) e **Gd** (que varia, ascendentemente, de basaltos tholeiíticos para picríticos). O segundo inclui as suítes **Kh** (tufos), **Tk** (tholeiitos com picritos no topo) e **Nd** (basaltos tholeiíticos). O terceiro e último, presente nas regiões de Noril'sk e Putorana, vai da suíte **Mr** até a **Sa** (Tabela 2.2). As lavas deste estágio estão representadas principalmente por basaltos tholeiíticos com tufos

subordinados e são tidas, pelo seu enorme volume e ampla distribuição, como representantes típicos dos Traps Siberianos. Os dados geoquímicos de REE também mostram as similaridades entre as lavas do último estágio para as áreas de Noril'sk e de Putorana (Nesterenko *et al.*, 1991a).

Tabela 2.2 Estratigrafia do Vulcanismo das Regiões de Noril'sk e Putorana - Traps Siberianos.

Idade	REGIÃO DE NORIL'SK		REGIÃO DE PUTORANA	
	Suítes	Espessura (m)	Suítes	Espessura (m)
Triássico Superior	Samoedsky (Sa)	0 - 800		
	Kuminsky (Ku)	0 - 210		
	Kharaelakhsky (Kha)	380 - 600	Nerakharsky (Nr)	400
	Mukulaevsky (Mk)	400 - 650	Honnamakitsky (Hm)	600
	Morongovsky (Mr)	300 - 600	Ayansky (An)	800
Triássico Inferior	Nadezhdinsky (Nd)	200 - 570		
Permiano Superior	Tuklonsky (Tk)	0 - 250		
	Khakanchansky (Kh)	10 - 130		
Permiano Superior	Gudchikhinsky (Gd)	0 - 200		
	Syverminsky (Sv)	0 - 240		
	Ivakinsky (Iv)	0 - 330		

Adaptada de Sharma *et al.* (1991)

Entre parênteses, a abreviaturas nomes das suítes.

Com relação aos corpos intrusivos, os da região de Noril'sk são separados nos cinco grupos seguintes: (1) *sills* alcalinos, (2) diques doleríticos, (3) *sills* doleríticos, (4) corpos diferenciados não associados à mineralização e (5) corpos diferenciados associados à mineralização (e.g. Naldrett *et al.*, 1992). O último grupo inclui as intrusões mineralizadas de Noril'sk e Talnakh, que serão detalhadas posteriormente.

Os magmas primários e os processos de evolução do magmatismo dos Traps Siberianos como um todo são discutidos por Nesterenko *et al.* (1991b) e Sharma *et al.* (1991; 1992). Outros trabalhos estão concentrados principalmente na região de Noril'sk (e.g. Fedorenko *et al.*, 1984; 1989; Lightfoot *et al.*, 1990; 1993; Fedorenko, 1991; 1992; Naldrett *et al.*, 1992; Brüggmann *et al.*, 1993; Wooden *et al.*, 1992; 1993).

Nesterenko *et al.* (1991b) defendem que os Traps Siberianos representam o produto de fusões iniciais tholeiíticas, baseados nas em relações de desequilíbrio entre a olivina e o líquido de basaltos picríticos da região de Noril'sk. Observam o predomínio de composições tholeiíticas nas lavas de Putorana e caracterizam os derrames picríticos da região de Noril'sk como cumuláticos (Fedorenko, 1981), resultantes da cristalização fracionada de olivina e piroxênio anterior à erupção, em câmaras magmáticas intermediárias.

A Tabela 2.3 expressa, de forma resumida, a composição química geral dos Traps nas duas sub-províncias.

Os estudos geoquímicos de elementos maiores realizados por Sharma *et al.* (1991) nas lavas das regiões de Noril'sk e Putorana demonstram, com base no gráfico que relaciona SiO_2 X $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (Fig. 2.3), serem os basaltos da região de Noril'sk mais diferenciados, concordando com a maior diversidade de tipos petrográficos na região de Noril'sk do que na de Putorana.

As diferenças entre as regiões de Noril'sk e Putorana são salientadas ainda quando observa-se as razões de elementos incompatíveis ($\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$) contra o índice de diferenciação $\text{Mg}^\#$ (Fig. 2.4a e b). Os baixos índices de $\text{Mg}^\#$ (0,33 a 0,63) dos basaltos siberianos refletiriam processos de

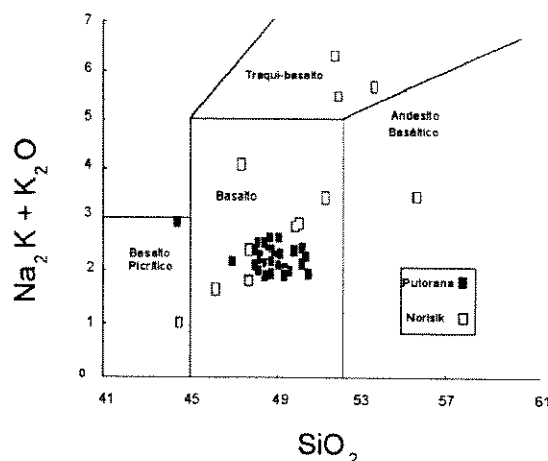


Fig. 2.3 Diagrama Alcalis total X Silica das lavas dos Traps Siberianos (Sharma *et al.* 1991)

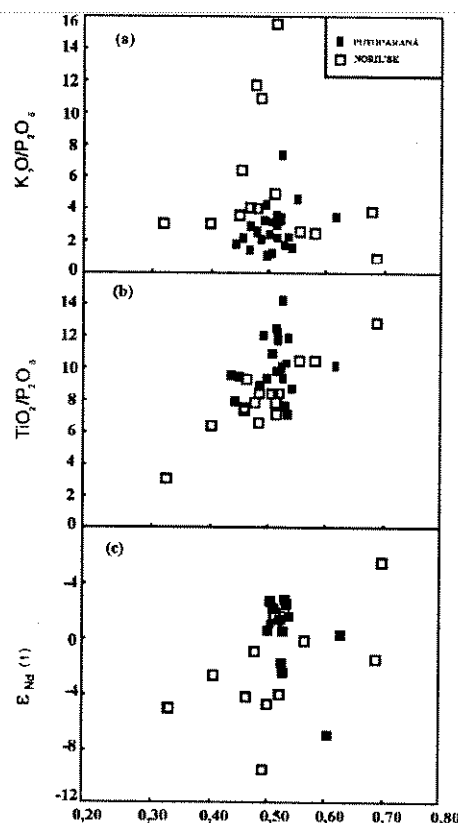


Fig. 2.4 Diagramas $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$; $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$ e $\epsilon(\text{Nd})^1$ X $\text{Mg}^\#$ das lavas dos Traps siberianos (Sharma *et al.* 1991).

cristalização fracionada a partir de fusões primárias (Sharma *et al.*, 1991). Concluem, ainda, com base nas razões K_2O/P_2O_5 (= 2) e na média do índice $Mg^{\#}$ (= 0,561) que os

Tabela 2.3: Análise químicas representativas dos Traps Siberianos

Região	Noril'sk (*1)							Putorana (*2)		
Suíte (*4)	Iv	Sv	Gd	Tk(*3)	Nd	Mr	Mk	An	Hm	Nr
SiO ₂	51,83	52,97	49,48	48,92	51,75	49,20	49,68	47,88	48,44	48,84
TiO ₂	2,16	1,61	1,70	0,81	0,98	1,11	1,21	1,12	1,34	1,51
Al ₂ O ₃	15,36	16,50	13,13	14,66	16,74	16,47	16,43	15,24	15,39	12,24
Fe ₂ O ₃ (*5)	13,40	11,14	12,88	11,37	10,70	12,36	12,87	11,57	12,35	12,62
MgO	3,84	6,41	10,86	11,27	6,11	7,02	6,83	7,24	6,90	6,30
MnO	0,20	0,15	0,18	0,17	0,16	0,18	0,19	0,21	0,20	0,20
CaO	7,85	6,44	7,76	10,60	10,32	11,25	11,37	10,39	11,00	10,81
Na ₂ O	3,09	3,35	2,02	1,75	2,31	1,94	2,02	1,86	2,11	2,10
K ₂ O	1,62	1,20	0,85	0,33	0,83	0,36	0,30	0,28	0,35	0,45
P ₂ O ₅	0,65	0,24	0,12	0,07	0,09	0,11	0,10	0,15	0,15	0,19
Ni	24	55	391	163	38	95	105	-	-	-
Cu	24	36	89	89	66	117	141	-	-	-
Cr	91	219	543	521	115	162	181	-	-	-
Co	26	34	54	55	36	42	44	-	-	-
Sc	25	25	28	23	32	37	37	-	-	-
V	157	188	248	207	218	262	265	-	-	-
Zn	145	99	110	68	93	97	103	-	-	-
Rb	38	25	15	5	20	5	4	-	-	-
Sr	428	420	302	218	240	210	206	-	-	-
Y	41	25	17	14	22	23	23	-	-	-
Zr	327	186	114	58	125	95	90	-	-	-
Nb	31,4	16,1	9,5	2,5	9,1	5,5	4,5	-	-	-
Ta	1,56	0,85	0,53	0,16	0,52	0,32	0,26	-	-	-
Nº Amostras	5	2	5	13	11	11	9	3	2	2

*1 - Dados a partir de Lightfoot *et al.* (1990), no Furo de Sonda SG-9 (Fig. 3.1).

*2 - Dados a partir de Sharma *et al.* (1991). Calculados a partir da Secção no Lago Sebach'e.

*3 - Suíte Tk, dados a partir de Lightfoot *et al.* (1993), na exposição 1F (Fig. 3.1).

*4 - Suítes abreviadas conforme Tabela 2.2.

5 - Região de Putorana como FeO, de acordo com os originais.

basaltos de Putorana não devem ter evoluído por processos de AFC (assimilação, cristalização fracionada), pois a assimilação crustal e / ou fracionamento da apatita resultariam na elevação das razões K_2O/P_2O_5 . Já para Noril'sk, onde essas razões são uniformemente altas (> 2) e o índice $Mg^\#$ é bastante variável, advogam a atuação de processos de AFC.

A evolução das lavas de Noril'sk por AFC é também sugerida, segundo esses autores, pelo valores negativos de $\epsilon_{Nd}^{(t)}$ com fraca correlação positiva com $Mg^\#$, bastante distintos dos de Putorana (Fig. 2.4c). Ademais, a fraca correlação positiva entre as razões TiO_2/P_2O_5 e $Mg^\#$ (Fig. 2.4b) nas lavas de Noril'sk resultaria da cristalização fracionada de olivina e piroxênio, pelo fato de o Ti ser mais compatível que o P. No entanto, Lightfoot *et al.* (1990) e Naldrett *et al.* (1992) consideram, baseados no índice $Mg^\#$ variável, que os processos de cristalização fracionada só atuaram nas lavas do primeiro estágio (suítes Iv, Sv e Gd). A natureza fracionada das lavas desse primeiro estágio é também caracterizada pelas concentrações baixíssimas de elementos compatíveis (Ni) e muito altas de elementos litófilos incompatíveis (La e Th). Consideram também que no segundo estágio do magmatismo, representado pelas suítes Tk, Nd e Mr com índice de $Mg^\#$ relativamente constante, a atuação da cristalização fracionada foi mínima. Consideram ainda, como Wooden *et al.* (1993), que a assimilação crustal foi um processo importante somente nas suítes Nd e Mr. Lightfoot *et al.* (1993) cogita porém, que a assinatura enriquecida em elementos litófilos incompatíveis dessas suítes poderia ter sido originada a partir da litosfera sub-continental enriquecida nesses elementos.

O pacote composicionalmente monótono de lavas tholeiíticas do terceiro estágio, que compreende desde a suíte Mk até Sa, presente nas área de Putorana e de Noril'sk, é considerado não contaminado crustalmente e pouco afetado pelos processos de cristalização fracionada (Sharma *et al.*, 1991; Lightfoot *et al.*, 1990).

Uma característica importante do vulcanismo da região de Noril'sk, é a subdivisão da pilha vulcânica em magmas de alto- e baixo-Ti (e.g. Fedorenko, 1992), sendo o primeiro estágio de alto-Ti e o segundo e terceiro, de baixo-Ti. Estes dois tipos apresentam algumas características isotópicas e de elementos traços semelhantes às dos basaltos de alto- e baixo-Ti das províncias de CFB do Karoo e do Paraná (Lightfoot *et al.* 1993; Wooden *et al.*, 1993; Arndt *et al.*, 1993).

Os grupos de suítes de alto e de baixo-Ti apresentam também índices de diferenciação ($Mg^\#$) típicos. Dados publicados por Lightfoot *et al.* (1990; 1993) mostram as suítes inferiores,

de alto-Ti, com $Mg^\#$ variável de 0,323 a 0,736 (média de 0,533). Refletindo sua diversidade composicional, que inclui basaltos alcalinos, tholeiíticos e picríticos. Nas suítes de baixo-Ti, o $Mg^\#$ varia menos, de 0,514 a 0,606 (média de 0,564) (Lightfoot *et al.*, 1990), embora o $Mg^\#$ médio cresce para 0,582 quando são considerados também os basaltos tholeiíticos e picríticos da suíte Tk (Lightfoot *et al.*, 1993).

As diferenças petrográficas e geoquímicas entre os magmas das regiões de Noril'sk e Putorana podem ser atribuídas, segundo Sharma *et al.* (1991), a diferentes condições de extravasamento do magma nas duas áreas. Em Noril'sk as lavas seriam alimentadas por câmaras magmáticas relativamente pequenas, controladas por falhamentos locais que possibilitariam a atuação de processos AFC. Em Putorana o vulcanismo seria do tipo fissural, com rápidos extravasamentos subaéreos de enormes volumes de magma, que inibiriam a atuação de processos de AFC.

A questão da fonte do magmatismo dos Traps Siberianos é motivo de controvérsia. A seguir, apenas as propostas mais recentes serão brevemente citadas.

Uma fonte mantélica com características próximas às dos condritos para os Traps foi defendida por Sharma *et al.* (1991), baseados em isótopos de Sr-Nd. Mais tarde, Sharma *et al.* (1992) concluíram, baseados principalmente na correlação entre razões isotópicas de Nd, Sr e Pb e no empilhamento estratigráfico das lavas (Fig. 2.5), que havia uma heterogeneidade composicional, apresentada pelas primeiras erupções dos traps (área de Noril'sk e Suíte Ayanski, em Putorana). Essa heterogeneidade indicaria que as erupções iniciais resultam

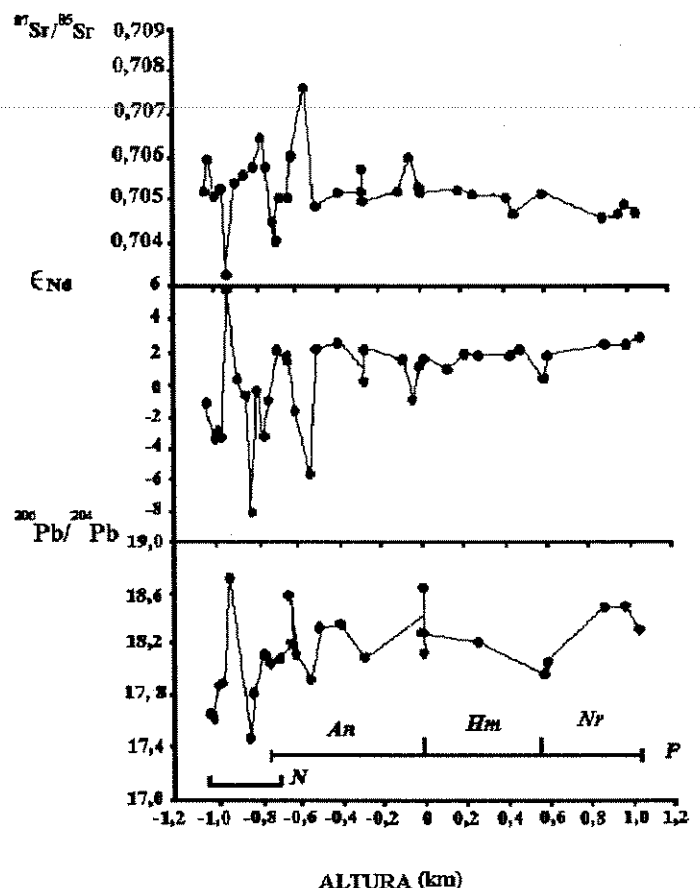


Fig. 2.5 Composições isotópicas iniciais de Sr, Nd, Pb dos Traps Siberianos (N - Noril'sk; P - Putorana). De Sharma *et al.* (1992)

de fusões a partir de plumas mantélicas profundas, tendo interagido com a litosfera e crosta continental durante sua ascensão à superfície. Nessa ascensão ocorreria a selagem (isolamento) das paredes do sistema de alimentação (condutos), propiciando às lavas das erupções posteriores ascenderem sem sofrer modificações, o que explicaria a relativa uniformidade das lavas de Putorama.

Wooden *et al.* (1993) e Lightfoot *et al.* (1993) concordam com fontes astenosféricas para as lavas de alto-Ti, do primeiro estágio da região de Noril'sk. Já com relação às lavas do segundo e terceiro estágio, de baixo-Ti, discordam entre si, mesmo tendo trabalhado com resultados químicos similares, como se pode ver no item 3.1.2.3.

2.3 - Província Ígnea do Karoo

A Província Ígnea do Karoo situa-se na porção meridional da África, ao sul da latitude 21° S, e corresponde às primeiras manifestações magmáticas relacionadas ao desmembramento do Supercontinente Gondwana durante o Mesozóico (Eales *et al.*, 1984). Durante este evento, forma-se também o Complexo Intrusivo Insizwa, localizado no Transkey - África do Sul e portador da mineralização sulfetada de Ni-Cu-EGP de Waterfall Gorge (e.g. Scholtz, 1937).

A atividade ígnea da Província de CFB do Karoo ocorreu logo em seguida à extensa e prolongada sedimentação da Bacia do Karoo.

A bacia instalou-se sobre um embasamento Pré-Cambriano, constituído de cratons e cinturões móveis arqueanos e proterozóicos. As rochas mais jovens do embasamento compreendem as áreas metamorfoseadas no evento termo-tectônico Pan-Africano, do final do Pré-Cambriano ao início do Paleozóico (700 - 400 Ma).

O pacote sedimentar da Bacia do Karoo é dividido nos Super Grupos Cape e Karoo (Eales *et al.*, 1984). O primeiro é constituído por arenitos, siltitos e folhelhos, depositados entre o Devoniano e o início do Carbonífero. O segundo, depositado entre o Carbonífero Superior e o Jurássico, é constituído na base por sedimentos glaciogênicos que passam a sedimentos marinhos e, em seguida, continentais, chegando, no topo, aos típicos arenitos eólicos da Formação Clarens, bastante similares à Formação Botucatú da Bacia do Paraná (Cox, 1988).

A área alcançada pelos derrames da Província Ígnea do Karoo era originalmente bem

maior, devido à amplitude de sua ocorrência (Cox, 1988) (Fig. 2.6). Grandes partes foram erodidas e parte foi coberta pelos sedimentos Cenozóicos da Bacia do Kalahari.

Segundo Eales *et al.* (1984), as principais exposições de rochas ígneas dessa província se concentram (1) no lineamento Lebombo-Nuanetsi-Sabi, (2) na sequência de derrames horizontais do Lesotho na África do Sul e (3) nos pacotes de derrames localizados em Mariental, região central da Namíbia, e em Etendeka, litoral NW desse país.

A área do Lebombo-Nuanetsi-Sabi se caracteriza por uma espessa sequência de lavas, constituída da base para o topo por nefelinitos da Formação Mashikiri (Bristow, 1984a), seguidos por basaltos picríticos da Formação Letaba (Bristow, 1984b), recobertos

por derrames basálticos da Formação Sabie River (Cox & Bristow, 1984), e ao final, por uma série de riolitos, subdivididos em várias formações (e.g. fm. Jozini e Mbuluzi), com intercalações locais de basaltos (Cleverly *et al.*, 1984).

As seqüências de lavas do Lesotho e de Mariental são constituídas, essencialmente, por basaltos tholeiíticos com pequenas quantidades de olivina e quartzo em suas normas. Pequenos volumes de lavas intermediárias, de composição andesítica a dacítica, são observados nas porções inferiores das pilhas vulcânicas (Marsh & Eales, 1984).

A sequência de lavas de Etendeka, por sua vez, consiste principalmente de basaltos tholeiíticos com intercalações de latitos e quartzo-latitos no topo (Erlank *et al.*, 1984).

A atividade intrusiva da província encontra-se alojada tanto nos sedimentos do Karoo como no embasamento. Os diques e *sills* intrudidos nos sedimentos apresentam espessuras da ordem de centenas de metros e exibem marcantes efeitos de diferenciação. Em várias áreas

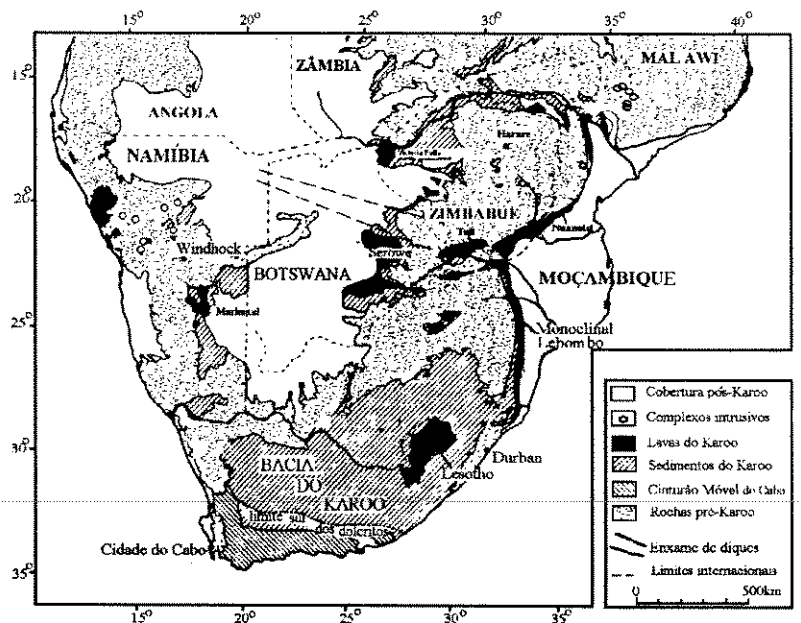


Fig. 2.6 Mapa geológico do sul da África, com as principais exposições de rochas ígneas do Karoo (simplificado de Eales *et al.*, 1984)

os diques ocorrem concentrados em enxames salientes como o de Rooi Rand, no Lebombo (Armstrong *et al.*, 1984) e o de Horingbaai, em Etendeka (Erlank *et al.*, 1984).

A atividade magmática principal do Karoo desenvolveu-se no Jurássico Inferior, entre 193 e 178 Ma (Fitch & Miller, 1984). As datas limites deste período coincidiram com eventos maiores da atividade ígnea da província. No primeiro evento (193 Ma) ocorreu o extravasamento das lavas do Lesotho e dos basaltos da Formação Sabie River na porção sul do Lebombo. No segundo (178 Ma) extravasaram as lavas do norte do Lebombo e Nuanetsi. Eventos ígneos menores estão registrados ao longo de todo o Jurássico. No Cretáceo Inferior (120 Ma) ocorreu importante evento magmático, materializado pelos derrames e intrusões de Etendeka, sensivelmente mais jovem que a atividade magmática do Karoo, e que tem idade semelhante à do magmatismo na Província do Paraná (Erlank *et al.*, 1984).

Os trabalhos de caracterização geoquímica das lavas e intrusões da Província Ígnea do Karoo (Erlank, 1984) revelam uma distribuição bimodal dos teores de sílica, com máximos correspondendo a basaltos de um lado e riolitos de outro. Os termos de composição riolítica estão situados unicamente nas margens da província, particularmente nas áreas Lebombo-Nuanetsi-Sabi e Etendeka. As rochas básicas são de composição mineralógica predominantemente tholeiítica (Eales *et al.*, 1984), tendo os nefelinitos e basaltos picríticos expressão local (Bristow, 1984a; b).

Propostas de compartimentação geográfica da província do Karoo, com base em características geoquímicas, foram apresentadas por Cox *et al.* (1967), Duncan *et al.* (1984) e Cox (1988).

A primeira (Cox *et al.*, 1967) subdividiu os CFB do Karoo em uma província norte - rica em K, e uma sul - pobre em K. Estas duas sub-províncias foram ainda distinguidas entre si pelos conteúdos de alguns elementos menores e traços (Ti, P, Rb, Ba, Sr, Zr e Nb), comparativamente mais ricos na província norte.

A proposta de Duncan *et al.* (1984), baseada principalmente nos dados de Erlank (1984), compartimenta a província nas áreas de Lebombo-Nuanetsi, Karoo Central e Etendeka.

A terceira proposta (Cox, 1988), também baseada em Erlank (1984), abrange as anteriores, sendo aqui resumidamente exposta. Este autor, seguindo Bellieni *et al.* (1984a), que subdividiram a Província do Paraná nos domínios Norte - de alto-Ti, e Sul - de baixo-Ti, adota para o Karoo a terminologia alto e baixo-Ti para enfatizar semelhanças entre as duas

províncias. Propõe assim, a subdivisão do Karoo em quatro regiões, denominando-as de (1) Baixo-Ti Norte, (2) Alto-Ti, (3) Baixo-Ti Sul e, (4) Etendeka.. Análises químicas representativas destas províncias geoquímicas são apresentadas na tabela 2.4.

Tabela 2.4: Análise químicas representativas da Província Ígnea do Karoo.

Províncias	Baixo-Ti Norte	Alto-Ti	Baixo-Ti Sul	Etendeka	Ácidas	
	Basaltos Malawi*	Basaltos Sabie River	Basaltos Lesotho	Basaltos Tafelberg	Riolitos Nuanetsi	Quartzo-latitos Etendeka
SiO ₂	52,23	52,41	51,50	53,57	71,57	68,00
TiO ₂	0,84	2,77	0,95	1,38	0,44	0,95
Al ₂ O ₃	14,63	13,65	15,69	14,17	12,89	12,89
Fe ₂ O ₃	11,91	12,10	10,96	12,61	5,23	6,61
MnO	0,16	0,15	0,16	0,18	0,09	0,10
MgO	6,53	5,64	7,01	5,25	0,40	1,26
CaO	10,55	8,79	10,69	8,59	1,39	2,74
Na ₂ O	2,20	2,28	2,17	2,52	2,89	2,69
K ₂ O	0,92	1,72	0,70	1,54	5,03	4,46
P ₂ O ₅	0,13	0,49	0,16	0,19	0,08	0,29
Rb	24	33	12	51	157	175
Ba	251	692	177	349	1640	627
Sr	120	795	192	229	85	131
Zr	84	332	94	165	763	279
Nb	8	24	4,9	10	102	22
Cr	116	192	283	64	13	10
V	-	228	240	301	5,4	53
Sc	-	24	33	35	10	20
Ni	82	95	94	53	4,5	4,5
Co	-	53	48	49	6,5	13
Pb	-	12	2,9	12	20	27
Zn	-	99	86	99	112	78
Cu	-	75	87	99	6,3	42
Y	-	33	24	31	83	37
Nº Amostras	11	27	49	39	19	19

Modificada de Cox (1988). * resultados a partir de Macdonald *et al.* (1983) e os demais a partir de Duncan *et al.* (1984).

A província Baixo-Ti Norte (Fig. 2.7) foi definida em caráter provisório por dispor de poucos dados químicos. Na verdade, corresponde a uma subdivisão da anterior província Norte - rica em K - a qual apresenta na sua porção setentrional maior afinidade geoquímica com a original província sul - pobre em K.

A província de Alto-Ti corresponde à anterior Norte - rica em K - de Cox *et al.* (1967), e à área Lebombo-Nuanetsi de Duncan *et al.* (1984). Apresenta, em relação

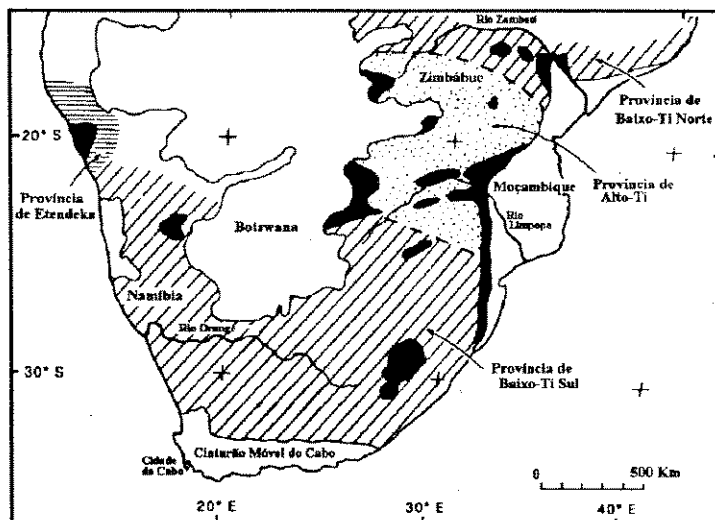


Fig. 2.7 Províncias geoquímicas do Karoo, segundo Cox (1988).

aos domínios de baixo-Ti, enriquecimento em elementos incompatíveis. Os basaltos picríticos da Formação Letaba ocorrem nesta província e são considerados por Cox *et al.* (1984) como possíveis representantes de magmas primários. Já os basaltos tholeiíticos da Formação Sabie River, também aí situados, são tidos como altamente evoluídos (diferenciados) (MgO entre 3 e 9%) (Cox & Bistow, 1984).

A província Baixo-Ti Sul ocupa na prática o mesmo domínio da província sul - pobre em K - de Cox *et al.* (1967). Corresponde também à área do Karoo Central e à porção sul do Lebombo de Duncan *et al.* (1984). A parte sul do Lebombo, nesta província de baixo-Ti, é constituída apenas pelos basaltos da Formação Sabie River, englobando ainda a quase totalidade das intrusões doleríticas da bacia do Karoo. É constituída, essencialmente, pelos magmas tipo Lesotho, de Marsh & Eales (1984), de baixo-Ti e baixo-MgO (6 -8%), mais básicos portanto do que os basaltos Sabie River. As intrusões picríticas descritas nesta província (e.g. Complexo Insizwa) foram consideradas por Eales & Marsh (1979) resultantes de cúmulos de olivina e não um tipo distinto de magma.

A área de Etendeka difere das demais, conforme já foi assinalado, pela idade Cretácica Inferior. Em geral as lavas básicas são mais evoluídas composicionalmente (diferenciadas) do que as da província sul de baixo-Ti. Estão relativamente enriquecidas em TiO_2 , K_2O e elementos incompatíveis. Os termos ácidos, por sua vez, apresentam conteúdos

de SiO_2 e K_2O similares aos riolitos da área Lebombo-Nuanetsi. Em relação a estes, mostram ainda concentrações maiores de TiO_2 , MgO e CaO , e menores de Ba, Zr, Nb e Y (Duncan *et al.*, 1984).

Os magmas básicos das áreas de alto e baixo-Ti e da de Etendeka apresentam também graus distintos de diferenciação, que podem ser caracterizados pelo índice de $\text{Mg}^\#$. Para efeitos de comparação mais adiante, os índices $\text{Mg}^\#$ do Karoo foram re-calculados, a partir dos dados de Duncan *et al.* (1984), seguindo os mesmos procedimentos utilizados por Peate (1990) para a província do Paraná e por Lightfoot *et al.* (1990; 1993) para os derrames da região de Noril'sk, Traps Siberianos.

Desse modo, na Província Ígnea do Karoo, os magmas de alto-Ti apresentam $\text{Mg}^\#$ variável de 0,434 a 0,751, refletindo a presença dos nefelinitos e dos basaltos picríticos e tholeiíticos. Os basaltos tholeiíticos (Formação Sabie River), que predominam neste domínio de alto-Ti, apresentam índice de $\text{Mg}^\#$ médio de 0,496. Já os magmas básicos da província sul de baixo-Ti da província apresentam $\text{Mg}^\#$ no intervalo de 0,524 a 0,604, com média de 0,593. Este valor médio da porção sul de baixo-Ti é bastante próximo daquele dos basaltos tipo Lesotho (0,599), amplamente predominantes nesta porção do Karoo. Para os basaltos de baixo-Ti da área de Etendeka, o valor médio de $\text{Mg}^\#$ obtido é de 0,492, bastante menor que os basaltos de baixo-Ti do Karoo.

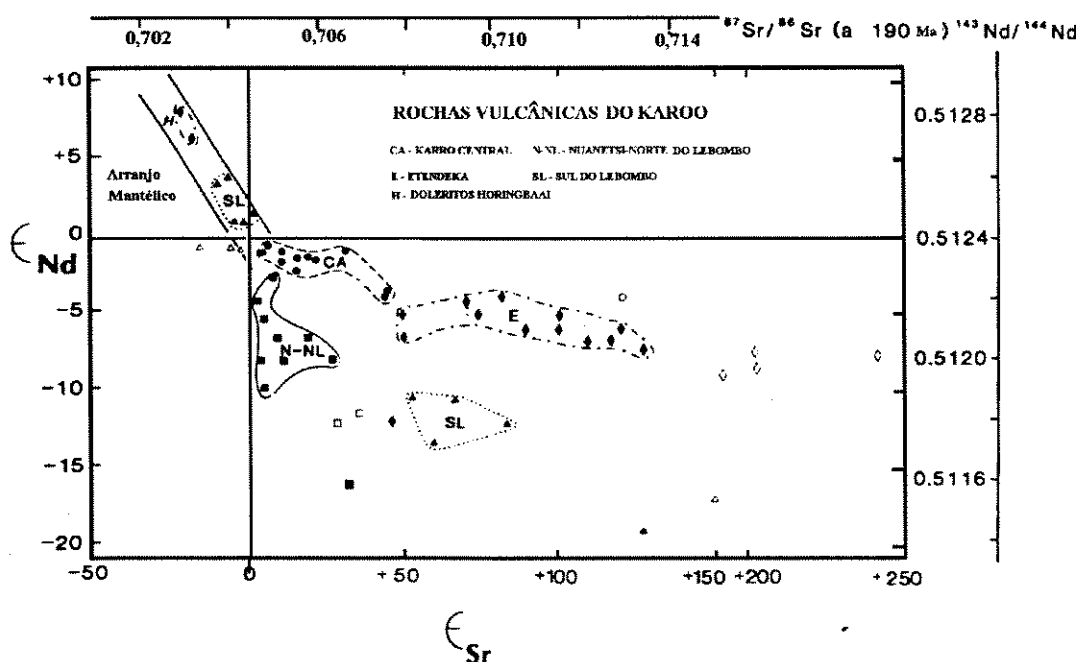


Fig. 2.8 Variações iniciais de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} das rochas vulcânicas do Karoo (modificado de Hawkesworth *et al.*, 1984).

Nas diferentes províncias geoquímicas consideradas, as lavas do Karoo apresentam, também, distintas composições isotópicas. O diagrama ϵ_{Sr} versus ϵ_{Nd} (Fig. 2.8), mostra os valores para áreas definidas por Duncan *et al.* (1984), além da do Lebombo Sul e dos doleritos do enxame Horingbaai. O diagrama apresenta a maioria destas áreas com valores ϵ_{Sr} positivos e ϵ_{Nd} negativos e, portanto, distribuídas no campo inferior direito, isotopicamente enriquecido.

As lavas definem dois padrões distintos de enriquecimento isotópico: o primeiro, compreende as lavas do Karoo Central e Etendeka (com ampla variação dos valores de ϵ_{Sr} e pequena de ϵ_{Nd}); o segundo, inclui as lavas do Lebombo-Nuanetsi e Norte do Lebombo (com pequena variação dos valores ϵ_{Sr} e grande de ϵ_{Nd} , num padrão quase vertical) (Fig. 2.8).

A atuação de processos de contaminação crustal para explicar os padrões de enriquecimento das lavas do Karoo tem validade apenas local, como por exemplo, para os basaltos do Lebombo sul, que definem dois campos distintos no diagrama (padrão *decoupled*). Nos demais casos as razões isotópicas de Nd- e Sr- variam coerentemente de um magma tipo para outro, fato que os autores consideram difícil de explicar por contaminação crustal. Hawkesworth *et al.* (1984b) propõem, então, que tais magmas derivaram do manto superior já enriquecido em elementos traços incompatíveis. Sustentam a hipótese nos valores isotópicos e de elementos traços em xenólitos peridotíticos, que apresentam similaridade com as lavas do Karoo nas características de enriquecimento em relação ao manto normal. Apontam uma litosfera subcontinental metassomaticamente enriquecida em elementos incompatíveis como fonte para as lavas do Karoo. Duncan *et al.* (1984) concordam com uma fonte litosférica sem negar a participação de processos de fusão parcial, cristalização fracionada e contaminação crustal na geração da diversidade composicional, observada nas rochas do Karoo.

Hawkesworth *et al.* (1984b) consideram, por outro lado, que os diques tardios de Horingbaai e de Rooi Rand são derivados do manto astenosférico, enquanto Cox (1988) argumenta que os magmas do Karoo como um todo poderiam ter sido gerados a partir de fontes astenosféricas enriquecidas por materiais subductados. Ellam & Cox (1991) defendem que os picritos de alto-Ti do Lebombo seriam magmas primários astenosféricos, com pequena contribuição de material litosférico de composição lamproítica. Hergt *et al.* (1991) advogam, para os magmas de baixo-Ti do Gondwana (e.g. Karoo e Paraná), fontes litosféricas enriquecidas em sedimentos subductados.

A distribuição das rochas basálticas, observadas sobre toda a porção sul do continente

africano e não preferencialmente nas suas margens sugere, segundo Duncan *et al.* (1984), que o magmatismo não resultou do desmembramento do Gondwana, mas sim que ambos, o magmatismo e o desmembramento, resultaram de um único processo. Segundo esses autores, a ocorrência confinada das variedades ácidas da província às margens da placa no sul da África pode ser o resultado de fusão parcial na, ou próximo à base da crosta continental, uma consequência térmica do adelgaçamento crustal e rifteamento anteriores à separação do Gondwana. Consideram, ainda, que a localização, também próxima às margens da placa, dos enxames doleríticos Horingbaai e Rooi Rand (geoquimicamente similares a MORB) pode indicar a existência de uma fonte astenosférica, coerente com os estágios finais de adelgaçamento crustal anterior ao início de desenvolvimento de assoalhos oceânicos. Defendem em suma o modelo de vulcanismo relacionado à subducção (item 2.1.2).

Entretanto, tem sido cada vez mais aceita por autores que trabalham na região, a atuação de plumas mantélicas para a geração dos CFB do Karoo. Também é amplamente aceito por esses mesmos autores (Cox, 1989; 1992; White McKenzie, 1989; Ellam e Cox, 1991) que a pluma esteve localizada sob a área do Lebombo-Nuanetsi, à época do magmatismo.

2.4 - Província Ígnea do Paraná

Formação Serra Geral é o termo estratigráfico aceito para a sequência de lavas basálticas que cobrem os sedimentos da Bacia do Paraná (e.g. Zalán *et al.*, 1991). Já Peate (1990), considerando também a atividade intrusiva, prefere denominar o magmatismo como um todo de Província de CFB do Paraná. No entanto, levando-se em consideração a ampla distribuição deste magmatismo, estendendo-se para fora dos limites da bacia sedimentar do Paraná, a variedade de produtos ígneos (básicos a ácidos) e a intensa atividade intrusiva, optamos por denominá-la de Província Ígnea do Paraná. O termo província ígnea é também utilizada por Cox (1988) para o Karoo.

Esta província situa-se no SE da América do Sul, com os produtos da atividade ígnea concentrados principalmente no Brasil e subordinadamente no Uruguai, Argentina e Paraguai. O vulcanismo cobre uma área aproximada de $1,2 \times 10^6 \text{ Km}^2$, o que corresponde a 70% da área da Bacia intracratônica do Paraná.

A Bacia do Paraná (Fig. 2.9) ocupa a região SE da Plataforma Sul Americana e mostra um alongamento preferencial na direção NNE-SSW. Desenvolveu-se sobre um

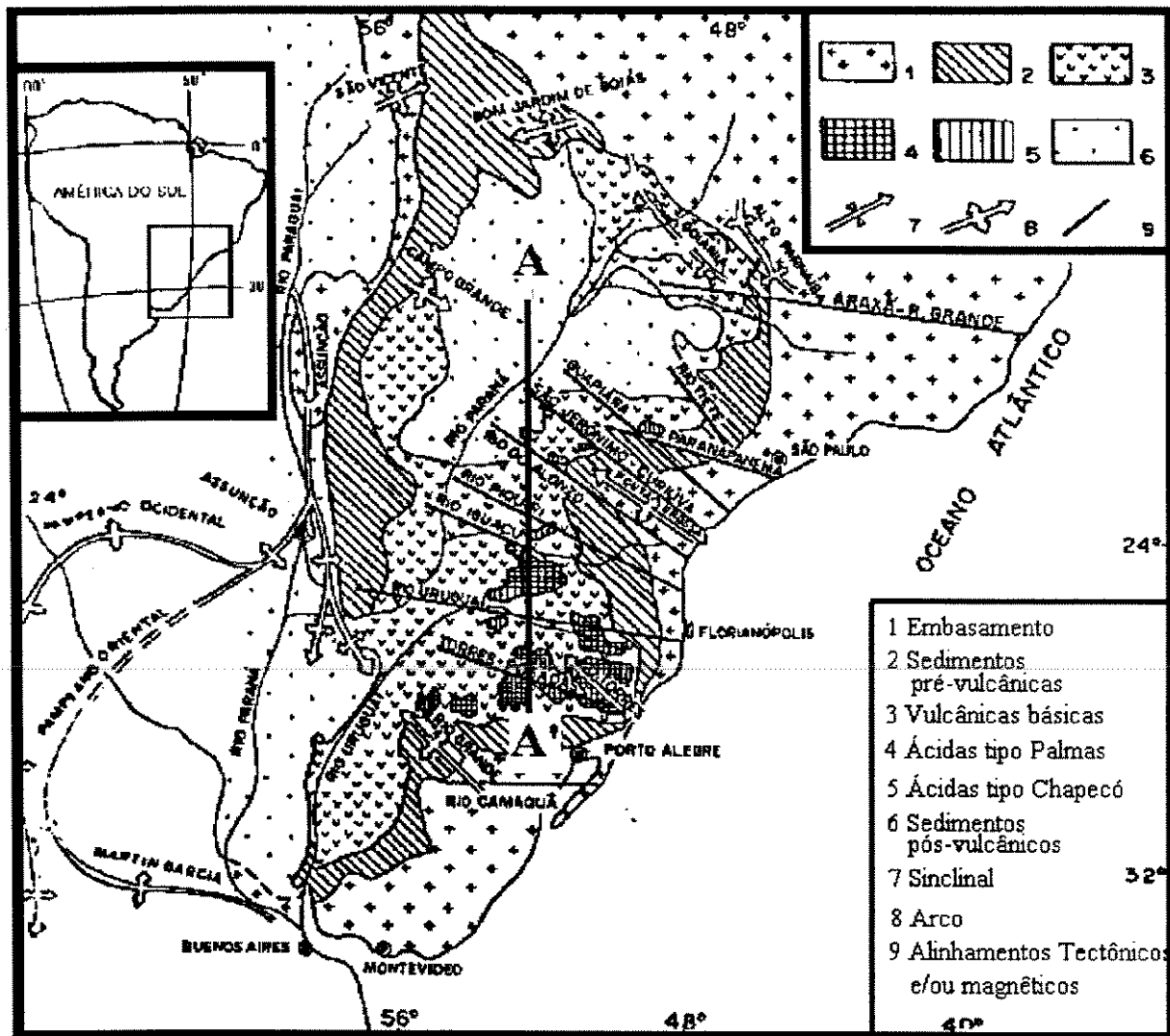


Fig. 2.9 Mapa geológico esquemático da Bacia do Paraná, adaptado de Belliene et al. (1986a), Petrini et al. (1987) e Marquês (1988).

embasamento, afetado profundamente pelos eventos tectonomagmáticos do Ciclo Brasileiro (700 - 450 Ma), e que apresenta impressas direções estruturais NNE-NE e NW predominantes. Estas controlaram a compartimentação e a evolução tectônica, sedimentar e magmática da bacia, cuja forma, segundo Zalán *et al.* (1991) é condicionada por arqueamentos e flexuras do embasamento cristalino (Fig. 2.9).

Os sedimentos que preencheram a bacia, do Siluriano ao Jurássico (Zalán *et al.*, 1987), apresentam sua maior espessura (em torno de 5.000 m) na porção axial da mesma e são predominantemente siliciclásticos, com subordinados calcários e evaporitos na Formação

Irati. A sedimentação Paleozóica representa vários ciclos de transgressão e regressão marinhas, sendo que os tilitos da Formação Itararé refletem o evento glacial do Carbonífero Inferior. Já os sedimentos Mesozóicos são exclusivamente continentais e consistem de intercalações de seqüências lagunares e fluviais, que culminam, no Jurássico-Cretáceo, em arenitos eólicos de ambiente desértico da Formação Botucatu, marcando o final do desenvolvimento sedimentar da bacia do Paraná. Este final coincide com o início do extravasamento dos derrames basálticos da Formação Serra Geral (e.g. Zalán *et al.*, 1987; 1991) e assemelha-se com a situação observada na província do Karoo. A evolução Siluriano-Jurássica da Bacia do Paraná foi acompanhada por movimentos crustais ascendentes particularmente ativos imediatamente antes da atividade vulcânica (Almeida, 1980; Ferreira, 1982; Fúlfaro *et al.*, 1982).

Os principais elementos tectônicos da bacia são os "arcos" e os "lineamentos tectônicos ou magnéticos" (Fig. 2.9). Os arcos definem estruturas alongadas positivas que contornam a bacia exceto na sua margem leste, onde ocorrem as bacias marginais (e.g. Pelotas e Santos). Os arcos de Ponta Grossa, Rio Grande e Campo Grande, bem como os lineamentos tectônicos ou magnéticos, apresentam direção geral NW-SE. Piccirillo *et al.* (1988a) sugerem que estes poderiam ser simplesmente a continuação no continente dos "lineamentos oceânicos" de Asmuz & Baisch (1983).

O magmatismo da Província do Paraná compreende uma espessa seqüência vulcânica de caráter básico a ácido e inúmeras intrusões na forma de diques e *sills*. A espessura do pacote vulcânico é bastante variável ao longo da bacia, alcançando em média 650 m (Leinz *et al.*, 1966). A espessura máxima conhecida é de aproximadamente 1,7 Km em Cuiabá Paulista - SP (Peate *et al.* 1988). A abrangência areal inteira do vulcanismo é difícil de estabelecer pois a bacia acha-se encoberta parcialmente por sedimentos cenozóicos, desconhece-se quanto foi erodido desde o Cretáceo e parte encontra-se submersa no oceano Atlântico.

Duas áreas de intensa colocação de diques (enxames) se salientam: a do Arco de Ponta Grossa (Ferreira, 1982), com disposição NW-SE e o denominado informalmente de Santos - Rio de Janeiro (Hawkesworth *et al.*, 1992) situado na costa, entre São Paulo e Rio de Janeiro com orientação geral NE-SW.

A Província Ígnea do Paraná, segundo a revisão dos dados geocronológicos (K-Ar) realizada por Peate (1990), processou-se entre 155 e 100 Ma, sendo que 70% das datações

estão contidas no intervalo entre 135 e 115 Ma. Este agrupamento das idades K-Ar no período 135 - 115 Ma (e.g. Amaral *et al.*, 1966; Melfi, 1967) apresenta, ainda, um valor preferencial em torno de 130 Ma. Esta idade preferencial também foi obtida por Mantovani *et al.* (1985a), usando o método Rb-Sr, e por Hawkesworth *et al.* (1992), por meio da técnica laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em minerais.

Litologicamente, o magmatismo da Província do Paraná caracteriza-se pelo predomínio de basaltos tholeiíticos a dois piroxênios (90% em volume). Em geral, contêm menos de 8% de MgO, índice de $\text{Mg}^\#$ inferior a 0,56 (Bellieni *et al.*, 1984a) e não há registros da presença de picritos, exceto, talvez pelo olivina-gabro do Complexo Básico de Lomba Grande (CBLG) com características composicionais de caráter picrítico (Viero, 1991). Os basaltos são acompanhados por volumes significativos de lavas ácidas, riolitos e riolitos, bem como quantidades subordinadas de rochas intermediárias, andesitos (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a).

A maioria dos estudos geoquímicos e isotópicos em amostras de lavas e intrusões distribuídas por toda a província (Bellieni *et al.*, 1984a,b; Mantovani *et al.*, 1985b; Bellieni *et al.*, 1986; Fodor, 1987; Petrini *et al.*, 1987; Hawkesworth *et al.*, 1986; 1988; Piccirillo & Melfi, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988a; b; 1989; 1990) separam-na em dois agrupamentos principais de rochas, com base nos conteúdos distintos de elementos maiores e traços bem como relações isotópicas. Foram definidos, dessa maneira, basaltos de baixo Fósforo e baixo Titânio (LPT), que se caracterizam por conteúdos de TiO_2 menores que 2% e de P_2O_5 menores que 0,35%, e basaltos de alto Fósforo e alto Titânio (HPT) com teores de TiO_2 maiores que 3% e de P_2O_5 maiores que 0,4% (Bellieni *et al.*, 1984a; Mantovani *et al.*, 1985b). Foi também considerada a existência de um terceiro agrupamento com teores de Ti e P intermediários (IPT) (Piccirillo *et al.*, 1988a). Os basaltos LPT são distintos, ainda, pelo empobrecimento em relação aos análogos HPT, em elementos incompatíveis, especialmente as Terras Raras Leves (LREE), P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a,b). As variedades ácidas também foram separadas em dois grupos principais por Bellieni *et al.* (1986), que definiram as ácidas tipo Palmas (comparativamente mais pobres em TiO_2 e elementos incompatíveis), os quais ocorrem normalmente associadas aos basaltos LPT, e as ácidas tipo Chapecó (comparativamente mais ricas em TiO_2 e com teores distintamente maiores de elementos

incompatíveis), que ocorrem associadas aos basaltos **HPT**.

Estes estudos mostram também que os grupos geoquímicos distintos de rochas definidos apresentam localizações geográficas preferenciais, possibilitando a compartimentação da província em três zonas (Norte, Sul e Central). Tais zonas apresentam também conteúdo litológico distinto (Piccirillo *et al.*, 1988a).

A Zona Sul da Bacia, situada a sul do Lineamento do Rio Uruguai (Fig. 2.10), apresenta, nas porções inferiores do pacote vulcânico, lavas básicas (basaltos tholeiíticos e andesíticos)¹ tipicamente **LPT**, e nas superiores, lavas ácidas (riodacitos e riolitos) tipo Palmas. As ácidas podem apresentar intercalações de lavas básicas e / ou intermediárias e tendem a concentrar-se próximo à margem continental atual. As lavas intermediárias (andesitos), por sua vez, ocorrem entre a porção inferior (básica) e a superior (ácida).

A Zona Norte, na região setentrional da bacia, é limitada a sul pelo Lineamento do Rio Piquiri (Ferreira, 1982) (Fig. 2.10) e composta quase que unicamente por lavas básicas (99%), sendo estas predominantemente dos tipos **HPT** e **IPT**, com subordinados basaltos **LPT** (8%). Estes são empobrecidos em SiO₂, Rb, U e Th relativamente aos **LPT** da zona sul. Esta zona é caracterizada ainda pela ausência virtual de rochas de composição intermediária e pela presença local, na porção SE, de pequenos derrames ácidos tipo Chapecó.

A Zona Central, situada entre os lineamentos do Rio Uruguai e do Rio Piquiri, apresenta vulcânicas básicas **LPT** e **HPT**, além de tipos **IPT**. Rochas intermediárias são raras enquanto as ácidas, tanto do tipo Palmas quanto do tipo Chapecó, ocorrem concentradas na porção leste da zona. A partir de suas características, esta zona poderia representar uma transição entre as zonas Sul (**LPT**) e Norte (**HPT**) (Piccirillo *et al.*, 1988a).

Para explicar as diferenças observadas entre os domínios **HPT** e **LPT** Bellieni *et al.* (1984a) propuseram magmas de origem picrítica, formados a partir de fusão de fontes mantélicas distintas e processos diferentes de cristalização fracionada e assimilação crustal. Fodor (1987) advoga diferentes graus de fusão parcial de um material essencialmente homogêneo, no centro e borda de uma grande pluma mantélica. Piccirillo *et al.* (1988b) defendem a fusão de um manto heterogêneo, com processos de assimilação crustal na porção

¹Denominação dos tipos litológicos, a partir da composição química das rochas, com base na classificação de De La Roche *et al.* (1980), modificada para o campo dos basaltos por Bellieni *et al.* (1981).

sul da província (LPT).

Peate (1990) define uma nova configuração para o magmatismo da Província do Paraná. Com base nas abundâncias e/ou razões de elementos maiores e traços específicos, subdivide os basaltos, anteriormente classificados em LPT e HPT, em seis diferentes magmas-tipo conforme os critérios definidos na Tabela 2.5 Identifica também variedades dentro dos magmas ácidos tipo Palmas e Chapecó, cujas composições médias, juntamente com as dos magmas-tipo basálticos, são apresentadas na Tabela 2.6.

Tabela 2.5. Critérios de Peate (1990) para classificação dos magmas-tipo basálticos da Província Ígnea Paraná.

	HPT			LPT		
	Urubici	Pitanga	Paranapanema	Ribeira	Gramado	Esmeralda
SiO ₂	> 49	> 47	48 - 53	49 - 52	48 - 55	49 - 60
TiO ₂	> 3,3	> 2,8	1,7 - 3,2	1,5 - 2,3	1,1 - 2,3	0,7 - 2,0
P ₂ O ₅	> 0,45	> 0,35	0,2 - 0,8	0,15 - 0,50	0,10 - 0,35	0,05 - 0,40
Fe ₂ O ₃ (t)	< 14,5	12,5 - 18	12,5 - 17	12 - 16	12 - 17	9 - 16
Sr	> 550	> 350	200 - 450	200 - 375	< 250	140 - 400
Ba	> 500	> 200	200 - 650	200 - 600	90 - 400	100 - 700
Zr	> 250	> 200	120 - 250	100 - 200	65 - 210	65 - 275
Ti/Zr	> 57	> 60	> 65	> 65	> 60	< 70
Ti/Y	> 500	> 350	> 350	> 300	< 330	< 330
Zr/Y	> 6,5	> 5,5	4,0 - 7,0	3,5 - 7,0	2,0 - 5,0	3,5 - 6,5
Sr/Y	> 14	> 8	4,5 - 15	5 - 17	< 9	< 13
Ba/Y	> 14	> 9	5 - 19	6 - 19	< 12	< 19

A distribuição e disposição estratigráfica esquemática desses magmas-tipo (Peate, 1990), em especial os basálticos, são apresentadas num perfil N-S ao longo da província (Fig. 2.10), a partir do qual verifica-se, dentro do antigo domínio LPT (Zona Sul da Bacia) a presença do magma-tipo Urubici (alto-Ti) e, dentro do domínio HPT (Zona Norte da Bacia), o magma-tipo Ribeira (baixo-Ti).

Tabela 2.6. Composição química média dos magmas-tipo da Província Ígnea do Paraná de acordo com Peate *et al.* (1990) e Peate (1990).

	Basaltos						Riolitos			
	LPT			HPT			Palmas		Chapecó	
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Parapanema	Pitanga	Urubici	Caxias do Sul	Santa Maria	Guarapuava	Ourinhos
SiO ₂	53,68	51,33	50,48	50,21	50,52	51,77	68,07	71,19	65,57	66,88
TiO ₂	1,43	1,55	1,80	2,31	3,53	3,74	0,99	0,72	1,41	1,15
Al ₂ O ₃	14,26	13,82	14,56	13,20	12,90	13,32	12,97	12,54	13,22	13,36
Fe ₂ O ₃ (t)	12,64	14,25	13,74	14,92	15,19	13,24	6,36	5,23	7,30	6,57
MnO	0,19	0,20	0,20	0,22	0,22	0,17	0,10	0,09	0,14	0,12
MgO	4,90	5,39	5,62	5,36	4,36	4,53	1,30	0,83	1,35	1,24
CaO	8,64	9,80	10,06	9,69	8,34	8,19	2,94	1,91	3,06	2,51
Na ₂ O	2,68	2,63	2,49	2,79	2,92	2,80	3,07	2,64	3,46	3,38
K ₂ O	1,33	0,83	0,79	0,99	1,48	1,71	3,92	4,64	4,03	4,43
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,25	0,31	0,56	0,54	0,27	0,20	0,46	0,36
Ni	42	52	77	51	30	54	7	6	6	7
Rb	45	27	17	21	32	37	168	206	98	138
Sr	238	191	288	306	466	768	135	107	375	326
Y	33	34	29	35	41	38	55	76	78	66
Zr	166	131	135	174	268	307	267	322	661	572
Nb	14	10	11	15	25	28	-	-	-	-
Cu	150	191	-	198	172	162	-	-	-	-
V	306	354	-	391	391	355	-	-	-	-
Zn	108	107	-	122	131	118	-	-	-	-
Ba	388	240	337	290	484	636	664	693	1.056	1.208
Nº amostras	121	70	26	33	82	65	132	42	40	39

A zona de transição entre os magmas LPT e HPT, na Zona Central da Bacia, com predomínio de magmas IPT (Piccirillo *et al.*, 1988a), foi descaracterizada por Peate (1990), mostrando que os magmas tipo Parapanema (TiO₂ entre 2 e 3%) (IPT) recobrem os tipo Pitanga (alto-Ti), que, por sua vez, recobrem os tipo Gramado (baixo-Ti), demonstrando existir entre eles uma relação temporal ao invés de espacial.

Em termos de diferenciação, o conjunto de magmas tipo (Peate, 1990; Peate *et al.*,

1990) apresenta um índice de $Mg^{\#}$ médio de 0,442, com pequenas variações entre os magmas tipo de alto e baixo-Ti. Os valores médios de $Mg^{\#}$ calculados para cada um dos magmas tipo de alto e baixo-Ti são os seguintes: Ribeira = 0,488; Esmeralda = 0,469; Gramado = 0,451; Paranapanema = 0,447; Urubici = 0,433; e Pitanga = 0,401. Os magmas de alto-Ti são, portanto, relativamente mais diferenciados que os de baixo-Ti.

A disposição desses magmas tipo em perfil (Fig. 2.10) mostra os pacotes de magmas-tipo mergulhando para norte, de encontro ao assoalho da bacia. O magma-tipo Gramado desaparece junto ao contato basal. A partir dessa feição, Peate (1990) e Peate *et al.* (1990) sugerem ter o vulcanismo migrado de sul para norte, num processo possivelmente relacionado à migração do rifteamento, no início da abertura do Atlântico Sul. Sugerem ainda, pelo recobrimento estratigráfico observado entre os magmas-tipo, que o vulcanismo da província como um todo evoluiu do tipo Gramado para o tipo Pitanga, e deste para o tipo Paranapanema.

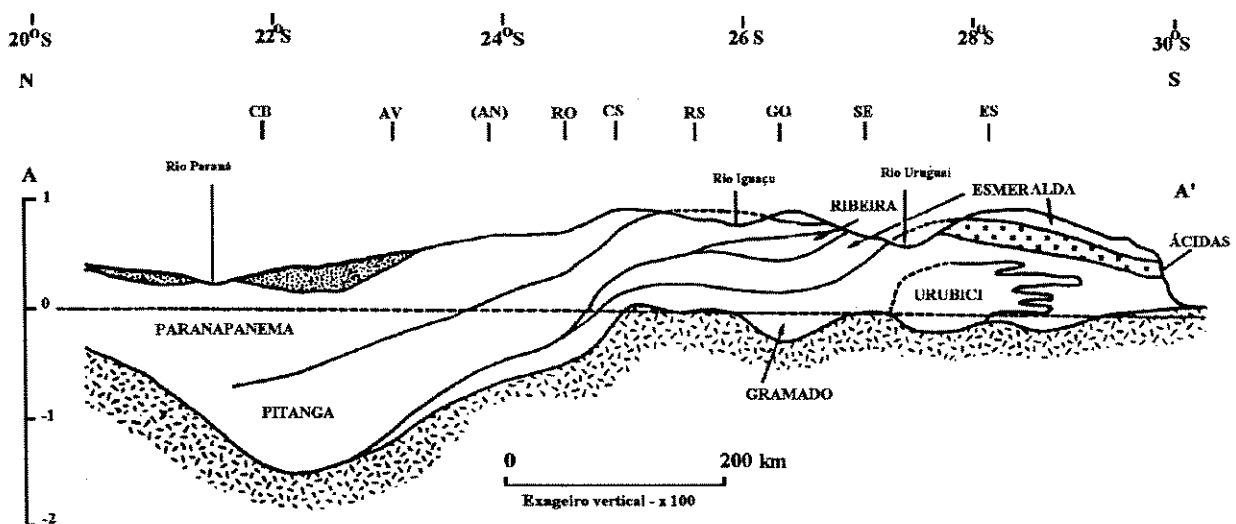


Fig. 2.10 Perfil esquemático N-S segundo 52W (A - A' na Fig. 2.9) mostrando o empilhamento interno das lavas da Fm. Serra Geral (Seg. Peate *et al.* 1992).

Peate *et al.* (1990) afirmam que a separação estratigráfica mais importante dentro da pilha vulcânica ocorre entre as unidades Gramado e Pitanga. Essa separação constitui-se numa forte variação composicional demarcada pela transição dos magmas-tipo de baixo-Ti ($Ti/Y < 300$) para os de alto-Ti ($Ti/Y > 300$). Sugerem, desse modo, que a história do magmatismo na província poderia ser pensada em termos de duas sucessivas províncias de CFB. Uma mais

antiga, a sul, compreendendo os magmas-tipo Gramado, Esmeralda e Urubici e uma mais jovem, aproximadamente 750 Km a norte e formada pelos magmas-tipo Pitanga, Paranapanema e Ribeira.

Peate (1990) considera que os processos pouco profundos, como assimilação crustal e cristalização fracionada, não foram responsáveis pelas diferenças observadas entre os magmas-tipo. Argumenta que magmas primários distintos são requeridos para formar magmas tipo Urubici (alto-Ti) e tipo Gramado (baixo-Ti). Considera-os, então, derivados de fontes mantélicas distintas devido à separação geográfica das lavas em domínios de alto e baixo-Ti, feição também observada na Província do Karoo, atribuída a variações geoquímicas laterais no manto litosférico subcontinental do Gondwana (Cox, 1988).

Peate (1990) e Peate *et al.* (1990) constataam que o conteúdo de elementos traços e isótopos dos magmas Urubici e Gramado, considerados não contaminados crustalmente, é notavelmente diferente dos típicos magmas astenosféricos (MORB e OIB). Sugerem que esses magmas se originaram de fontes do manto litosférico enriquecidas em elementos incompatíveis.

Modelos geodinâmicos envolvendo a conexão *hot spot* / pluma mantélica e alternativos, como os relacionados à subducção e ao isolamento térmico (*insulation melting*), são discutidos por Peate (1990) para explicar a gênese da Província Ígnea do Paraná.

Hawkesworth *et al.* (1992) consideram o manto litosférico subcontinental enriquecido em elementos traços incompatíveis como a fonte dos magmas da província do Paraná. Atribuem a essa fonte as lavas da província por terem razões de elementos traços características (e.g. Nb/La e Nb/Ba baixas) e composições isotópicas de Sr, Nd e Pb relativamente enriquecidas (e.g. Peate *et al.*, 1990; Hawkesworth *et al.*, 1988; Petrini *et al.*, 1987), feições essas incomuns em basaltos oceânicos e também não relacionadas a processos de contaminação crustal. Hawkesworth *et al.* (1992) propõem, então, que a província do Paraná teria sido gerada em resposta à migração do rifteamento do Atlântico Sul sobre uma área do manto anormalmente quente, atualmente vinculada ao magmatismo da ilha de Tristão da Cunha (entre as Latitudes 35 e 40S e Longitudes 10 e 15W). Consideram que a pluma contribuiu mais com calor do que com volumes significativos de magma astenosférico. A proposta baseia-se na ausência de volumes similares de magmas associados ao rifteamento do Atlântico sul, tanto ao norte quanto ao sul da Bacia do Paraná, e na semelhança geoquímica

(elementos menores e traços) observada entre alguns diques do enxame Santos - Rio de Janeiro e basaltos recentes de Tristão da Cunha (relacionados à atividade de pluma mantélica).

2.5 - Comparação entre as Províncias.

As três províncias analisadas apresentam diferenças e semelhanças resultantes de processos particulares de evolução. Tais características são apresentadas sucintamente na tabela 2.7

Tabela 2.7: Quadro Comparativo de características das Províncias de CFB dos Traps Siberianos, Karoo e Paraná.

Províncias de CFB		Traps Siberianos	Karoo	Paraná
Consolidação do Embasamento		Pré-Cambriano Superior	Pré-Cambriano Superior	Pré-Cambriano Superior
Bacia Intracratônica (Sinéclise)		Tunguska	Karoo	Paraná
Sedimentos		Predominantemente químicos, clásticos no topo. Destacam-se evaporitos e carvão	Predominantemente clásticos, químicos intercalados. Destaca-se carvão.	Predominantemente clásticos, poucos químicos. Destacam-se evaporitos (raros) e carvão.
M a g m a t i s m o	Idade	254 - 238 Ma.	193 - 179 Ma.	135 - 115 Ma.
	L i t o g i a s	tufos	sim	não
		picritos	sim	sim
		b. tholeiíticos	abundantes	abundantes
		b. alcalinos	sim	não
		r. intermediárias	sim (raras)	sim
		r. ácidas	não	sim
	G e o q u í m i c a	Propostas de compartimentação geoquímica	Províncias de baixo-Ti norte e sul. Província de alto-Ti. Basaltos continentais de Etendeka correlatos aos do Paraná.	Predomínio de alto-Ti no norte e baixo-Ti no sul. Estratigrafia química mostra empilhamento dos tipos de alto- e baixo-Ti.
		Índice de Diferenciação (Mg [#])	Putorana: média 0,561. Noril'sk: alto-Ti de 0,323 a 0,736, média 0,533; baixo-Ti de 0,514 a 0,606, média 0,564. Alto-Ti: de 0,434 a 0,751, média 0,577. Baixo-Ti: de 0,524 a 0,604, média 0,593. Etendeka: média de 0,492.	Baixo-Ti: Ribeira = 0,488; Esmeralda = 0,469; Gramado = 0,451; Alto-Ti: Paranapanema = 0,447; Urubici = 0,433; e Pitanga = 0,401.
	Fonte		Astenosfera (?) Litosfera (?)	Litosfera Astenosfera (?)
	Origem (modelo)		Pluma Mantélica	Pluma Mantélica / Subducção
	Jazida Ni-Cu-EGP		Noril'sk - Talnakh	Waterfall Gorge (Insizwa)
				????

As três províncias de CFB tiveram seu desenvolvimento relacionado a processos distensivos, associados a rifteamentos continentais. No entanto, esses processos no N-NW da plataforma Siberiana (província dos Traps Siberianos) não evoluíram para a abertura de uma bacia oceânica, a exemplo das províncias ígneas do Karoo e Paraná.

Estas três áreas de CFB ocorrem sobre espessas seqüências sedimentares que preenchem as respectivas bacias intracratônicas (sinéclises). Na bacia de Tunguska predominam os sedimentos químicos, merecendo destaque o volume de evaporitos ricos em sulfatos. Nas bacias do Karoo e do Paraná, por sua vez, predominam os sedimentos clásticos. Todas essas bacias estão dispostas sobre áreas de embasamento cristalino cratonizadas no final do Pré-Cambriano.

As diferentes idades das províncias aparentemente não têm um significado maior na perspectiva dos objetivos aqui traçados, como trataremos posteriormente.

Dentre os conteúdos litológicos (petrográficos), apesar do predomínio de basaltos tholeiíticos em todas as províncias, algumas diferenças se destacam, como: (1) importante ocorrência de basaltos picríticos e alcalinos na região de Noril'sk (Traps Siberianos) e na região do Lebombo - Nuanetsi (Karoo), ao contrário da província Ígnea do Paraná, onde apenas um corpo intrusivo de caráter picrítico foi identificado, no CBLG; (2) ausência de rochas ácidas associadas aos Traps Siberianos; (3) rochas intermediárias abundantes na província do Paraná e raras nos Traps Siberianos e Karoo; (4) presença de tufos nos Traps, não descritos nas outras duas províncias.

Estas características distintas dos pacotes vulcânicos nas três províncias refletem suas evoluções particulares. Os locais onde ocorrem os tipos alcalinos e picríticos são apontados como centrais da atividade de plumas e não representariam litologias típicas dos CFB. Já a ausência de variedades ácidas nos Traps Siberianos pode ser justificada pelo fato de o processo distensivo do *rift* naquela região não ter evoluído para uma bacia oceânica. No caso das províncias ígneas do Karoo e Paraná, onde as ácidas são expressivas, a disposição preferencial das mesmas no topo das seqüências vulcânicas e confinadas ainda às respectivas margens das placas é atribuída à evolução do rifteamento, conforme explicação de Duncan *et al.* (1984) (item 2.3).

As três províncias são objeto de propostas de compartimentação regional com base em suas características petrológicas e, principalmente, geoquímicas. Das duas regiões

separadas nos Traps Siberianos, Putorana e Noril'sk, somente o pacote vulcânico desta última é separado num domínio de alto-Ti na base e baixo-Ti no topo. Os domínios geográficos de alto- e de baixo-Ti das províncias do Karoo e Paraná já foram, inclusive, objeto de correlações por vários autores (e.g. Hergt *et al.*, 1991). Mais recentemente, outros autores apontaram semelhanças entre os domínios de baixo e de alto-Ti dos Traps Siberianos e os do Paraná e Karoo (e.g. Arndt *et al.*, 1993). Observa-se ainda na província do Paraná o empilhamento estratigráfico entre os tipos de baixo e alto-Ti. A geração desses tipos de alto e de baixo-Ti nas três províncias é, em geral, atribuída a fontes mantélicas distintas, composicionalmente, ou a diferentes graus de fusão parcial do manto.

Os termos basálticos do vulcanismo dos Traps Siberianos e do Karoo apresentam ampla variação no índice de diferenciação ($Mg^{\#}$), o que reflete a variação composicional lá observada (basaltos alcalinos, picríticos e tholeiíticos). Os basaltos tholeiíticos, dominantes nestas duas províncias, apresentam $Mg^{\#}$ médio de 0,56 nos Traps e 0,58 no Karoo. Estes valores são significativamente maiores do que os obtidos na província do Paraná, onde o $Mg^{\#}$ varia de 0,40 a 0,49, revelando um caráter geoquimicamente mais diferenciado das lavas da província do Paraná.

A abundância de EGP em basaltos de várias províncias de CFB, entre elas as do Karoo e Paraná (Crocket, 1981), são similares aos caracterizados recentemente nos derrames da região de Noril'sk (Brügmann *et al.*, 1993).

Com relação à fonte dos magmas, os estudos isotópicos apontam para uma origem na litosfera subcontinental para os magmas da província do Paraná, sendo sugerida uma contribuição astenosférica ao final de sua evolução. Para a do Karoo é também defendida uma fonte litosférica, com forte contribuição astenosférica tendo ocorrido no início e fim de sua evolução. Nos Traps Siberianos, o fato de a fonte ter sido litosférica ou astenosférica é ainda uma questão indefinida.

Evidências para os modelos de plumas mantélicas são apresentadas para as três províncias. Um modelo alternativo que relaciona os CFB à subducção é também proposto para o Karoo.

III. MINERALIZAÇÕES DE Ni-Cu-EGP ASSOCIADAS ÀS PROVÍNCIAS DE BASALTOS CONTINENTAIS.

As mineralizações de Noril'sk - Talnakh e Insizwa (Waterfall Gorge) - associadas às províncias de CFB dos Traps Siberianos e Karoo, respectivamente, serão aqui abordadas dentro do contexto geológico de cada província e sob o aspecto de seus metalotectos, isto é, dos fatores geológicos que condicionaram as mineralizações e que servirão de guias no tratamento da potencialidade da Província Ígnea do Paraná.

3.1 - Noril'sk - Talnakh

Os depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP de Noril'sk - Talnakh situam-se ao norte do Círculo Ártico, no extremo NW da Plataforma Siberiana (Figs. 2.1 e 2.2), na província administrativa de Krasnojarsk.

Os aspectos geológicos aqui abordados sobre Noril'sk foram baseados, sobretudo, na literatura recente a respeito da região. Dentre os últimos estudos realizados, particularmente na região de Noril'sk, destacam-se os de Fedorenko *et al.* (1989), Lightfoot *et al.* (1990), (1993), Fedorenko (1991), (1992), Naldrett *et al.* (1992), Naldrett (1992), Duzhikov *et al.* (1992), Wooden *et al.* (1992), (1993), Czamanske *et al.* (1992), Brüggmann *et al.* (1993), assim como os *abstracts* do "The Sudbury - Noril'sk Symposium", realizado em outubro de 1992, em Sudbury, no Canadá.

3.1.1 - Aspectos Históricos

Segundo Kunilov (1992), as descobertas geológicas na região de Noril'sk remontam ao século XIX, quando em 1865, a área foi reivindicada por um mercador. Os estudos geológicos sistemáticos só começaram em 1919, época da primeira Expedição Geológica Siberiana que iniciou seus trabalhos regionais. De acordo com Buchanan (1988), o depósito de Ni-Cu de Noril'sk foi descoberto neste mesmo ano de 1919 durante uma campanha de prospecção de carvão. Em 1924 foi constatado ser a mineralização portadora também de EGP. Os depósitos de Talnakh só foram descobertos na segunda metade deste século (Czamanske *et al.* 1992). A produção no depósito de Noril'sk teve início em 1935, e no de Talnakh, em 1965 (Naldrett, 1992).

3.1.2 - Cenário Geológico

As intrusões hospedeiras das mineralizações, dentro da compartimentação regional da província de CFB dos Traps Siberianos (e.g. Sharma *et al.*, 1991 e 1992; vide item 2.2), estão situadas na região de Noril'sk.

A região tem forma aproximada de um triângulo, definido pelas bordas norte e oeste da plataforma Siberiana, em contato com a calha Yenisei - Khatanga (Fig. 3.1) e pela falha Keta-Urbinski, que separa a região do restante daquela plataforma (Duzhikov *et al.*, 1992). O embasamento, cratonizado no Pré-Cambriano Superior, é constituído,

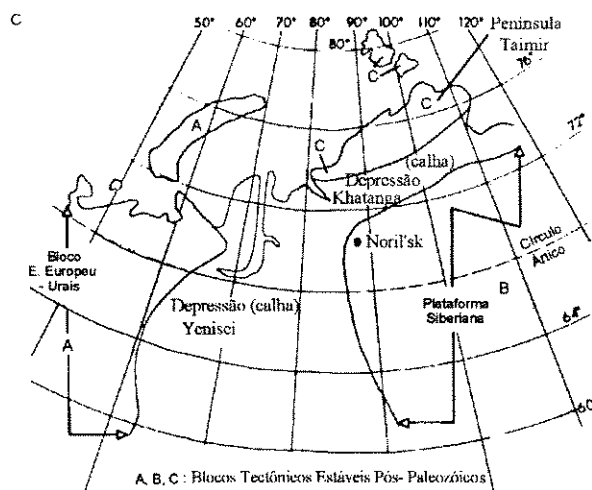


Fig. 3.1 Principais elementos tectônicos do NW da plataforma Siberiana (Simplificado de Naldrett, 1989a).

basicamente, por cinturões móveis que uniram a Plataforma Siberiana às áreas cratônicas adjacentes. O desenvolvimento dos espessos pacotes

sedimentar e ígneo sobrejacentes ao embasamento foram amplamente condicionados pelas características tectônicas deste (e.g. Simonov, 1992).

3.1.2.1 - Tectônica

O triângulo mencionado constitui a depressão Noril'sk - Kharayelakh, associada à falha de mesmo nome. Esta depressão, com 300 Km de comprimento por 80 a 100 Km de largura, representa uma ramificação de orientação S-SW dos sistemas de *rift* Yenesei - Khatanga (Duzhikov *et al.*, 1992), unidos no canto NW da plataforma Siberiana (Fig. 3.1), definindo uma possível junção tríplice (Naldrett, 1992). Internamente, a região de Noril'sk é formada por bacias estruturais (Kharayelakh, Vologochansky e Noril'sk), anticlinais (kayerkansky-Pyasinsky) e zonas de falhas (Fig. 3.2). As falhas têm orientação preferencial N-NE e NE, raras N-NW, e representam estruturas transcrustais antigas periodicamente reativadas (e.g. Duzhikov *et al.*, 1992; Rempel, 1992). Os falhamentos, e de forma mais

saliente a falha Noril'sk - Kharayelakh, exerceram papel ativo na evolução geológica, controlando a distribuição dos fácies sedimentares e magmáticos (e.g. Simonov, 1992). Do ponto de vista econômico, a falha mais importante da região é a de Noril'sk - Kharayelakh; subordinadamente, as falhas Imangdinsky e Kharayelakh Norte também merecem destaque. As três são referidas pelos geólogos russos como "zonas de minério", significando estruturas lineares que alojam os principais depósitos e ocorrências minerais (Duzhikov *et al.*, 1992).

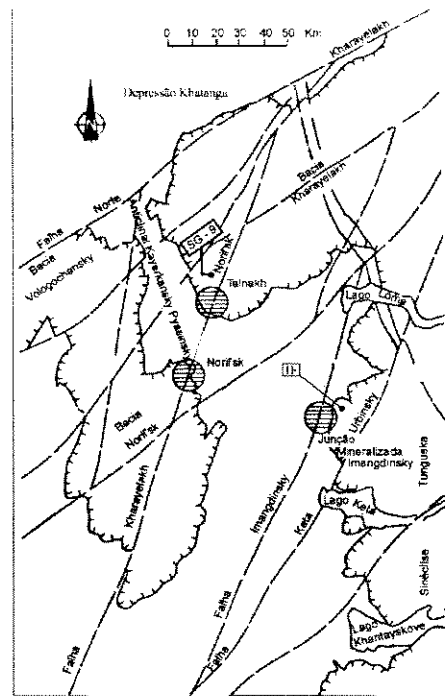


Fig. 3.2 Principais elementos estruturais do canto NW da plataforma Siberiana (Naldrett *et al.*, 1992, simpl.).

3.1.2.2 - Sedimentação

O pacote sedimentar, segundo Duzhikov *et al.* (1992), caracteriza-se por variações cíclicas de sedimentos marinhos e continentais. Há, no entanto, uma acentuada predominância das seqüências marinhas. No topo do pacote estão os sedimentos continentais portadores de carvão e gás da Formação Tungusskaya. Uma peculiaridade do pacote sedimentar é a expressiva quantidade de sedimentos portadores de enxofre, sejam horizontes ricos em sulfatos, sejam evaporitos.

3.1.2.3 - Magmatismo.

Lavas

As 11 suítes de lavas que constituem os Traps Siberianos na região de Noril'sk (Iv, Sv, Gd, Kh, Tk, Nd, Mr, Mk, Kha, Ku e Sa) são agrupadas em 3 estágios, como já visto com detalhes no item 2.2 e Tabela 2.2. Nesta região, o desenvolvimento do vulcanismo teve características particulares e distintas do restante dos Traps.

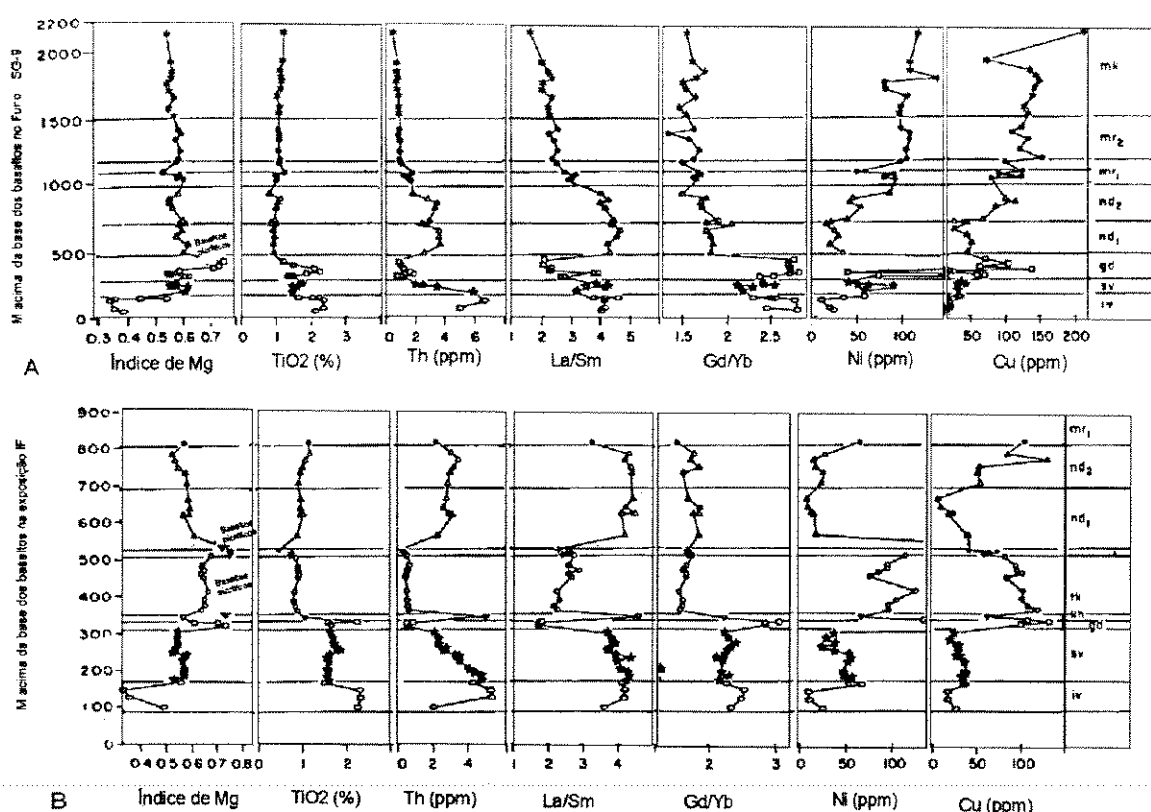


Fig. 3.3 Variação geoquímica vertical na pilha vulcânica da região de Noril'sk (Naldrett *et al.*, 1992).

As lavas do primeiro estágio (Iv, Sv e Gd) e as suítes Tk e Nd do segundo são exclusivas da região de Noril'sk (Duzhikov *et al.*, 1992). Apresentam suas maiores espessuras no interior das bacias estruturais da região, sugerindo que o vulcanismo tenha se dado simultaneamente com a subsidência das mesmas. Inicialmente o ambiente foi subaquático e, gradativamente, passou a subaéreo (Fedorenko, 1991). O diagnóstico dessas variações ambientais foi baseado na presença de fósseis (e.g. pelecípodos) nos tufos intercalados aos primeiros derrames e no aumento gradativo do grau de oxidação do Fe à medida em que se ascende na pilha vulcânica.

O desenvolvimento das suítes dos dois primeiros estágios foi diretamente controlado pelos falhamentos, sobretudo pela falha Noril'sk - Kharayelakh, sendo elas mais espessas nas proximidades de tais estruturas, enquanto a suíte Tk está espacialmente relacionada à falha Imangdinsky (e.g. Naldrett *et al.*, 1992). Por sua vez a suíte Mr e as que a seguem não são mais relacionadas aos falhamentos da região de Noril'sk e estendem-se regionalmente pelo oeste da plataforma Siberiana.

As lavas dos dois primeiros estágios não são consideradas típicas dos Traps

Siberianos, pois tiveram seu desenvolvimento associado à evolução das primeiras fases de rifteamento na porção norte da plataforma Siberiana, em situação de grande instabilidade tectônica e grande permeabilidade magmática (Duzhikov, 1992).

Importantes estudos geoquímicos do magmatismo da região nas proximidades das mineralizações, envolvendo elementos maiores, traços, terras raras, EGP e isótopos, foram realizados por Lightfoot *et al.* (1990; 1993), Naldrett *et al.* (1992), Brüggmann *et al.* (1993) e Wooden *et al.* (1993).

As variações observadas nos conteúdos e razões de elementos entre as suítes, como exemplificam as Fig. 3.3 e 3.4, permitem especular a respeito dos processos geológicos envolvidos na evolução do magmatismo e, conseqüentemente, no possível condicionamento das mineralizações.

As lavas, à exceção dos basaltos alcalinos da suíte **Iv** e dos horizontes picríticos das suítes **Gd** e **Tk**, são constituídas predominantemente por basaltos tholeiíticos. Estes apresentam índices de diferenciação ($Mg^\#$) relativamente constantes (Fig. 3.3). Portanto, as diferenças observadas entre as suítes tholeiíticas não podem ser atribuídas a processos de cristalização fracionada (Lightfoot *et al.*, 1990).

As suítes do primeiro estágio de magmatismo (**Iv**, **Sv** e **Gd**) (cf. Duzhikov *et al.*, 1992) se caracterizam por serem tipicamente ricas em TiO_2 (e.g. Fedorenko *et al.*, 1989; Fedorenko, 1992). As REE revelam um padrão inclinado retilíneo para as suítes **Iv** e **Sv** ($Gd/Yb > 2$; $La/Sm > 3$), distinto do apresentado pelas lavas da suíte **Gd** (suavemente inclinado para LREE e bem inclinado para as HREE; $La/Sm < 3$; $Gd/Yb > 2$). Estas diferenças (Fig. 3.4) sugerem, segundo Lightfoot *et al.* (1990), fontes mantélicas distintas para as suítes **Gd**

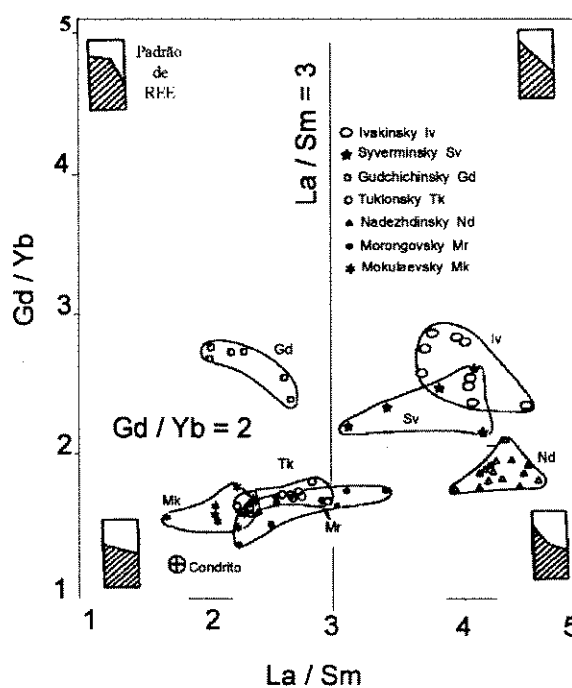


Fig. 3.4 Gd/Yb versus La/Sm nos derrames de basaltos da região de Noril'sk. (Adaptada de Lightfoot *et al.*, 1990)

e as situadas abaixo dela (**Iv** e **Sv**).

Elementos compatíveis como o Ni e o Cr nestas lavas acompanham o crescimento no conteúdo de MgO, alcançando os maiores teores nos picritos do topo da suíte **Gd**. O Cu também apresenta este comportamento, particularmente nesta suíte (Naldrett *et al.*, 1992). As baixas concentrações de EGP observadas por Brüggmann *et al.* (1993) nas suítes **Iv** e **Sv** não revelam surpresa, pois os baixos conteúdos de elementos compatíveis (Ni e Ir) estão relacionados às altas concentrações de elementos litófilos incompatíveis. Há, portanto, uma coerência em relação à natureza fracionada ($Mg^{\#}$ 0,323 - 0,591) desses magmas, apontada por Lightfoot *et al.* (1990). Por sua vez, enquanto as lavas inferiores da suíte **Gd** apresentam concentrações de EGP similares às das suítes **Iv** e **Sv**, os picritos do topo estão enriquecidos, conforme o esperado para rochas mais ricas em MgO. Concordando com Wooden *et al.* (1993), Lightfoot *et al.* (1993) defendem fontes astenosféricas para as suítes do primeiro estágio (**Iv**, **Sv** e **Gd**), mas sugerem que os líquidos sofreram alguma interação com a litosfera ou crosta continental.

Os tufos da suíte **Kh** separam as lavas do primeiro e segundo estágios. Nas proximidades da falha Imangdinsky, estão sobrepostos pela suíte **Tk** e, mais regionalmente, pela suíte **Nd**, acima da qual, na ordem, estão as suítes **Mr** e **Mk** (Duzhikov *et al.*, 1992).

Muito embora nas lavas do segundo e terceiro estágios o índice $Mg^{\#}$ seja relativamente constante e semelhante à dos basaltos tholeiíticos das suítes **Sv** e **Gd** (primeiro estágio), diferem por serem tipicamente de baixo-Ti (e.g. Fedorenko, 1992) (Fig. 3.3).

A suíte **Tk** apresenta razões La/Sm menores que 3 e Gd/Yb menor que 2. O padrão REE apresenta inclinação bastante suave (Fig. 3.3), de acordo com o esperado, segundo Naldrett *et al.* (1992), para um magma não contaminado e resultante de graus maiores de fusão parcial do manto. Os conteúdos de Ni e Cr (elementos compatíveis) mostram correlação direta com o conteúdo de MgO, sendo mais enriquecidos nos horizontes picríticos do topo, enquanto o Cu (incompatível) mostra um comportamento inverso, sendo mais enriquecido nos tholeiítos da base da suíte. As razões entre elementos calcófilos e litófilos (Cu/Y e Pd/Y) da suíte **Tk** são similares às do manto primitivo Brüggmann *et al.* (1993). Tais razões são utilizadas porque o ítrio seria imóvel durante os processos de alteração, mostrando comportamento relativamente incompatível em magmas insaturados em enxofre, da mesma forma que o Pd, Pt e Cu.

Como se observa nas Fig. 3.3 e 3.4, na passagem da suíte Tk para a suíte Nd ocorre uma variação brusca nas concentrações e razões de determinados elementos. O padrão dos elementos terras raras passa a ter forte inclinação para LREE e é fraca para as HREE ($\text{La/Sm} > 3$ e $\text{Gd/Yb} < 2$) e o abrupto crescimento das razões La/Sm já na base da suíte (Fig. 3.3) é acompanhado por um aumento significativo nos conteúdos de SiO_2 e K_2O . Essas mudanças sugerem, conforme Lightfoot *et al.* (1990), a atuação de processos de contaminação crustal.

A partir de análises de elementos maiores, traços e de isótopos, Wooden *et al.* (1993) também consideram que as lavas Nd foram afetadas por contaminação crustal. Lightfoot *et al.* (1993), baseados em resultados químicos independentes, mas semelhantes sugerem que as características observadas podem refletir fontes litosféricas enriquecidas com sedimentos subductados.

As variações observadas nas abundâncias e razões de elementos litófilos são acompanhadas, ainda, por quedas bruscas das concentrações dos elementos calcófilos Ni e Cu, sem que haja uma variação significativa no índice $\text{Mg}^\#$. Naldrett *et al.* (1992) relaciona tais quedas à segregação de sulfetos. Elas também foram observadas nos teores de EGP e consideradas resultantes do mesmo processo que provoca o empobrecimento em Ni e Cu (Brügmann *et al.*, 1993).

Desta posição estratigráfica na pilha vulcânica até o topo da suíte Mr, as razões La/Sm e a concentração de SiO_2 e K_2O decrescem suave e continuamente. Este decréscimo indicaria uma reversão progressiva para magmas menos contaminados, representados no topo da suíte Mr por padrão de REE similar ao das suítes Tk e Mk (a última também considerada não contaminada) (Lightfoot *et al.*, 1990). Um aumento gradual ascendente nas concentrações de Ni e Cu também foi observado por Lightfoot *et al.* (1990) e Naldrett *et al.* (1992).

Os EGP apresentam comportamento similar ao Ni e ao Cu (Brügmann *et al.*, 1993), aumentando sistematicamente ao longo da suíte Mr até atingir as concentrações normais de basaltos continentais na suíte Mk. Este crescimento é acompanhado pelo aumento das razões Cu/Y , sendo que, ao contrário, as razões Pd/Y permanecem baixas, sugerindo que nessas porções superiores ocorreu a remoção de pequenas quantidades de sulfetos, não afetando o Cu devido a seu coeficiente de partição menor para os sulfetos que o do Pd.

Ainda com relação à suíte Nd indicam serem seus tholeiítos os mais empobrecidos em Ni (relativo aos conteúdos de MgO) dentro da coluna vulcânica da região (Lightfoot *et al.*,

Os corpos intrusivos do tipo (b) apresentam relação espacial muito semelhante às do tipo (a), sendo que as primeiras colocaram-se no nível estratigráfico imediatamente inferior às segundas. Esta situação é exemplificada pela intrusão Talnakh Inferior situada imediatamente abaixo da intrusão Talnakh, estando ambas colocadas no interior dos sedimentos da série Tungusskaya (Fig. 3.6).

O entendimento das relações espaciais, temporais e genéticas entre os corpos intrusivos dos tipos (a) e (b) e destes com a sucessão vulcânica é essencial para se compreender a formação das mineralizações. O fato de que as intrusões desses dois tipos nas áreas de Noril'sk e de Talnakh são suficientemente semelhantes, (embora não idênticos), se permite fixar o exemplo dos corpos Talnakh e Talnakh Inferior para caracterizar os fatores geológicos que governaram a formação dessas intrusões e dos minérios associados.

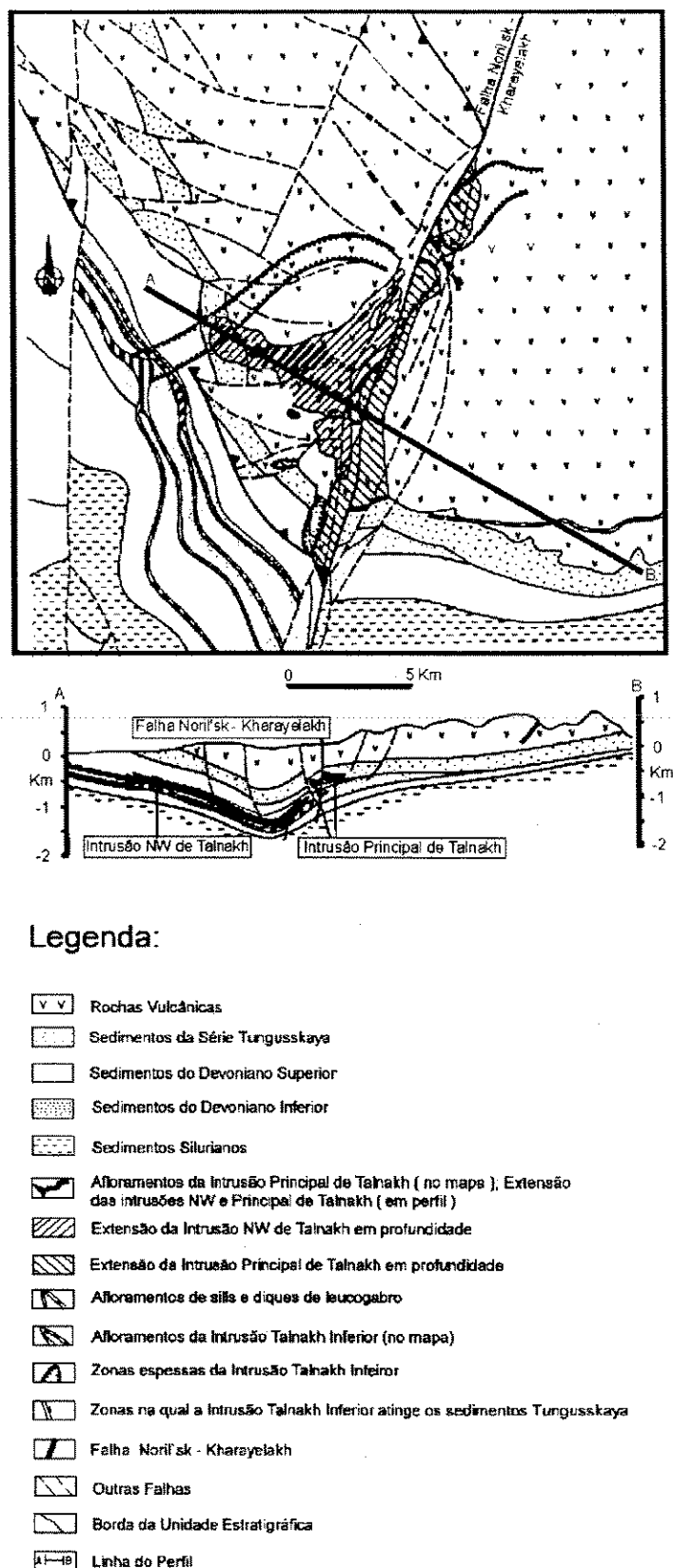


Fig. 3.6 Mapa mostrando as relações geológicas entre a intrusão Talnakh e intrusões associadas (Simplificada de Naldrett *et al.*, 1992).

Com base em relações de campo e sem deixarem de salientar a forte relação espacial entre ambas, Naldrett *et al.* (1992) sugerem ser a intrusão Talnakh Inferior ligeiramente mais antiga que a Talnakh.

Como pode ser visto na Fig. 3.6, a intrusão Talnakh consiste de dois corpos separados, denominados de Principal e Noroeste: o Principal, intrudido nos sedimentos continentais da Série Tungusskaya, e o Noroeste, nas margas e evaporitos do Devoniano Médio. Os minérios ocorrem concentrados, principalmente, na base da intrusão, apesar de também ocorrerem na sua porção superior, como mostra a Fig. 3.7. Esta figura mostra também, esquematicamente, o caráter altamente diferenciado da intrusão, que apresenta horizontes individuais contendo teores de MgO entre 3 e 28% (Fedorenko, 1992). Apesar disso, o baixo conteúdo de MgO ($\approx 8\%$) da margem congelada sugere ser o magma inicial da intrusão de baixo MgO (Naldrett *et al.* 1992).

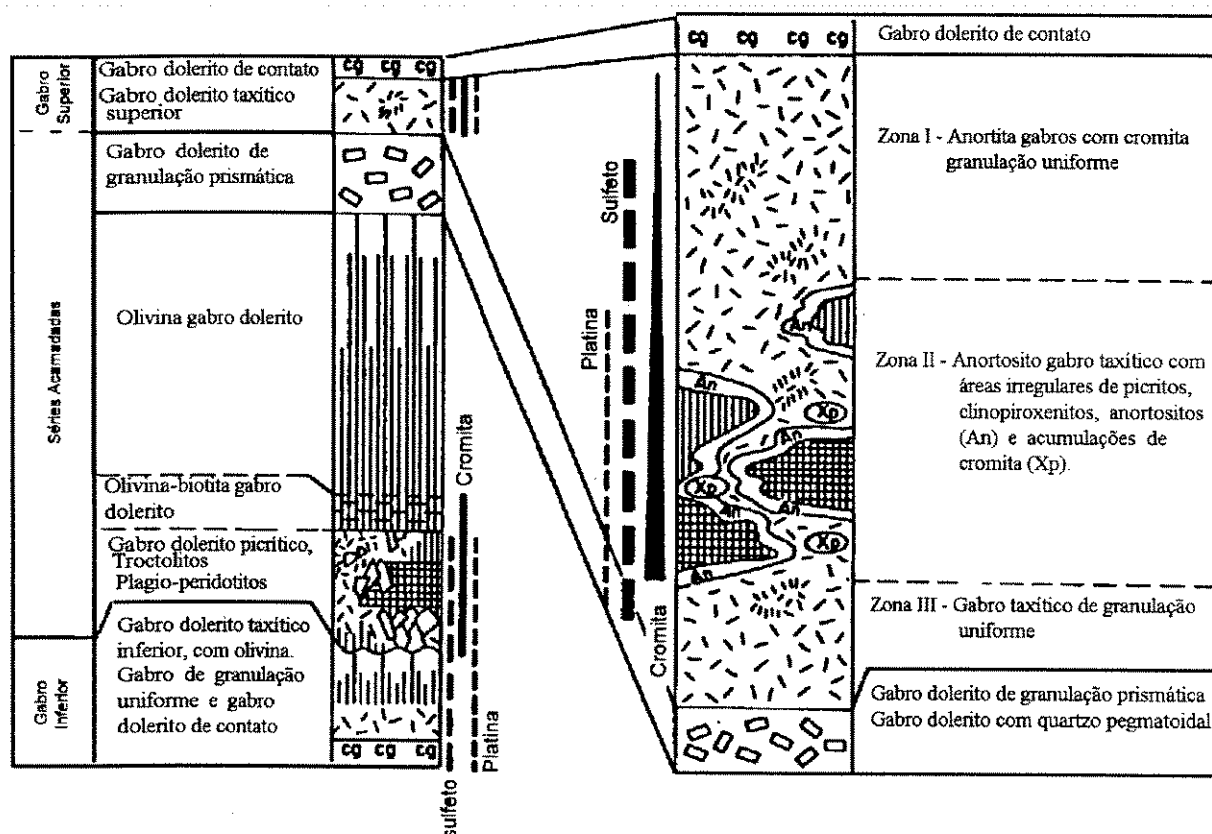


Fig. 3.7 Representação esquemática da estrutura interna da intrusão tipo-Talnakh (Naldrett, 1992; modificada de Duzhikov *et al.*, 1992).

Os padrões de REE da intrusão Talnakh **tipo (a)** são levemente inclinados, diferindo, acentuadamente, do corpo Talnakh Inferior **tipo (b)** que apresenta forte enriquecimento em LREE (Fig. 3.8). As correlações entre as razões Gd/Yb *versus* La/Sm (Fig. 3.8) mostram claramente que as intrusões **tipo (b)** ocupam um campo intermediário entre a porção superior da suíte Nd e a inferior da suíte Mr. Por sua vez a intrusão Talnakh e outras do **tipo (a)**, definem um campo que se superpõe parcialmente aos da suíte Tk, da porção superior da suíte Mr e da suíte Mk, sendo bastante distinto do campo definido pela suíte Gd. E ainda, a assinatura de elementos incompatíveis (Ta/Yb *versus* Th/Yb) e (La/Sm *versus* Tb/Yb) das intrusões mineralizadas é também semelhante às das suítes Tk e ao topo da suíte Mr (Czamanske *et al.*, 1992). Apesar dessas observações, esses autores consideram que os dados isotópicos de Pb e Sr e as razões U/Th não permitem uma correlação definitiva

das lavas com as intrusões, pois o comportamento geoquímico das intrusões teria resultado de múltiplas injeções, possibilidade também cogitada por Naldrett *et al.* (1992) e Brüggmann *et al.* (1993).

A abundância dos elementos compatíveis (Ni e Cr) mostra a intrusão Talnakh (**tipo (a)**) como sendo rica em Cr e Ni, enquanto Talnakh Inferior (**tipo (b)**) é pobre nestes elementos (Naldrett *et al.*, 1992).

O empobrecimento de Ni nas intrusões **tipo (a)**, a exemplo da suíte Nd, não apresenta correlação com os teores de MgO, observando-se nos níveis picríticos da intrusão Talnakh

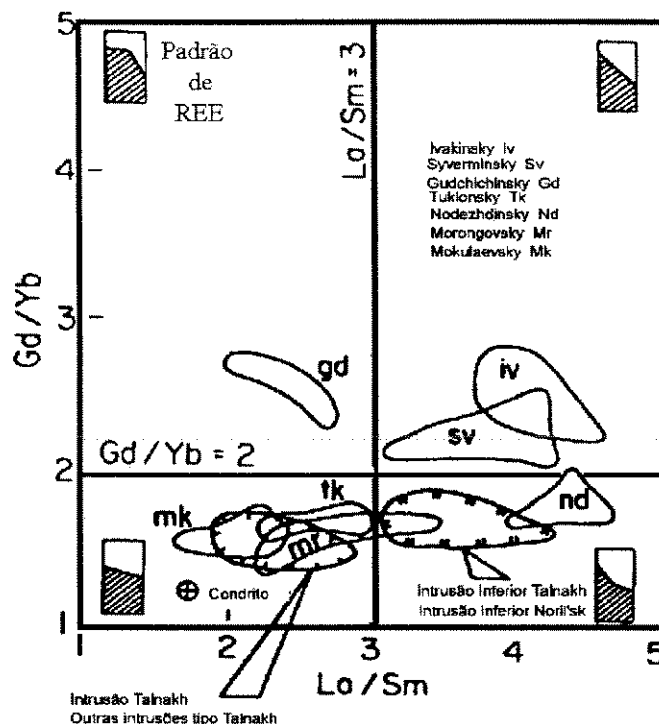


Fig. 3.8 Gd/Yb X La/Sm das intrusões Talnakh e Talnakh Inferior comparados às suítes basálticas. (Naldrett, 1992).

conteúdos de 880 ppm de Ni para 22% de MgO, enquanto na intrusão Talnakh Inferior tem-se apenas 400 ppm de Ni para os mesmos 22% de MgO.

O empobrecimento em Ni nas intrusões **tipo (b)** em relação às do **tipo (a)** é bem caracterizado nas olivinas. A partir dos dados de Duzhikov & Strunin (1992), observa-se que olivinas de intrusão **tipo (b)** com mesmo conteúdo de forsterita de olivinas de intrusão **tipo (a)** contém bem menos Ni. Esta situação é ilustrada pelo gráfico da Fig. 3.9, que correlaciona os conteúdos de Fo e

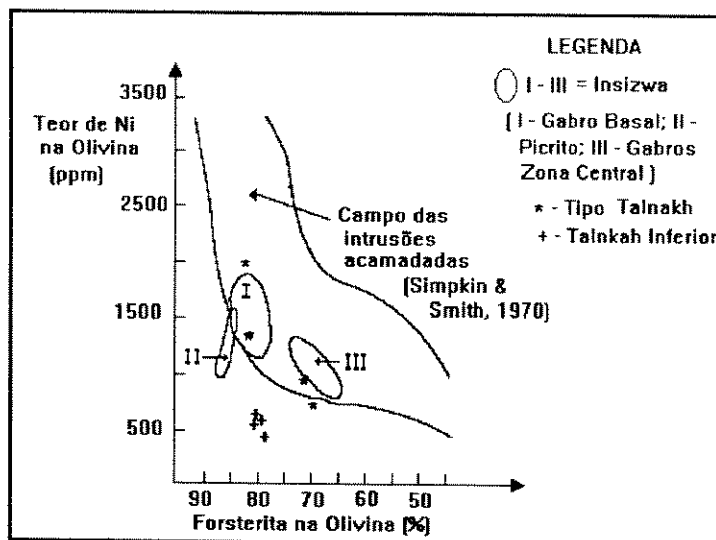


Fig. 3.9 $Ni \times Fo$ em olivinas de Insizwa (Lightfoot *et al.* 1984) versus Noril'sk (intrusões) (Duzhikov *et al.*, 1992).

Ni das olivinas mostrando claramente as olivinas da intrusão **tipo Talnakh Inferior** (empobrecidas em Ni) deslocadas do campo das olivinas normais de Simpskin & Smith (1970). Este gráfico também mostra que os teores de Ni da intrusão **tipo Noril'sk** são normais.

As razões de REE mostram que as intrusões **tipo Talnakh Inferior**, (b), são crustalmente contaminadas e ainda empobrecidas em Ni e Cu (Naldrett *et al.* 1992; Fedorenko, 1992). Tais intrusões são atribuídas às mesmas fontes das lavas das suítes tholeiíticas Nd e Mr inferior (e.g. Fedorenko, 1992). As intrusões **tipo Noril'sk** (Talnakh), portadoras das mineralizações, são, por sua vez, consideradas não contaminadas crustalmente e apresentam teores normais de Ni e Cu, teriam portanto características geoquímicas bastante semelhantes às da porção superior da suíte Mr (e.g. Fedorenko, 1992).

O caráter tholeiítico das intrusões **tipo Noril'sk** e **tipo Talnakh Inferior** é demonstrado pelos dados de química mineral dos clinopiroxênios, utilizando-se o diagrama de Leterrier *et al.* (1982), que correlaciona o Ti versus o Ca + Na dos piroxênios cálcicos (Duzhikov & Strunin, 1992). Vide Fig. 4.6.

3.1.2.4 - Mineralização

As mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP, economicamente importantes, da região de Noril'sk ocorrem espacialmente associadas às porções inferiores das intrusões diferenciadas **tipo Noril'sk**, entretanto, nenhuma delas encontra-se associada às intrusões do **tipo Talnakh Inferior** (e.g. Fedorenko, 1992; Naldrett *et al.*, 1992; Duzhikov *et al.*, 1992).

Essas mineralizações são de três tipos texturais básicos, conforme Distler (1992):

(1) **Minérios maciços**, constituídos de 90 a 95% de sulfetos com teores médios de Ni, Cu e EGP de 2-4%, 3-25% e 2-200 ppm, respectivamente (Likhachev, 1992). Os minérios maciços chegam a formar extensas camadas (1 x 3 Km) com espessura média superior a 20 m (Naldrett, 1992), colocadas, em geral, subjacentes às intrusões e freqüentemente separadas delas por vários metros de sedimentos estéreis. Quando em contato com a base das intrusões, estes minérios desenvolvem *stockworks*, caracterizados pela penetração dos sulfetos na margem congelada da própria intrusão (Duzhikov *et al.*, 1992). Nestes locais os autores não encontraram indícios da acumulação *in situ* dos minérios maciços. Ao contrário, as evidências sugerem a introdução dos minérios maciços após a consolidação da própria intrusão. Isto significa que a segregação do líquido sulfetado a partir do silicático ocorreu em locais mais profundos da crosta, e não no próprio local de colocação da intrusão (Distler *et al.*, 1986).

(2) **Minérios disseminados**, constituídos de 8 a 10% de sulfetos (Distler, 1992) com teores médios de Ni, Cu e EGP de 0,4-0,6%, 0,6-0,8% e 3-5 ppm, respectivamente (Likhachev, 1992). Esses minérios correspondem a, aproximadamente, metade do volume total da mineralização e estão alojados na porção inferior das intrusões, (e.g. Naldrett *et al.*, 1992)

(3) **Minério de cobre** (Naldrett, 1992), ou **vênulas disseminadas** (Distler, 1992), consistem de 30 a 40% de sulfetos. Ocorrem espacialmente associados aos minérios maciços e em zonas de brecha de colapso desenvolvidas imediatamente acima do contato superior da intrusão.

A colocação dos minérios maciços e de Cu posterior à da própria intrusão é fundamentada também, segundo Distler *et al.* (1986), nos efeitos marcantes de metamorfismo nas encaixantes, os quais sobrepõem os efeitos produzidos pela colocação da intrusão silicática.

Um quarto tipo de minério, apesar de não lavrado, é o que ocorre associado a gabros taxíticos¹ portadores de olivina e cromita do topo das intrusões diferenciadas (Fig. 3.7). Neles os sulfetos perfazem de 1 a 3% no máximo e a concentração relativa dos EGP, numa base de 100% de sulfetos, é 100 vezes maior do que nos minérios maciços (Distler, 1992). Este autor considera que tais minérios formam horizontes os quais geneticamente, lembram os horizontes Merensky Reef, do Complexo Bushveld, e J-M Reef, do Complexo Stillwater. Apresentam, inclusive, um padrão de EGP normalizado aos condritos semelhante ao daqueles horizontes. Acreditamos ser possível que esta grande concentração de EGP nos sulfetos deste horizonte esteja relacionada à injeção de novos pulsos de magma os quais provocariam a imiscibilidade dos sulfetos com um elevado fator *R* (razão entre a massa de magma silicático e magma sulfetado) de Campbell & Naldrett (1979).

Considerados conjuntamente, os minérios sulfetados na intrusão Talnakh constituem de 5 a 7% da massa da intrusão, quantidade estimada ser 50 vezes maior que a que poderia ser dissolvido num líquido silicatado em temperaturas próximas à dos líquidos, em condições de sub-superfície. Os minérios disseminados presentes na intrusão correspondem a uma quantidade aproximadamente 25 vezes maior do que o volume de sulfetos que o magma formador da intrusão poderia conter, dissolvido, quando foi colocado (Naldrett *et al.*, 1992).

Um aspecto curioso dos minérios é seu alto conteúdo de EGP. Esse fato pode ser explicado considerando-se que a concentração dos elementos calcófilos, em especial dos EGP, é fortemente dependente do fator *R*. Neste caso, as abundâncias de EGP nos minérios requerem que os sulfetos tenham interagido com um volume muito maior de magma, maior do que o representado pelas respectivas intrusões. Para explicar os teores de Pt dos minérios, Naldrett *et al.* (1992) estimam um fator *R* de 150 a 2.000, que necessitaria um volume de 125 a 500 vezes maior de magma do que o volume verificado nas intrusões hospedeiras.

Um outro aspecto sobre os minérios de Noril'sk - Talnakh são os isótopos de enxofre, caracteristicamente pesados. Os dados médios de $\delta^{34}\text{S}$ (Grinenko, 1985) nas intrusões portadoras de mineralizações econômicas variam de +8,9 a +11,4, e são considerados mais

¹ Taxítico, segundo Naldrett (1992), é um termo criado pelos geólogos russos para descrever rochas ígneas máficas com textura e composição bastante variável. A granulação varia de fina a pegmatítica e a composição de leucocrática a melanocrática. Estão presentes também "fantasmas" remanescentes de inclusões (milimétricas a decimétricas) de outras rochas gabróicas e mesmo das encaixantes.

pesados do que o esperado para depósitos de sulfetos magmáticos não contaminados. Para explicar estes valores de $\delta^{34}\text{S}$ relativamente uniformes foi amplamente defendida a assimilação de enxofre crustal, isotopicamente pesado. Alguns autores consideram o enxofre como proveniente dos sulfatos dos sedimentos evaporíticos do Devoniano (e.g. Godlevsky & Grinenko, 1963), outros defendem que o enxofre originou-se a partir de gases ácidos presentes nos sedimentos da região (e.g. Grinenko, 1985). Godlevsky & Likhachev (1986) defendem a presença de enxofre pesado em alguns locais do manto e Czamanske *et al.* (1992), baseados em evidências da presença de enxofre pesado no manto sub-continental relatadas por Kyser (1990), acreditam que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ uniformemente pesados dos minérios de Noril'sk e Talnakh refletem uma característica de suas fontes mantélicas.

Considerando-se a gênese dos minérios, várias propostas defendem a concentração dos sulfetos imiscíveis a partir de enormes quantidades de magma em câmaras intermediárias. Tal concentração ocorreria antes da colocação das intrusões e dos próprios corpos mineralizados, os quais não teriam sido injetados simultaneamente num único pulso (e.g. Grinenko, 1985; Distler *et al.*, 1986; Czamanske *et al.*, 1992; Fedorenko, 1992; e Naldrett *et al.*, 1992).

A proposta sobre a origem das mineralizações de Noril'sk-Talnakh que contempla o maior número de feições geológicas associadas a minérios da região é a apresentada por Naldrett *et al.* (1992), baseada nos trabalhos de Lightfoot *et al.* (1990) e posteriormente complementada com os dados apresentados por Brüggmann *et al.* (1993). As evidências fornecidas por Lightfoot *et al.* (1993) e Wooden *et al.* (1993) também não comprometeram o referido modelo.

De acordo essa proposta, a formação das mineralizações está diretamente relacionada aos processos envolvidos na evolução do vulcanismo dos Traps Siberianos da região de Noril'sk. As mineralizações são consideradas resultantes do empobrecimento em elementos calcófilos (Ni, Cu e EGP), verificado principalmente na suíte Nadezhdinsky (Nd) e intrusões do tipo Talnakh Inferior. Este empobrecimento seria devido à segregação de sulfetos que coletaram os elementos calcófilos antes do extravasamento das lavas. A imiscibilidade do líquido sulfetado teria sido provocada por contaminação crustal do magma então residente numa câmara magmática alojada em profundidades intermediárias na falha Noril'sk - Kharayelakh.

A contaminação crustal teria ocorrido no topo de uma câmara vertical e provocado um zoneamento dos magmas, ficando os mais contaminados, e portanto mais leves, acima dos menos contaminados, mais densos. Os magmas mais contaminados estariam, dessa forma, representados na superfície pela suíte **Nd**, enriquecida em LREE, SiO_2 e K_2O e com altas razões La/Sm ($= 4$, Fig. 3.3). A segregação do líquido sulfetado empobreceria esta porção superior do magma em elementos calcófilos como Ni, Cu e EGP, sem modificar o conteúdo de MgO . À medida em que desce-se na câmara, o magma tornar-se-ia progressivamente menos contaminado, o que se refletiria numa diminuição gradativa nos teores de SiO_2 e K_2O , e também num decréscimo das razões La/Sm ($= 2$, Fig.3.3). Os magmas cada vez menos contaminados estariam representados na superfície pela porção superior da suíte **Nd** e inferior da **Mr**. A contínua diminuição nas quantidades de elementos incompatíveis seria acompanhada pelo aumento, também gradual, da abundância dos elementos calcófilos (Ni, Cu e EGP). O aumento gradual na concentração de elementos calcófilos verificada nestas duas suítes, apesar de ainda relativamente empobrecidos, teria resultado da coleta adicional desses elementos pelo líquido sulfetado, durante o seu assentamento gravitacional. Os sulfetos, então saturados em elementos calcófilos, formariam uma concentração na porção inferior da câmara, associando-se a um magma não contaminado (padrão de REE quase plano, com baixas razões La/Sm (< 3) e Gd/Yb (< 2) (Fig. 3.8) e os menores teores de SiO_2 e K_2O (Fig. 3.3), representado no pacote vulcânico pelo topo da suíte **Mr** e pela suíte **Mk**, que apresentam abundâncias normais de Ni e Cu, e foram consideradas como magmas originais.

A proposta contempla as correlações entre as intrusões tipo (a) e (b) e as suítes vulcânicas. Os parâmetros geoquímicos utilizados pelos diferentes autores estabelecem uma ligação entre as intrusões **tipo Talnakh Inferior** e as suítes **Nd** e **Mr inferior**. Estes mesmos parâmetros sugerem que corpos intrusivos do **tipo Noril'sk** podem ser correlacionadas tanto à suíte **Tk**, como à **Mr superior** e à **Mk**. Quando considera-se que a intrusão **Noril'sk** penetra na seqüência vulcânica até a porção inferior da suíte **Nd**, a correlação destas intrusões (**tipo Noril'sk**) com à suíte **Mr superior** e **Mk** fica fortalecida.

O modelo leva, finalmente, em consideração as características tectônicas da região, pois a possibilidade de instalação de uma extensa câmara magmática vertical associada à falha **Noril'sk - Kharayelakh** é justificada pelo seu caráter transcrustal e sua localização acima da fonte do magmatismo.

3.1.3 - Metalotectos

Os minérios de Ni-Cu-EGP de Noril'sk - Talnakh estão geneticamente associados a particularidades na evolução da região de Noril'sk no interior da província de CFB dos Traps Siberianos na região de Noril'sk, onde a atuação conjugada de vários fatores contribuiu para o desenvolvimento das mineralizações (e.g. Naldrett, 1992; Duzhikov *et al.*, 1992).

As principais feições geológico-evolutivas dos Traps Siberianos na região de Noril'sk que atuaram nesse condicionamento são:

- (1) Localização acima das fontes alimentadoras do magmatismo (*hot spot* / plumas mantélicas) - evidenciada pelo fato de ser a região o local onde se iniciaram as atividades vulcânicas na província dos Traps Siberianos, com a presença exclusiva dos dois primeiros estágios do magmatismo. É também o local onde o pacote vulcânico alcança as maiores espessuras.
- (2) Forma de depressão alongada (NE) próxima a sistemas de *rift* de escala continental (Yenesei - Khatanga), onde o desenvolvimento do magmatismo foi controlado por falhamentos transcrustais. Estas falhas controlaram a distribuição dos derrames e intrusões bem como das próprias mineralizações durante os estágios do magmatismo exclusivos da região. Dentre os falhamentos destaca-se o de Noril'sk - Kharayelakh ("zona de minérios"), que define o principal controle tectônico das mineralizações econômicas.
- (3) Diversidade de tipos litológicos nos dois primeiros estágios do magmatismo, variando de basaltos alcalinos a picríticos, passando por tholeiíticos, com amplo predomínio do último ($Mg^{\#}$ de 0,323 - 0,736).
- (4) Associação das mineralizações com os magmas de baixo-Ti (e.g. Fedorenko, 1992) e de baixo MgO (e.g. Naldrett, 1992) do segundo estágio do magmatismo.
- (5) Atuação de processos de contaminação crustal como possíveis agentes de promoção da imiscibilidade e segregação dos sulfetos. A contaminação revela-se pelo enriquecimento dos magmas em elementos litófilos incompatíveis, como, por exemplo, as LREE. Outros processos poderiam explicar este enriquecimento em elementos litófilos, no entanto, o enriquecimento em elementos litófilos verificado também em magmas cogenéticos às mineralizações é uma feição que deve ser considerada.
- (6) Intrusões, derrames ou, ainda, intervalos de derrames fortemente empobrecidos, em relação ao conteúdo de MgO, em elementos calcófilos (Ni, Cu e EGP) - os quais, que muito possivelmente, concentraram-se nos sulfetos segregados. Merece destaque o empobrecimento

das olivinas em Ni, em relação ao seu conteúdo forsterítico (Fig. 3.9).

(7) Mineralizações de sulfetos disseminados associadas às porções inferiores de corpos diferenciados, acamadados, demonstrando a lentidão do resfriamento, que teria permitido imiscibilidade e assentamento dos sulfetos.

(8) Presença de enxofre, seja na forma de sulfatos ou de gases ácidos, nos sedimentos subjacentes ao pacote vulcânico pode ter sido importante na geração dos minérios da região, pelo menos segundo Naldrett (1992), enquanto houver incertezas sobre a origem mantélica ou crustal do enxofre pesado das mineralizações.

3.2 - Insizwa (Waterfall Gorge)

O Complexo Insizwa está situado no norte do Transkey, quase na fronteira com a República da África do Sul (detalhe inferior direito da Fig. 3.10), aproximadamente a 175 Km para SW da cidade de Durban, costa leste do sul da África (vide também Fig. 2.6).

A mineralização de Ni-Cu-EGP de Waterfall Gorge constitui a única ocorrência conhecida de sulfetos de metais básicos associada à Província Ígnea do Karro (e.g. Maske & Cawthorn, 1986). Os minérios localizam-se na porção basal de uma grande intrusão gabróica diferenciada denominada de Complexo Insizwa (e.g. Lightfoot *et al.*, 1984), o qual é também conhecido como Intrusão Mount Ayliff (e.g. Scholtz, 1936; Cawthorn *et al.*, 1991).

O Complexo Insizwa, intrusivo nos sedimentos da Bacia do Karoo, consiste, na verdade, de um grupo de quatro corpos acamadados: Insizwa (o maior deles), Ingeli, Tonti e Tabankulu (Fig. 3.10). O complexo ocupa uma área aproximada de 1.200 km² (Tischler *et al.*, 1981) com espessura variável de menos de 300 a mais de 1.000 m (Lightfoot *et al.*, 1984).

3.2.1 - Aspectos Históricos

Segundo Goodchild (1916), a mineralização de Waterfall Gorge foi descoberta em 1865 por um prospector de nome Rudlin, que abandonou logo em seguida as escavações iniciadas num veio cuprífero devido à hostilidade dos nativos. O interesse pela área voltou a crescer no final da primeira década deste século, quando foi relatada a presença de Ni e logo em seguida de Pt nos minérios, que eram acreditados até então, como unicamente de Cu.

O interesse prospectivo na área foi periodicamente renovado ao longo deste século devido à atuação de várias companhias que executaram inúmeros programas de exploração,

utilizando várias técnicas de investigação geológica (Maske & Cawthorn, 1986).

3.2.2 - Cenário Geológico.

Os quatro corpos que compõem o Complexo Insizwa constituem uma das maiores associações intrusivas da província de CFB do Karoo. Estão localizados na província sul de baixo-Ti de Cox (1988) ou, conforme a proposta de Duncan *et al.* (1984), na área do Karoo Central. Ocorrem alojados nos sedimentos permianos da Bacia do Karoo, mais precisamente no contato entre os Grupos Ecça e Beaufort do Supergrupo Karoo (Scholtz, 1936; Dowsett & Ried, 1967). O espesso pacote sedimentar e vulcânico sobrejacente ao complexo foi praticamente todo removido pela atuação de processos erosivos.

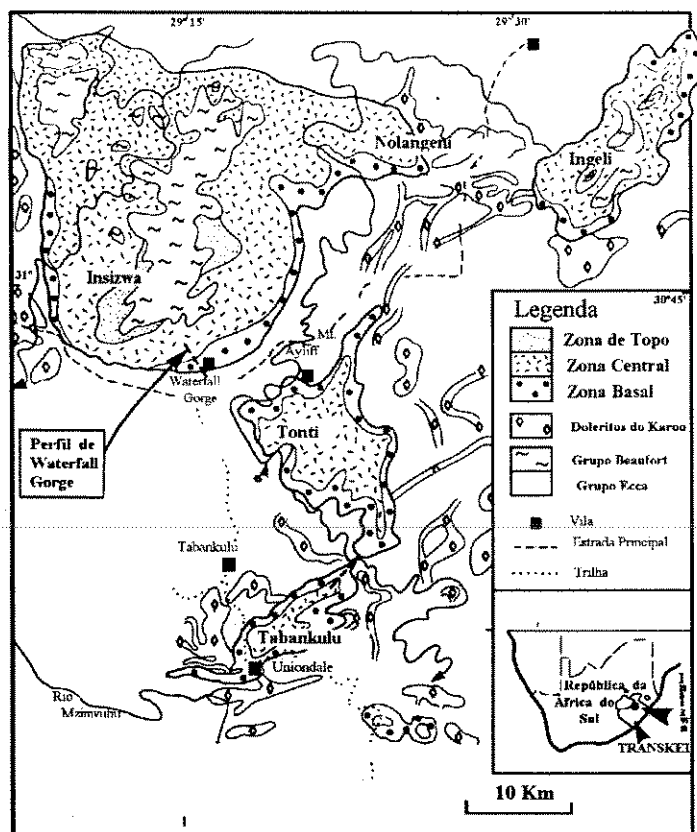


Fig. 3.10 Mapa geológico regional do Complexo Insizwa. Simplificado de Lightfoot *et al.* (1984).

3.2.2.1 - Tectônica

Segundo Scholtz (1936), os quatro corpos que compõem o complexo teriam constituído originalmente um único corpo tabular ondulado, um extenso *sill*, que foi dissecado pela erosão. Lightfoot & Naldrett (1983) defendem ser o complexo constituído por quatro corpos adjacentes, independentes e contemporâneos, cada um ocupando depressões basinais nos sedimentos do Grupo Ecça e com sistemas individuais de alimentação.

A área de ocorrência do complexo é considerada por Walker & Poldervaart (1949) um foco de alimentação do vulcanismo na região. Além do próprio complexo, os autores

tomaram como base a presença de uma enorme quantidade de diques doleríticos (tipo Kokstad), inclusive constituindo enxames.

Em termos tectônicos regionais, o Complexo Insizwa situa-se no prolongamento S-SW do Monoclinal Lebombo-Nuanetsi, tido como focal da atividade de pluma mantélica da província do Karoo (e.g. White & McKenzie, 1989; Cox, 1989; 1992).

3.2.2.2 - Sedimentação

Os Grupos Ecca e Beaufort, hospedeiros do complexo Insizwa (e.g. Dowsett & Ried, 1967), representam situações de grande profundidade na Bacia do Karoo. A espessura do pacote sedimentar, originalmente acima do complexo e removida pela erosão, foi estimada por Scholtz (1936) entre 3.000 e 5.500m. Abaixo do complexo, a espessura estimada do pacote é de 1.500 a 4.500m.

Os sedimentos hospedeiros são, basicamente, folhelhos silicosos e arenitos. Os folhelhos silicosos são constituídos por finos grãos de quartzo e feldspato imersos numa matriz de clorita e sericita, com alguma biotita detrítica. Na base do complexo, os folhelhos estão transformados por efeitos do metamorfismo térmico resultante da colocação da intrusão, por distâncias de 30 a 50 m.

3.2.2.3 - Magmatismo

Os trabalhos de caracterização petrográfica e geoquímica do complexo vêm sendo realizados desde o início do século (e.g. Goodchild, 1916) até recentemente (e.g. Cawthorn & Biggar, 1993). Concentraram-se principalmente no corpo Insizwa, onde se localiza a mineralização de Waterfall Gorge.

O complexo foi subdividido por Scholtz (1936) em três unidades (Zonas de Topo, Central e Basal) a partir das diferenças petrográficas observadas, desenvolvidas à custa da diferenciação magmática durante o resfriamento. Esta subdivisão é válida para todo o complexo, apesar de nem todas seções estarem totalmente preservadas.

A **Zona de Topo**, ou fase ácida superior, consiste de diferenciados de composição quartzo-diorítica e quartzo-monzonítica; no local, veios pegmatíticos penetram nos *hornfels* do topo da intrusão. Esta zona apresenta distribuição descontínua ao longo do complexo.

A Zona Central constitui a porção mais espessa (600 m) e tem uma composição geral gabróica, caracterizada pela presença de ortopiroxênios e plagioclásios cumuláticos. Uma feição típica desta zona é o quase cíclico reaparecimento de olivina como fase cumulática, que define horizontes de olivina gabros.

A Zona Basal, ou fase básica inferior, com espessura de até 350 m, é composta, predominantemente, de cumulos de olivina, picritos e troctolitos. Nesta zona encontram-se as mineralizações sulfetadas do complexo.

O perfil de Waterfall Gorge, na borda sul do maciço Insizwa (Fig. 3.10), é composto, na sequência, pelas rochas das Zonas Basal e Central, com os minérios de sulfetos maciços e disseminados ocorrendo na base da intrusão (e.g. Bruynzeel, 1957) (Fig. 3.11).

A Zona Basal consiste de uma margem congelada, de um gabro basal e da unidade picrítica, que juntos têm uma espessura de 70 m, aumentando para o interior do corpo (e.g. Bruynzeel, 1957). Não foram encontrados troctolitos nesta porção (Maske & Cawthorn, 1986).

A margem congelada contém menos de 1% de olivina, apresentando, todavia, quantidades expressivas de quartzo, feldspato potássico, apatita e

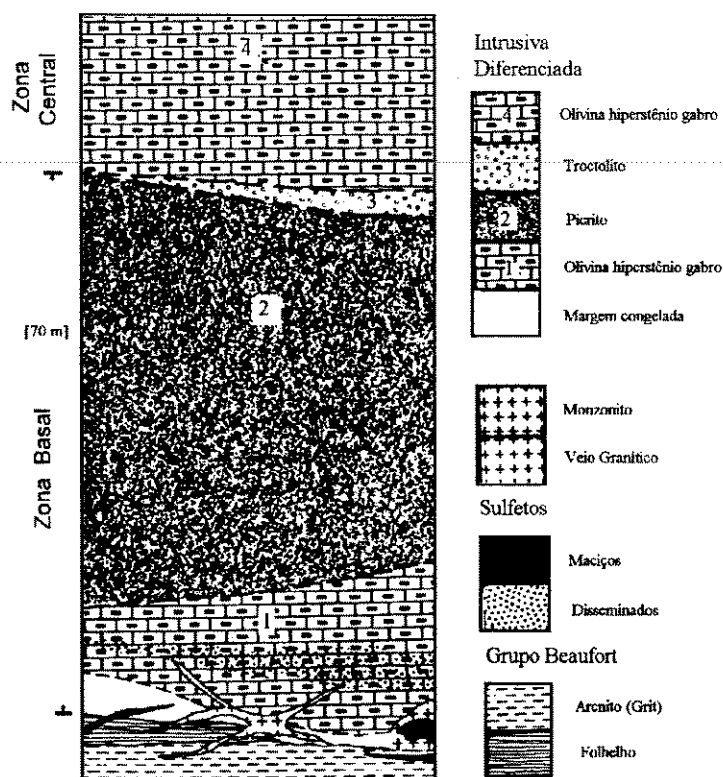


Fig. 3.11 Corte ao longo da Zona Basal em Waterfall Gorge, mostrando a distribuição dos sulfetos (Extraída de Tischler *et al.*, 1981).

ilmenita de granulação fina, imersos numa matriz de plagioclásio, bronzita e augita (Lightfoot *et al.*, 1984). Foram descritos ainda: (1) pequenos agregados de sulfetos (Scholtz, 1936), e (2) feições texturais indicativas da transformação da olivina em bronzita e da interação entre a margem congelada e os granófiros (Lightfoot e Naldrett, 1984).

A passagem da margem congelada para o gabro basal se dá pelo aumento gradual da granulação e da quantidade de olivina cumulática (Maske & Cawthorn, 1986).

O gabro basal de Lightfoot *et al.* (1984), ou o olivina- hiperstênio gabro de Maske & Cawthorn (1986), aloja os minérios de sulfetos disseminados. Trata-se de uma zona transicional, na qual observa-se um aumento gradual na proporção de cúmulos de olivinas até estes passarem a ser o constituinte principal que forma a unidade picrítica suprajacente.

Os picritos definem a maior unidade da Zona Basal, e chegam a atingir 300 m de espessura em determinados locais (Dowsett & Ried, 1967). Nesta unidade, os cúmulos de olivina (> 60%) e cromita (5%) são acompanhados por intercúmulos de plagioclásio, augita e ortopiroxênio.

Os olivina gabros e picritos da Zona Basal, juntamente com os *hornfels* situados abaixo da intrusão, são cortados por vênulas e segregações de composição ácida, granofíricas.

A Zona Central consiste de uma sequência de gabros caracterizados pela presença de cúmulos de ortopiroxênio e de plagioclásio. Os gabros são subdivididos em duas unidades:

a inferior, com teores moderados de MgO que decrescem ascendentemente na estratigrafia, e a superior, mais rica em MgO, cujos teores também diminuem para cima (Lightfoot *et al.*, 1984).

As variações na composição mineralógica, observadas ao longo deste perfil, são acompanhadas também por variações na composição química dos minerais (Lightfoot *et al.*, 1984), melhor caracterizadas nas olivinas (Fig. 3.12).

As olivinas revelam um rápido crescimento nos conteúdos de forsterita (de Fo₇₆ para Fo₈₃) e

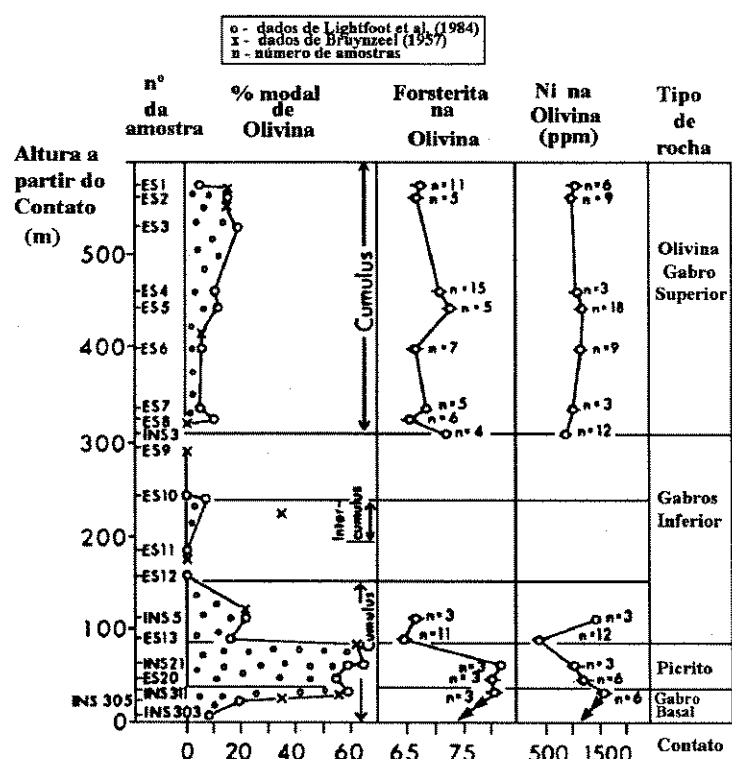


Fig. 3.12 Perfil de Waterfall Gorge: variação vertical do conteúdo de olivina modal e de Ni e Fo nas olivinas (Lightfoot *et al.*, 1984).

de Ni (de 1.400 para 1.700 ppm), a partir da margem congelada até a base da unidade picrítica. Este comportamento é acompanhado também pelo aumento na proporção de olivina modal. Na unidade picrítica, o conteúdo forsterítico das olivinas atinge o máximo: entre Fo_{80} e Fo_{84} . Apresenta, no entanto, somente entre 1.100 e 1.200 ppm de Ni, teores bastante inferiores aos das olivinas do gabro basal.

Da base da unidade picrítica até a porção inferior dos gabros da Zona Central ocorre uma diminuição no conteúdo de forsterita (de Fo_{80} para Fo_{65}) e de Ni (de 1.000 para 400 ppm). A partir dessa posição, o conteúdo de Ni cresce para 1.450 ppm e o de forsterita, para Fo_{68} , antes do desaparecimento da olivina como fase mineral.

Nos olivina gabros da parte superior da Zona Central o conteúdo de Ni varia de 1000 a 1200 ppm e o forsterítico entre Fo_{65} e Fo_{72} , valores considerados normais (Lightfoot *et al.*, 1984).

A partir das variações duas feições mereceram destaque. A primeira é o enriquecimento para cima, no gabro basal, no conteúdo de Fo e Ni, (Fig. 3.12), revelando um *trend* inverso de fracionamento. A segunda feição é o forte empobrecimento relativo em Ni das olivinas da unidade picrítica da Zona Basal (Fig. 3.13), que apresentam os maiores conteúdos forsteríticos do perfil (Lightfoot *et al.*, 1984).

O *trend* inverso de

fracionamento observado nas olivinas do gabro basal também é observado no conteúdo em anortita dos plagioclásios e nas razões $Mg/(Mg + Fe)$ dos piroxênios (Lightfoot *et al.*, 1984).

Um modelo para explicar este *trend* invertido de fracionamento nas rochas da Zona Basal foi apresentado por Lightfoot *et al.* (1984). É sugerido que o enriquecimento em olivina ocorreu previamente à colocação da intrusão. Dessa forma, o fracionamento invertido teria resultado da injeção de porções de magma cada vez menos fracionados, carregando cada vez mais olivinas. Os gabros da Zona Central, cujas olivinas apresentam teores de Fo e Ni

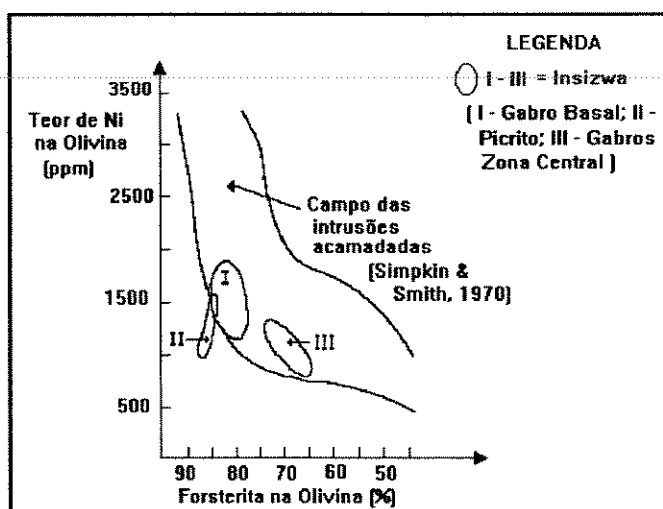


Fig. 3.13 Ni versus Fo nas olivinas do perfil de Waterfall Gorge (Simplificado de Lightfoot *et al.*, 1984).

normais, resultariam de repetidas injeções de magma, propiciando o repetitivo aparecimento e desaparecimento da olivina. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ distintas observadas entre as rochas da Zona Basal (olivina-gabros e picritos) e os gabros da Zona Central confirmariam o fato de as duas unidades serem frutos de pulsos distintos de magma, não submetidos a uma mesma evolução.

Uma questão bastante controversa com relação ao Complexo Insizwa, muito debatida desde o final dos anos 70 (e.g. Eales & Marsh, 1979; Cawthorn, 1980; Tischler *et al.*, 1981; Lightfoot & Naldrett, 1984; Lightfoot *et al.*, 1984; 1987; Cawthorn *et al.*, 1985; 1988; 1991 e Cawthorn & Biggar, 1993), diz respeito aos seus magmas primitivos.

Eales & Marsh (1979) consideram que os corpos intrusivos da área do Karoo Central com mais de 10% de MgO não representam verdadeiros líquidos primitivos, mas sim, resultaram do enriquecimento em MgO pela incorporação de olivinas a partir da diferenciação de magmas normais da área do Karoo Central, isto é, de baixo-MgO. Estes autores fundamentam a proposição nas razões Ni/Mg e Fe/Mg das olivinas, que consideram incompatíveis com magmas de alto-MgO, e também pela ausência de lavas de alto-MgO na área do Karoo Central.

Por seu lado, Cawthorn (1980) e Tischler *et al.* (1981) consideram que os magmas primitivos do Complexo Insizwa foram tholeiítos de alto-MgO. Basearam-se em análises da margem congelada do complexo (com 0,9% de olivina), obtidas por Scholtz (1936) e Bruynzeel (1957), que obtiveram teores de 13,24 e 9,94% de MgO, respectivamente. Basearam-se também nas razões Ni/Cu levemente maiores do que 1 nos minérios sulfetados associados ao complexo, interpretadas como provenientes de magmas mais máficos do que os tholeiítos de baixo-MgO da área do Karoo Central. Tischler *et al.* (1981) consideram, ainda, que a imiscibilidade do líquido sulfetado foi causada por contaminação crustal antes da colocação da intrusão, fundamentando a proposta com a presença de sulfetos na margem congelada e nos relativamente altos teores de SiO_2 , K_2O e Na_2O da margem congelada, obtidos por Scholtz (1936).

Como Eales & Marsh (1979), Lightfoot *et al.* (1984) também advogam magmas primitivos de baixo-MgO para o complexo. Obtiveram um teor de 7,07% MgO na margem congelada do maciço Insizwa (1% de olivina modal), concordante com os dados de Eales & Marsh (1979) e com a média dos magmas tipo Lesotho (baixo-MgO) de Marsh & Eales (1984), que dominam na área do Karoo Central.

Naquele mesmo ano, Lightfoot & Naldrett (1984) evidenciaram, petrográfica e geoquimicamente, o enriquecimento em MgO na Zona Basal do complexo, devido ao assentamento de cristais de olivina e a reação destes com o líquido hospedeiro. Com relação às evidências em favor da contaminação crustal, apresentadas por Tischler *et al.* (1981), os autores interpretaram como um fenômeno de caráter local e posterior à colocação do corpo.

Os mesmos autores obtiveram, ainda, razões MgO/FeO em olivinas idênticas às dos magmas tipo Lesotho, concordando novamente com Eales & Marsh (1979). Classificaram novamente os magmas primitivos como de baixo-MgO, também a partir da geoquímica de elementos maiores, traços e REE, corrigindo efeito produzido pelo enriquecimento em olivina na concentração dos REE, em rochas do gabro basal (olivina gabro). Observaram então, que a média dos resultados corrigidos para o líquido, normalizados aos condritos, ocupa a porção superior do campo definido pelos doleritos do Karoo de Marsh & Eales (1984). O efeito da olivina na concentração dos REE verifica-se nas rochas do gabro basal pela progressiva diminuição do conteúdo total de REE com a distância do contato, o que coincide, portanto, com o aumento do tamanho, quantidade modal e conteúdo forsterítico das olivinas.

Lightfoot *et al.* (1984) não haviam obtido nenhuma variação sistemática nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que não as relacionadas à acumulação de olivina em magmas de baixo-MgO. Valores discrepantes foram observados apenas em amostras da margem congelada, causados, possivelmente, pela presença de xenocristais granofíricos (interação da margem congelada com os granófiros). Vale salientar que os valores de ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} do complexo estão distribuídos ao longo dos mesmos *trends* definidos pelas lavas da área do Karoo Central de Hawkesworth *et al.* (1984b) (vide Fig. 2.8), consideradas como não tendo sido afetadas por contaminação crustal.

Cawthorn *et al.* (1985) voltam a defender os magmas primitivos do complexo como sendo de alto-MgO, tomando como base a presença de ilmenitas magnesianas (> 6% de MgO) no olivina gabro da Zona Basal do complexo. Sugerem, ainda, como evidência a favor de magmas originais mais magnesianos, a presença, próxima do complexo, dos diques doleríticos tipo Kokstad de Walker & Poldervaart (1949), na média mais ricos em olivinas do que os doleritos do Karoo.

Lightfoot *et al.* (1987) consideram as ilmenitas mais magnesianas resultantes de seu próprio re-equilíbrio com a rocha hospedeira enriquecida em olivinas. Estudam o

comportamento dos elementos traços incompatíveis na Zona Basal do complexo, considerando as razões entre esses elementos (Y/Zr, Rb/Zr e Sr/Zr) bastante constantes e similares às dos basaltos tipo Lesotho, sugerindo novamente fontes semelhantes para ambos.

Cawthorn *et al.* (1988; 1991) e Cawthorn & Biggar (1993) passam a defender que os magmas de alto-MgO participam da evolução do complexo, apoiados em variações composicionais observadas em fases minerais acessórias (ilmenita, cromita e armalcolita) da Zona Basal do complexo. Defendem que as variações composicionais dessas fases minerais resultam da mistura de magmas de baixo- e alto-Ti, e consideram os de alto-Ti análogos aos basaltos picríticos da Formação Letaba, presentes na área do Lebombo-Nuanetsi.

3.2.2.4 - Mineralização

Sulfetos disseminados ocorrem distribuídos em pequenas quantidades por todo o complexo, quanto concentrações maiores, embora sub-econômicas, só foram encontradas em Waterfall Gorge, na margem SE do maciço Insizwa (Dowsett & Ried, 1967).

Os minérios sulfetados de Waterfall Gorge são subdivididos nos tipos texturais disseminado e maciço (e.g. Maske & Cawthorn, 1986).

O minério disseminado ocorre completamente envolvido pelo gabro basal (Fig. 3.11), intersticial entre os minerais silicáticos, frequentemente englobando esses minerais e neles penetrando por fraturas e clivagens. Apresenta-se como uma camada contínua, com aproximadamente 10 m de espessura, situada 20 m acima da base da intrusão. A quantidade de sulfetos intersticiais decresce ascendentemente (Maske & Cawthorn, 1986).

O minério maciço na base do corpo, tanto nos *hornfels* como na própria intrusão, ocorre sob a forma de corpos tabulares (tais como camadas, diques e veios) e irregulares. Às vezes ocorre associado às segregações ácidas (granófiros).

A composição dos minérios maciços e disseminados compreende, essencialmente, pirrotita (55 - 60%), pentlandita (15 - 17%) e calcopirita (18 - 30%) (Scholtz, 1936). Subordinadamente, ocorrem outros sulfetos de metais básicos e inúmeros minerais de EGP (Tischler *et al.*, 1981).

Os minérios disseminados apresentam uma reserva potencial de 470.000 t com 0,3% de Ni, 0,25% de Cu e 0,88 ppm de EGP. Já os minérios de sulfeto maciço, com reservas desconhecidas, apresentam teores de 3,79% de Ni, 3,78% de Cu, 0,16% de Co e 1,87 ppm de

EGP (Maske & Cawthorn, 1986).

Segundo dados de Lightfoot *et al.* (1984), os minérios disseminados, recalculados para 100% de sulfetos, contém em média 6,34% Ni, 6,26% Cu e 11,58 ppm de EGP total, enquanto os maciços contém 7,25% Ni, 9,77% Cu e 7,73 ppm de EGP total.

Os isótopos próximos a zero por mil e a ausência de concentrações de enxofre significativas nas rochas hospedeiras do complexo apontam uma origem mantélica para o enxofre original das mineralizações (e.g. Tischler *et al.*, 1981; Lightfoot *et al.*, 1984).

Desde o início do século (e.g. Goodchild, 1916), a gênese da mineralização de Waterfall Gorge é aceita como tipicamente magmática e resultante da segregação de um líquido sulfetado imiscível. No entanto, a causa da saturação do magma em enxofre tem sido objeto de controvérsia.

Scholtz (1936) propôs que a saturação em enxofre teria resultado da diferenciação magmática, com os sulfetos se separando do magma nos estágios finais de diferenciação, isto é, junto aos termos mais ácidos do complexo. Esta proposta foi refutada por Tischler *et al.* (1981) pelo fato de o líquido diferenciado (ácido) ser relativamente mais pobre em Ni, impossibilitando a geração dos teores observados na mineralização. Eles, por sua vez propuseram, baseados no enriquecimento em sílica e álcalis da margem congelada, que a segregação dos sulfetos teria sido causada por contaminação crustal em profundidade. Essa proposta porém tornou-se pouco plausível a partir das evidências petrográficas e geoquímicas levantadas por Lightfoot & Naldrett (1984), mostrando o caráter local dos efeitos da contaminação *in situ*.

Lightfoot *et al.* (1984) em seguida, interpretam o empobrecimento em Ni das litologias da Zona Basal do complexo (em menor escala no olivina gabro basal e mais acentuadamente nos picritos) como resultantes de pulsos magmáticos previamente submetidos à diferenciação e prolongado equilíbrio com sulfetos. Este empobrecimento relativo das olivinas da unidade picrítica em Ni é bem demonstrado na Fig. 3.13. Consideram, ainda, que os gabros da Zona Central, com teores normais de Ni, não estiveram em prévio equilíbrio com sulfetos e sugerem, baseados na pequena quantidade de sulfetos associada aos picritos, que os sulfetos depositaram-se antes da introdução dos picritos. Advogam finalmente que parte dos possíveis minérios ainda não foi localizada.

3.2.3 - Metalotectos

A identificação dos condicionamentos geológicos da mineralização de Waterfall Gorge, apesar de a mesma ser aproximadamente 60 Ma mais jovem do que as da região de Noril'sk, é uma tarefa bem mais difícil. De fato, quando se busca situar o complexo dentro do contexto evolutivo da Província Ígnea do Karoo e, principalmente, quando tenta-se estabelecer relações de parentesco entre o complexo e as vulcânicas da província, depara-se com a dificuldade de que os processos erosivos removeram praticamente todo o pacote sedimentar e vulcânico suprajacente ao Complexo Insizwa. Por isso, essas relações são estabelecidas, tentativamente, com as lavas do Lesotho (e.g. Lightfoot *et al.*, 1984; 1987) e do Monoclinal Lebombo (e.g. Cawthorn & Biggar, 1993), objeto de debates na literatura, como visto.

Várias feições regionais, locais e até mesmo geográficas do complexo Insizwa que permitem apontar, apenas de modo dedutivo, quais foram os seus prováveis condicionamentos geológicos são discutidas, individualmente, a seguir.

(1) A localização do complexo próximo à costa leste do sul da África e ao mesmo tempo no possível prolongamento S-SE do Monoclinal Lebombo, sugerem que seu desenvolvimento pode ter sido vinculado tectonicamente a essas duas feições. A proximidade com a costa leste do sul da África sugere, por exemplo, que seu desenvolvimento foi associado aos estágios precoces do rifteamento continental, o qual na sua evolução teria resultado na separação entre os continentes africano e antártico e na formação do Oceano Índico, entre 178 e 140 Ma (Cox, 1988). Tratar-se-ia, portanto, de uma área submetida a esforços distensivos intensos, possivelmente acima de regiões do manto anormalmente aquecidas, podendo refletir a atuação de uma pluma mantélica. A ascensão de uma tal pluma provocaria o estiramento da crosta (Cox, 1992), levando, em seguida, ao rifteamento das placas. Estes *riffs* de escala continental reativariam estruturas antigas do embasamento, falhas profundas, que condicionariam a localização das primeiras fases do vulcanismo (e.g. Cox, 1992).

A possível formação do complexo nesses primeiros estágios do vulcanismo, associada às fases precoces de rifteamento continental, também é sugerido também pelas idades dos riolitos da área do Lebombo-Nuanetsi, com 178 Ma, extravasadas nos estágios finais do vulcanismo continental, imediatamente antes da abertura da bacia oceânica (Duncan *et al.*,

1984). Há ainda a considerar a vinculação genética do complexo com os magmas de baixo-Ti do sul da província (tipo Lesotho), proposta por Lightfoot *et al.* (1984; 1987), cuja idade de 193 Ma é relacionada aos primeiros eventos da Província Ígnea do Karoo (Fitch & Miller, 1984).

Pode-se, considerar assim, que o desenvolvimento do Complexo Insizwa ocorreu nas primeiras fases do magmatismo da província, possivelmente nos estágios precoces do rifteamento continental.

(2) Na borda leste da província encontram-se as maiores espessuras de derrames e a maior diversidade de tipos litológicos, em particular na área do Lebombo-Nuanetsi, onde ocorrem, da base para o topo nefelinitos, basaltos picríticos e tholeiíticos assim como riolitos. Estas características levaram White & McKenzie (1989) a propor essa área como foco da atividade de uma pluma mantélica. A expressão localizada dos nefelinitos e principalmente os basaltos picríticos, típicos das fases iniciais de magmatismo dos CFB em ambiente de *rift* (e.g. Hill, 1991; White & McKenzie, 1989) também sugere ser esse um dos primeiros focos da atividade ígnea. Além disso, de acordo com Cox (1989), sua drenagem de padrão centrífugo pode ser considerada como um registro de soerguimento da região, devido a um espessamento magmático (magma *underplating*) da crosta, vinculado a ascensão de uma pluma.

Portanto a borda leste da província e em particular a área do Lebombo-Nuanetsi parecem se relacionar à atividade de uma pluma mantélica, desde seus estágios iniciais.

O Complexo Insizwa por sua vez constitui-se numa área de intensa atividade intrusiva. A associação com os diques doleríticos do tipo Kokstad (Walker & Poldervaart, 1949) sugere que o local foi um conduto importante de alimentação do magmatismo (e.g. Maske & Cawthorn, 1986), indicando que o complexo teria se desenvolvido sob condições semelhantes às que atuaram na área do Lebombo-Nuanetsi. No entanto, deve-se considerar o fato da área ter sido dissecada pela erosão, possíveis evidências suplementares serem eliminadas. As diferenças, principalmente composicionais, observadas entre os produtos ígneos das áreas do Lebombo-Nuanetsi e do Complexo Insizwa podem ser imputadas tanto à heterogeneidade composicional do manto, quanto a graus de fusão parcial distintos entre o centro e a borda de uma pluma. Esta explicação é apresentada por Cox (1988) para justificar as diferenças entre os basaltos tholeiíticos da Formação Sabie River, caracterizados como de

alto-Ti no norte do Lebombo e Nuanetsi, e de baixo-Ti no sul do Lebombo. Os basaltos Sabie River no sul do Lebombo apresentam a mesma idade dos do tipo Lesotho (193 Ma).

Em resumo, a segunda característica do complexo é o fato de estar alojado numa área de maior permeabilidade magmática, em local considerado como foco de alimentação do magmatismo.

(3) O complexo situa-se na província sul de baixo-Ti (Cox, 1988) e baixo-MgO (Marsh & Eales, 1984). Os estudos geoquímicos sobre o complexo sugerem forte semelhança entre os seus magmas primitivos e os do tipo Lesotho, de baixo-MgO e de baixo-Ti (e.g. Eales & Marsh, 1979; Lightfoot *et al.*, 1984; 1987).

Cawthorn *et al.* (1985; 1988; 1991) e Cawthorn & Biggar (1993) defendem a atuação de magmas de alto-Ti e alto-MgO no desenvolvimento do complexo, sugerindo, inclusive, participação de magmas semelhantes aos basaltos picríticos da área do Lebombo-Nuanetsi. Estes autores, no entanto, não discutem as evidências mostradas pelos defensores de magmas primitivos do tipo Lesotho (e.g. Lightfoot *et al.* 1987). Mesmo assim, a possibilidade do Complexo Insizwa ter se desenvolvido num contexto evolutivo semelhante ao do Lebombo-Nuanetsi é aqui sugerida devido, principalmente, à soma com às feições apresentadas nos itens (1) e (2).

Assim, aparentemente de forma contraditória, defende-se o desenvolvimento do Complexo Insizwa num contexto evolutivo similar ao do Lebombo-Nuanetsi, mas com magmas primitivos de baixo-Ti que lá não foram caracterizados, pois tais diferenças composicionais são observadas também entre os basaltos tholeiíticos da Formação Sabie River, os quais são de baixo-Ti no Lebombo Sul e de alto-Ti na área do Lebombo-Nuanetsi, sem nenhuma descontinuidade física aparente.

(4) Os minérios sulfetados de Ni-Cu-EGP ocorrem associados preferencialmente à porção basal do complexo altamente diferenciado (desde picritos até granófiros) e são tipicamente magmáticos, isto é, resultantes da imiscibilidade e assentamento gravitacional do líquido sulfetado (e.g. Groves *et al.*, 1986).

(5) A formação dos minérios de Ni decorrente do empobrecimento do líquido silicático em Ni é caracterizada pelo empobrecimento relativo das olivinas em Ni (Lightfoot *et al.*, 1984) (Fig. 3.13).

3.3 - Metalotectos Gerais - Discussão Final.

O estudo do contexto geológico e evolutivo das mineralizações de Noril'sk - Talnakh e Insizwa possibilitou separar seus controles geológicos em dois grupos. No primeiro grupo estão os metalotectos definidos como regionais, e no segundo, os categorizados como locais.

Os metalotectos regionais são aqueles que permitiriam discernir, dentro das províncias de CFB, as regiões de contexto geotectônico e evolutivo favoráveis para o desenvolvimento de mineralizações. Como já frisado por Duzhikov *et al.* (1992), para o caso de Noril'sk, as mineralizações ocorrem em locais bastante específicos das províncias, caracterizados por um contexto geotectônico e evolutivo bastante particular.

Os metalotectos locais são, por sua vez, os que possibilitariam identificar, dentro desse ambiente geológico favorável da província, as situações particulares potencialmente mais propícias para a ocorrência de mineralizações.

Em relação aos metalotectos regionais, os depósitos sulfetados de Ni-Cu-EGP da região de Noril'sk e do Complexo Insizwa apresentam semelhanças significativas quanto ao condicionamento geotectônico. As mineralizações não se desenvolveram em associação com as fases principais de magmatismo dos CFB. Ao contrário, o desenvolvimento delas esteve fortemente vinculado aos estágios iniciais do magmatismo das províncias, que, por sua vez, ocorreram nas fases mais primordiais do processo de rifteamento continental.

Os locais de desenvolvimento dos *rifts* continentais, vinculados à atividade de plumas são considerados focais da atividade ígnea nas províncias de CFB. Normalmente apresentam as maiores espessuras de lavas e, também, a maior diversidade de tipos litológicos dos CFB. Em geral, com basaltos alcalinos e picríticos na porção inferior, e basaltos tholeiíticos, predominantes, na porção superior. Onde os *rifts* evoluíram para bacias oceânicas, no topo da sequência vulcânica ocorrem ainda as variedades ácidas, riolíticas. Finalmente, é importante frizar, que a exemplo da região de Noril'sk, os litotipos das primeiras fases de magmatismo, associados aos estágios iniciais de rifteamento, não são considerados representantes típicos dos CFB, principalmente devido ao caráter intermitente do vulcanismo nestas fases, gerando derrames de lavas de expressão apenas localizada.

Este caráter intermitente das fases precoces do vulcanismo está relacionado à reativação de estruturas antigas do embasamento, que servem de condutos de ascensão dos magmas e controlam a sua distribuição na superfície.

A intermitência dos movimentos tectônicos permite também o desenvolvimento de câmaras magmáticas ao longo das estruturas reativadas. Nestas câmaras intermediárias, ou mesmo nos próprios locais de colocação das intrusões podem ocorrer os processos determinantes para formação dos depósitos sulfetados, ou seja a coleta de elementos calcófilos, a segregação dos sulfetos e a sua separação do líquido silicático, na forma de líquidos imiscíveis.

Em resumo, dentro do contexto geológico e evolutivo das províncias de CFB, as mineralizações ocorrem:

- (1) vinculadas às fases precoces de magmatismo das províncias;
- (2) associadas aos locais onde se desenvolveram estruturas de rifteamento continental, que tenham ou não evoluído para bacias oceânicas;
- (3) sobre regiões do manto anormalmente aquecidas (plumas mantélicas / *hot spots*), que produzem, localmente, grande diversidade litológica e as maiores espessuras de derrames;
- (4) relacionadas a falhas crustais reativadas, que atuaram como canais alimentadores do magmatismo e possível sede de câmaras magmáticas profundas

Estes quatro itens acima citados, podem, então ser categorizados como metalotectos regionais. deve-se, entretanto, levar em consideração o fato de que diferente da região Noril'sk, diretamente associada à atividade de uma pluma mantélica (Naldrett, 1992), o Complexo Insizwa situa-se afastado do local tido como focal de pluma. A pluma na província do Karoo é posicionada bem mais ao norte do complexo, nas proximidades do Lebombo-Nuanetsi (e.g. White & McKenzie, 1989; Cox, 1989). Mesmo assim, a área do complexo é também considerada um local de alimentação do magmatismo (e.g. Walker & Poldervaart, 1949; Maske & Cawthorn, 1986).

Com relação aos metalotectos locais, vários são os fatores que contribuem para a formação das mineralizações, mas mesmo sendo particulares de cada área (itens 3.1.4 e 3.2.4), é possível extrair critérios para identificar situações potenciais.

- (4) Dentro de toda a diversidade de produtos magmáticos produzidos nessas áreas, as mineralizações estão especificamente associadas aos tholeiítos de baixo-Ti. O diagrama Ti *versus* Ca + Na, válido para piroxênios cálcicos de Leterrier *et al.* (1982), evidencia esse caráter dos tholeiítos das intrusões mineralizadas da região de Noril'sk (vide Fig. 4.6).
- (5) Ligação entre as mineralizações e o empobrecimento relativo dos corpos máfico-

ultramáficos em elementos calcófilos, especialmente em Ni (Figs. 3.9 e 3.13). O empobrecimento relativo em Ni é uma ferramenta geoquímica amplamente utilizada para a avaliação da potencialidade de corpos máfico-ultramáficos (Rajamani & Naldrett, 1978). Este critério, em função dos exemplos apresentados, pode ser utilizado tanto no estudo dos derrames como nas intrusões, sendo sustentado também por Fedorenko (1992) e Naldrett (1992) para a avaliação de províncias de CFB e podendo ser utilizado tanto em escala regional como local.

Outras feições denunciadoras da possibilidade de formação de um líquido sulfetado podem ser utilizadas juntamente com o empobrecimento relativo do magma em Ni. Estas feições estão relacionadas aos mecanismos que provocam a imiscibilidade do líquido sulfetado. Vários desses mecanismos têm sido sugeridos e dentre eles merecem destaque:

(6) Enriquecimento dos magmas em elementos litófilos incompatíveis, por exemplo LREE, que podem resultar de processos de assimilação crustal (Naldrett *et al.*, 1992) ou serem feições adquiridas pelo magma no manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis (Lightfoot *et al.*, 1993; Marsh e Eales, 1984).

(7) Associação à porção inferior de corpos altamente diferenciados e acamadados. Os processos de diferenciação magmática podem contribuir para a diminuição da solubilidade do enxofre no líquido residual, favorecendo a segregação dos sulfetos imiscíveis. Entretanto, independentemente do processo causador da saturação em enxofre, o aglutinamento e assentamento gravitacional dos sulfetos exigem um tempo relativamente grande de residência dos magmas em uma câmara para resultar na individualização dos corpos de minério.

(8) A assimilação de enxofre crustal é outro mecanismo que pode levar à saturação em enxofre, provocando a segregação de sulfetos. Portanto, conforme sugerido por Naldrett (1992), a presença de concentrações de enxofre sedimentar na área também pode ser um critério favorável ao desenvolvimento das mineralizações. A concentração de enxofre isotopicamente pesado no pacote sedimentar foi ressaltada nas hipóteses sobre a gênese dos minérios da região de Noril'sk, devido ao fato de aqueles minérios apresentarem enxofre caracteristicamente pesado (e.g. Grinenko, 1985). Todavia, a presença de enxofre pesado em amostras do manto (Kyser, 1991) e, ainda, a ausência de concentrações de enxofre nos sedimentos próximos ao complexo Insizwa, não permitem considerar a ausência de concentrações de enxofre sedimentar como um critério para a exclusão de áreas.

Cabe registrar que a idade das províncias de CFB não constitui critério para discriminá-las quanto à potencialidade. Embora as duas províncias de CFB aqui tratadas sejam do Fanerozóico, este tipo de mineralização ocorre também em províncias do Pré-Cambriano. Um exemplo são as concentrações sub-econômicas de sulfetos de Ni-Cu-EGP encontradas no Complexo Duluth, em Minnesota - USA, associado à província de CFB Keewanawan, de 1,1 Ga (Nicholson *et al.*, 1992).

Em suma, uma vez obedecidos os metalotectos regionais, seria possível diagnosticar a presença das mineralizações a partir de metalotectos locais, destacando-se: (5) associação ao magmatismo tholeiítico de baixo-Ti e baixo-MgO; (6) ocorrência na porção inferior de corpos altamente diferenciados e acamadados; (7) empobrecimento dos magmas máfico - ultramáficos (derrames e/ou intrusões) em elementos calcófilos (Ni-Cu-EGP); (8) feições relacionadas a segregação de sulfetos, do tipo enriquecimento dos magmas em elementos litófilos incompatíveis (assimilação crustal) e fracionamento invertido (injeções múltiplas).

IV - POTENCIALIDADE DA PROVÍNCIA ÍGNEA DO PARANÁ PARA MINERALIZAÇÕES SULFETADAS DE Ni-Cu-EGP.

Os condicionamentos geológicos das mineralizações de Ni-Cu-EGP associadas aos Traps Siberianos (Noril'sk - Talnakh) e ao Karoo (Complexo Insizwa) foram separados em metalotectos regionais e metalotectos locais. Esta categorização impõe que a avaliação da potencialidade da Província Ígnea do Paraná seja feita em duas etapas distintas. Na primeira deve-se localizar o ambiente geodinâmico favorável, para, na segunda, buscar-se, no contexto encontrado a presença dos metalotectos locais.

4.1 - Metalotectos Regionais

Nos modelos atuais de evolução das províncias CFB (e.g. White & McKenzie, 1989; Richards *et al.*, 1989; Hill, 1991), o início do magmatismo é associado aos primeiros estágios dos processos de rifteamento continental, vinculados diretamente a regiões quentes do manto (plumas mantélicas / *hot spots*). Estes modelos são amplamente aceitos, inclusive para os Traps Siberianos (e.g. Lightfoot *et al.*, 1993) e Karoo (e.g. Cox, 1992).

No caso da província do Paraná, poucos artigos abordam em profundidade os aspectos geodinâmicos da história evolutiva do magmatismo; algumas exceções são Peate (1990), Peate *et al.* (1990) e Hawkesworth *et al.* (1992). Portanto, várias questões relacionadas a essa história estão ainda em aberto. Por outro lado, a sua evolução não pode ser avaliada isoladamente, sem considerar-se também os derrames e intrusões da área de Etendeka, na costa oeste da Namíbia, os quais estiveram unidos aos do Paraná antes da abertura do Atlântico Sul (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a; Peate *et al.*, 1990; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992).

No lado sul-americano da província Paraná - Etendeka, os dados de paleomagnetismo (e.g. Ernesto & Pacca, 1988; Piccirillo *et al.*, 1988c) e geocronologia K/Ar (e.g. Amaral *et al.*, 1966; Melfi, 1967) sugerem a migração do magmatismo do oeste para leste, isto é, do interior do continente para a margem atlântica. Considerando-se que o local de abertura Atlântico Sul tenha sido a principal zona de rifteamento, esses dados discordam dos demais modelos de evolução das províncias de CFB, que defendem estar o início do magmatismo associado às fases precoces dos processos de rifteamento continental. A ligação entre os CFB do Paraná - Etendeka, a abertura do Atlântico Sul e a atividade de pluma mantélica são, todavia, amplamente aceitas (e.g. Erlank *et al.*, 1984; Fodor, 1987; Peate, 1990; Hawkesworth *et al.*, 1992). Acrescente-se que as reconstruções paleogeográficas baseadas na tectônica de placas

sugerem que a pluma, atualmente vinculada à ilha de Tristão da Cunha, esteve, à época do magmatismo da província, sob a borda SW do continente Africano, na área de Etendeka (e.g. Peate *et al.*, 1990). Observe-se, entretanto, que não há concordância entre os diferentes autores quanto à posição exata da pluma no estágio pré-abertura oceânica.

A abertura do Atlântico Sul em si está relacionada às fases finais do desenvolvimento da província Paraná - Etendeka (e.g. Erlank *et al.*, 1984; Duncan *et al.*, 1984; Piccirillo *et al.*, 1988a; Peate *et al.*, 1990). Falhamentos extensionais, segundo Peate (1990), apontam para a abertura da bacia oceânica do Atlântico Sul nos estágios tardios do desenvolvimento da província Paraná - Etendeka. Este autor salienta, no entanto, que estas falhas extensionais são raras na costa brasileira, estando hoje, talvez, submersas no oceano ou mascaradas pela cobertura vegetal. Ressalta, todavia, que na área de Etendeka vários desses falhamentos extensionais foram identificados ao longo da costa, inclusive apresentando blocos inclinados em sua direção. Este autor chega a citar, inclusive, a presença de riolitos no topo desses blocos de falhas, submersos na costa da Namíbia. Assim, o autor considera que hipóteses sobre a evolução do magmatismo da província do Paraná - Etendeka devem ser avaliadas dentro do processo de desenvolvimento de um *rift* continental, que conduz, eventualmente, à abertura de uma bacia oceânica (como é o caso desta província).

A ocorrência dos riolitos nas porções superiores das seqüências basálticas e concentrados próximos à margem leste da placa sul-americana não é evidência da migração do magmatismo de oeste para leste no desenvolvimento da província ígnea do Paraná, conforme defendido por Piccirillo *et al.* (1988c). Representa, na verdade, somente os últimos estágios de magmatismo na província, imediatamente anteriores às fases principais do rifteamento continental, ou seja, da abertura do oceano Atlântico (Peate *et al.*, 1990).

Uma outra feição indicativa do desenvolvimento da província Paraná - Etendeka anterior à separação continental é a presença, também próximo de suas margens, de magmas com assinatura geoquímica de basaltos oceânicos, típicos dos estágios finais de magmatismo (Duncan *et al.*, 1984). Exemplos são: (1) o enxame de diques Horingbaai, com assinatura geoquímica do tipo MORB, cortando o pacote vulcânico de Etendeka (Erlank *et al.*, 1984); (2) os magmas tipo Esmeralda de Peate (1990) no topo da seqüência vulcânica ao sul da província do Paraná, acima, inclusive, das vulcânicas ácidas; (3) as amostras de basaltos *off-shore* da plataforma continental, no SE brasileiro, apresentando assinatura geoquímica

transicional de CFB para MORB (Fodor & Vetter, 1984), isto é, de continental para oceânica;

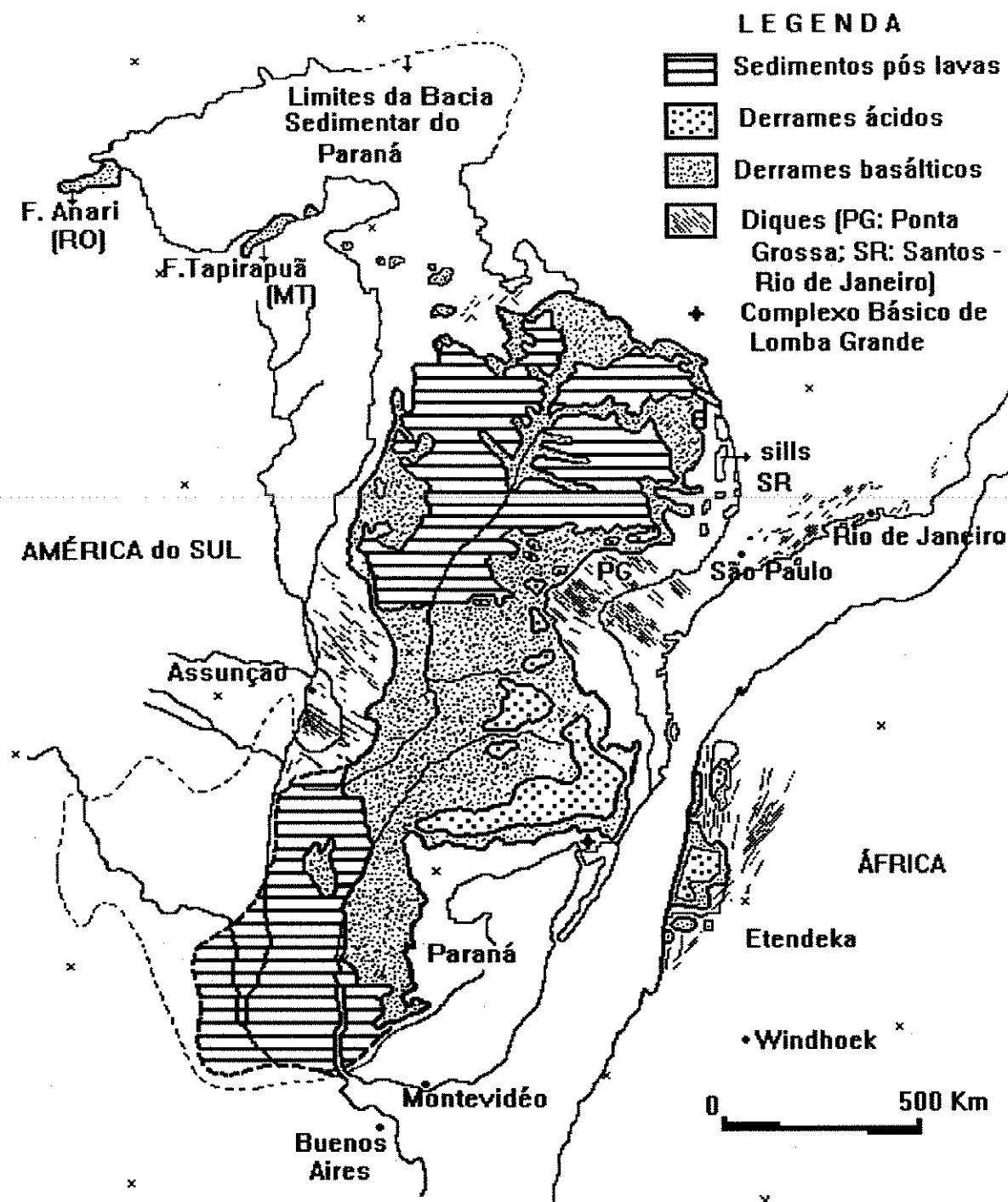


Fig. 4.1 A Província do Paraná - Etendeka (modificado a partir de Peate *et al.* 1992).

e (4) alguns diques doleríticos tardios com assinatura tipo OIB no enxame Santos - Rio de Janeiro (Hawkesworth *et al.*, 1992).

Estes magmas com assinatura geoquímica de basaltos oceânicos estão relacionados aos mesmos processos de extensão e afinamento da litosfera continental, anteriores à abertura da bacia oceânica, que conduziriam ao desenvolvimento dos riolitos. A continuidade desses processos levaria ao rompimento da litosfera e, propiciaria, assim a ascensão desses magmas de caráter geoquímico astenosférico (Peate, 1990).

A província Paraná - Etendeka preserva, portanto, a associação de derrames basálticos, riolitos e derrames e/ou diques tardios com assinatura empobrecida (astenosférica), característica da atividade de CFB em ambiente de *rift* ou adelgaçamento litosférico (Marsh, 1987). Esta associação é bastante semelhante à do Monoclinal Lebombo na província do Karoo, onde também ocorrem rochas ácidas no topo do pacote vulcânico (e.g. Cleverly *et al.*, 1984) e diques doleríticos tardios do enxame Rooi Rand, de caráter geoquímico astenosférico (e.g. Armstrong *et al.*, 1984).

Na província do Paraná - Etendeka, no entanto, não foram ainda identificados derrames de basaltos alcalinos e picríticos, como os presentes no Monoclinal Lebombo e na região de Noril'sk. Na verdade, é conhecida apenas uma pequena intrusão de caráter picrítico, o Complexo Básico de Lomba Grande (CBLG), localizado no Município de Gravataí, região metropolitana de Porto Alegre (RS), próximo à borda leste da Bacia do Paraná (asterisco na Fig. 4.1).

Os basaltos alcalinos e picríticos do Lebombo e de Noril'sk são considerados, dentro da evolução das províncias de CFB, como tipicamente relacionados ao desenvolvimento das fases precoces de rifteamento continental (e.g. Cox, 1992).

As diferenças entre os produtos vulcânicos das três províncias não se resumem somente à ausência de basaltos alcalinos e picríticos. São observadas diferenças importantes, também quando se comparam os derrames regionalmente distribuídos. Em termos petrográficos, mesmo desconsiderando-se o magmatismo ácido ($> 63\% \text{ SiO}_2$), abundante nas províncias ígneas do Paraná e do Karoo, nota-se uma quantidade significativa de derrames de caráter intermediário na província do Paraná, bastante subordinados nas outras duas províncias (Tabela 2.8). Mesmo considerando-se somente os termos básicos ($< 56\% \text{ SiO}_2$), diferenças entre as três províncias persistem e são bem ilustradas pelos respectivos índices de

diferenciação ($Mg^{\#}$).

Para avaliarmos e compararmos os índices $Mg^{\#}$ das três províncias, os dados dos CFB do Karoo (Duncan *et al.*, 1984) e da região de Putorana nos Traps Siberianos (Sharma *et al.*, 1991) foram recalculados seguindo a mesma fórmula de cálculo¹ empregada tanto por Peate (1990) na província do Paraná, quanto por Lightfoot *et al.* (1990; 1993) na região de Noril'sk.

A homogeneidade composicional dos basaltos da região de Putorana é revelada pelo histograma da Fig. 4.2, no qual os valores de $Mg^{\#}$ estão concentrados entre 0,5 e 0,6, com uma pequena dispersão em torno da média de 0,561. Na região de

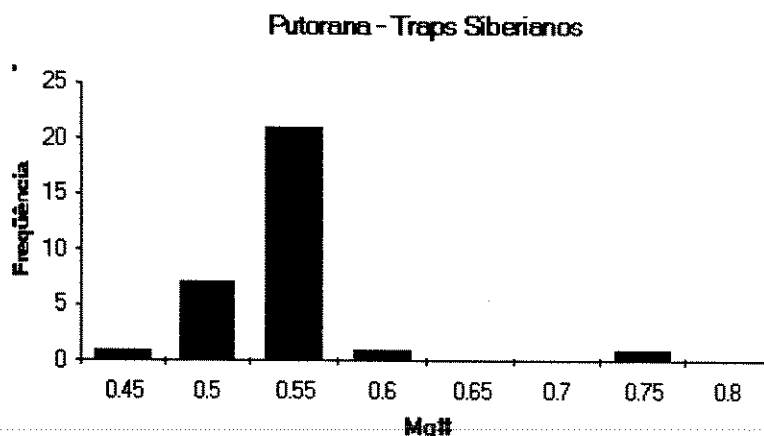


Fig. 4.2 Frequência dos índices de $Mg^{\#}$ das lavas de Putorana. (fonte das análises : Sharma *et al.*, 1991).

Noril'sk (Fig. 4.3), também observa-se a maior frequência de valores entre 0,5 e 0,6, correspondendo, exatamente, à porção superior do pacote de derrames, por sua vez correlacionada com os derrames da região de Putorana (e.g. Duzhikov *et al.*, 1992). No entanto, a dispersão para valores menores que 0,45 e maiores que 0,65 reflete a presença, respectivamente, dos derrames alcalinos e picríticos dos primeiros estágios de magmatismo nessa região.

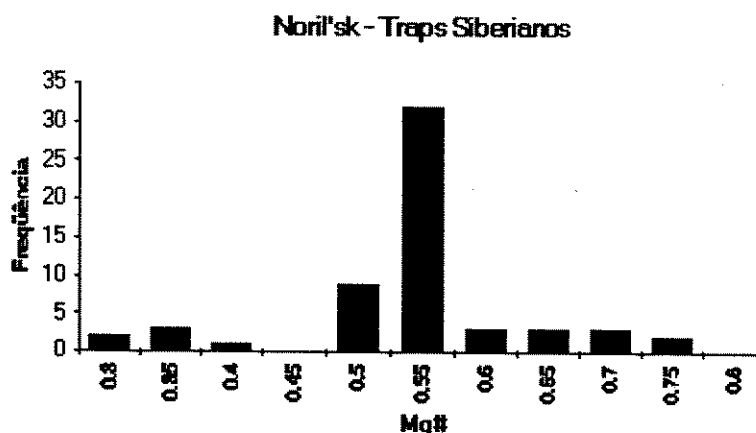


Fig. 4.3 Frequência dos índices de $Mg^{\#}$ das lavas da região de Noril'sk (fonte dos dados : Lightfoot *et al.* 1990; 1993).

¹ $Mg^{\#} = (MgO/40,304) / ((MgO/40,304) + (Fe_2O_3(t)/93,936))$

Na província do Karoo como um todo, o histograma (Fig. 4.4) também mostra a maior frequência de valores de $Mg^{\#}$ entre 0,5 e 0,6, com uma suave dispersão até 0,45 e 0,65. Apresenta, também, a exemplo de Noril'sk, valores abaixo de 0,45 e acima de 0,65, que correspondem, respectivamente, aos nefelinitos e basaltos picríticos das primeiras fases de magmatismo da província no Lebombo.

Já os basaltos da província do Paraná são acentuadamente mais diferenciados (Fig. 4.5) do que os dos Traps Siberianos e do Karoo. Observa-se um expressivo agrupamento dos valores entre 0,4 e 0,5. Este caráter mais diferenciado reflete-se numa abundância menor de Ni (compatível) e maior de Cu (incompatível) nos basaltos da província do Paraná em relação aos da do Karoo e da dos Traps Siberianos, sugerindo que uma possível jazida de sulfetos magmáticos, formada a partir de composições semelhantes, seria bem mais rica em Cu do que em Ni. Mesmo não se dispondo de dados, poderia prever-se, também,

que em relação aos EGP, a possível jazida seria enriquecida em Pd, que dentre os EGP é o mais incompatível.

Na província do Paraná observa-se também valores de $Mg^{\#}$ discrepantes da média. Um exemplo é a margem congelada do olivina-gabro do CBLG, que apresenta o índice $Mg^{\#}$

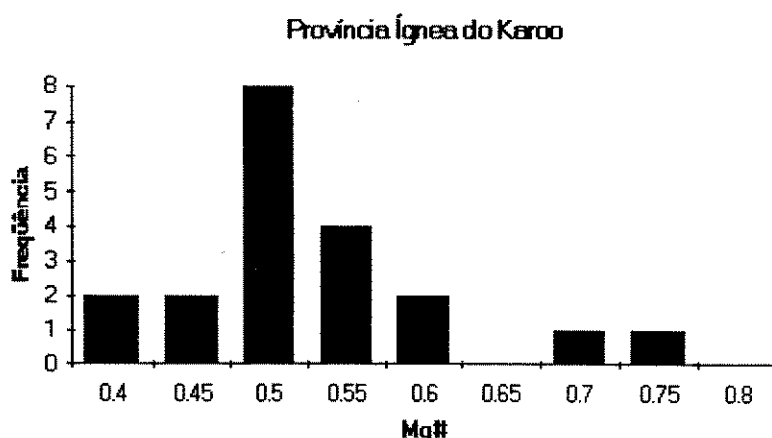


Fig. 4.4 Frequência dos índices de $Mg^{\#}$ das lavas da Província do Karoo. (fonte : Duncan *et al.* 1984).

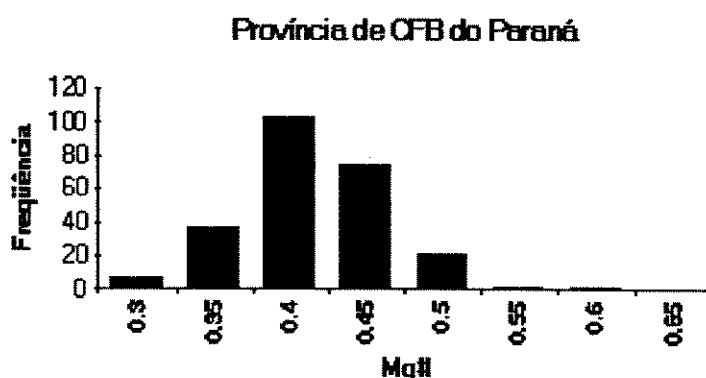


Fig. 4.5 Frequência dos índices de $Mg^{\#}$ das lavas da Província do Paraná. (fonte : Peate, 1990).

bem mais elevado (0,65) do que os derrames regionais da província do Paraná. De qualquer forma, mesmo considerando-se que este índice deva refletir a presença de fenocristais de olivina na margem fria, é ainda superior ao dos magmas de baixo-Ti da província do Paraná, com os quais Viero (1991) correlacionou o complexo.

De todas estas diferenças entre os produtos ígneos das três províncias, considera-se que a não descoberta até agora dos basaltos alcalinos e picríticos na província do Paraná, principalmente na sua porção leste, pode ser devida à pequena expressão de derrames desse tipo. Podem também já ter sido erodidos. A região do CBLG, considerada por Viero (1991) um local de alimentação do magmatismo ativa por longo tempo, encontra-se hoje erodida até as porções inferiores da Formação Botucatú. Devem, portanto, ter erodido a porção superior do próprio complexo, uma espessura considerável de sedimentos, e eventualmente, até derrames.

As litologias das fases iniciais de magmatismo podem ainda estar escondidas pela densa vegetação da Serra do Mar, ou encontrar-se na margem oceânica submersa devido à queda ou basculamento de blocos durante o rifteamento, desde a abertura da bacia oceânica. As outras possibilidades são a de não ter sido este o local onde estas litologias extravasaram ou ainda a de não terem jamais existido.

Peate (1990) e Peate *et al.* (1990) discutem a alternativa de que esses primeiros estágios de magmatismo da província do Paraná não estejam nem associados, nem mesmo próximos à estrutura do *Rift* Sul-Atlântico (RSA), em função da assimetria na distribuição dos derrames basálticos da província do Paraná - Etendeka, em relação à localização do RSA (Fig. 4.1).

Peate (1990) apresenta modelos nos quais a alimentação do magmatismo da província teria ocorrido pela porção axial da bacia sedimentar do Paraná, entre 400 e 500 Km a oeste da posição do RSA. Argumenta em favor deste local por estarem ali registradas, as maiores espessuras de lavas e também uma grande quantidade de corpos intrusivos alojados nos sedimentos, considerando improvável terem tais intrusões migrado lateralmente a partir do RSA. Defende o modelo de Braum & Beaumont (1989), o qual propõe que nos estágios iniciais de desenvolvimento de *rifts*, durante a ascensão do manto, ocorreria uma transferência de tensão para zonas de fraqueza crustal pré-existent, no caso, para a porção axial da bacia do Paraná. Os magmas usariam a zona de cisalhamento resultante como canais para ascender

à superfície. O autor considera, dessa forma, que a distribuição assimétrica dos basaltos é uma feição original da província, ao contrário do sugerido por Cox (1989), que a atribui à erosão diferencial. Por outro lado, White & McKenzie (1989) sugerem que a assimetria poderia ser uma feição relacionada ao paleo-relevo da época. Baseados na observação de que o derramamento das lavas de Etendeka dá-se diretamente sobre o embasamento Pré-Cambriano (Eales *et al.*, 1984), propõem a existência de um relevo considerável naquela área, que preveniria o espalhamento dos derrames para o leste do continente africano. Já Piccirillo *et al.* (1988c) defendem, baseados em estudos de paleomagnetismo, um modelo calcado na migração do magmatismo de oeste para leste, o que justificaria a distribuição assimétrica do vulcanismo.

Deve-se considerar, entretanto, que a distribuição assimétrica do vulcanismo em relação ao RSA aparentemente não é uma feição exclusiva da província do Paraná - Etendeka. É também observada nos Traps Siberianos e no Karoo (cf. Macdougall, 1988a). Nestes dois casos, as fases precoces do magmatismo estão espacialmente associadas aos *rifts* e as fases principais são distribuídas de forma assimétrica em relação a eles - no caso dos Traps Siberianos, por sobre a porção oeste da plataforma Siberiana (Fig. 2.2) e no caso do Karoo, cobrindo a parte sul do continente africano (Fig. 2.6). O argumento, baseado na grande concentração de corpos intrusivos na porção axial da bacia do Paraná, que justificaria a ascensão dos magmas por ali (Peate, 1990), também pode ser questionado. O autor considera improvável que essas intrusões tenham migrado lateralmente a partir do RSA; no entanto, a migração lateral de magmas é defendida por Ernst & Baragar (1992) a partir de anisotropias de susceptibilidade magnética em diques proterozóicos do enxame Mackenzie, no escudo canadense. Estes autores chegam a encontrar migrações horizontais mínimas de até 2.100 Km. Feições de anisotropias de susceptibilidade magnética, que indicam a migração lateral de magmas, estão também caracterizadas nos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e Santos - Rio de Janeiro (Rostirolla & Kiang, 1992).

Uma outra alternativa é a de Hill (1991), que defende que a alimentação do magmatismo em províncias de CFB não ocorreria somente pela estrutura principal do *rift*, podendo os magmas das fases principais dos CFB, segundo ele, ascender ainda por outras zonas de fraqueza, normalmente relacionadas a faixas móveis do embasamento, como sugerem as orientações aleatórias de diques alimentadores distribuídos pela província do Karoo (Eales

et al., 1984).

A presença de enxames de diques seria uma feição que poderia ajudar a identificar os locais de alimentação do magmatismo; entretanto, estes não foram ainda localizados no lado sul-americano da porção sul da província. Talvez estejam mascarados pelo pacote vulcânico, pela vegetação (Peate, 1990), pelos sedimentos quaternários da faixa litorânea, ou ainda, talvez estejam atualmente na plataforma continental, submersos no oceano.

Apenas três áreas principais de colocação de diques se destacam na província Paraná - Etendeka como um todo. Segundo Hawkesworth *et al.* (1992), são elas: (1) a área de Etendeka; (2) o Arco de Ponta Grossa; e (3) a costa brasileira entre Santos e Rio de Janeiro (Fig. 4.1). Estes autores levantam a possibilidade, a partir da disposição desses enxames de diques em planta, de terem eles se colocado em ângulo de 120° entre si. O Arco de Ponta Grossa configuraria, assim, o braço abortado de uma possível junção tríplice. Compartilhando também dessa interpretação de junção tríplice, Ernesto *et al.* (1991) consideram, ainda, que os diques do Arco de Ponta Grossa e os do enxame Santos - Rio de Janeiro, juntamente com os da margem leste do estado de Santa Catarina são contemporâneos.

Na área de Etendeka os diques são divididos em dois tipos básicos. O primeiro compreende os de baixo-Ti (Erlank *et al.* 1984), correlatos aos magmas tipo Gramado de Peate (1990), predominantes na porção sul da província do Paraná. O segundo tipo é formado pelos doleritos Horingbaai, com assinatura geoquímica astenosférica, já referidos anteriormente.

Os diques do Arco de Ponta Grossa são predominantemente de alto- e intermediário-Ti, semelhantes, respectivamente, aos magmas tipo Pitanga e Paranapanema de Peate *et al.* (1992), dominantes na porção norte da província do Paraná. Subordinadamente ocorrem também diques de baixo-Ti similares ao magma tipo Ribeira, desses mesmos autores.

Os diques do Enxame Santos - Rio de Janeiro apresentam composições similares, ora às lavas predominantes na porção norte da província (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983), ora às rochas recentes da ilha de Tristão da Cunha (Hawkesworth *et al.*, 1992), com assinatura geoquímica de basaltos oceânicos, tipo OIB.

Como conclusão, podemos considerar o seguinte:

(1) A assimetria na distribuição do vulcanismo, em relação ao RSA, não caracteriza uma feição extraordinária que necessitaria mecanismos especiais de alimentação do magmatismo, conforme sugerido por Peate (1990). A assimetria é observada, também, em outras províncias

de CFB, já mencionadas (Hill, 1991).

(2) Os canais de alimentação do enxame de diques de Etendeka, paralelos e próximos à costa da Namíbia, associados ao desenvolvimento do RSA, estiveram em atividade durante um longo período. Nele foram caracterizadas composições típicas tanto da fase principal de magmatismo da parte sul da província (baixo-Ti) quanto dos estágios finais de rifteamento (assinatura geoquímica de basaltos oceânicos), pré-abertura da bacia oceânica. Apesar da não identificação de canais alimentadores semelhantes a estes no lado sul-americano correspondente, devem ter existido também neste lado da província.

(3) A concentração dos derrames ácidos da província do Paraná na margem leste da placa sul-americana resulta, na verdade, da própria evolução do rifteamento nestes locais.

(4) Na parte axial da bacia sedimentar do Paraná, sugerida por Peate (1990) como o possível local por onde teriam ascendido os magmas da província, não foram caracterizadas, até o momento, litologias típicas dos estágios iniciais de desenvolvimento do rifteamento como, por exemplo, basaltos alcalinos. Poder-se-ia suspeitar que sua não localização fosse devido à região ser pouco erodida. No entanto, estes litotipos não foram caracterizados nem mesmo nos vários testemunhos de sondagem obtidos na área e estudados por Peate *et al.* (1988; 1992), Mantovani *et al.* (1988) e Peate (1990).

Estas considerações, por si só, já nos levam a acreditar que os primeiros estágios do vulcanismo podem ter se desenvolvido espacialmente associados à estrutura do RSA, ou seja, na borda leste da província. Várias possibilidades já mencionadas (p. ex. estágio pouco avançado de erosão na província como um todo, locais próximos ao litoral mais intensamente erodidos, cobertura vegetal densa, expressão local desses produtos ígneos, etc.) podem explicar a não localização, até o momento, dos produtos vulcânicos típicos das fases precoces de desenvolvimento do RSA.

Assim, a caracterização por Viero (1991) do Complexo Básico de Lomba Grande (CBLG), no município de Gravataí - RS, consolida a proposição de que os produtos ígneos desenvolvidos nas fases precoces de rifteamento continental estariam geograficamente associados ao RSA e/ou às suas proximidades.

O CBLG consiste de três corpos hipabissais, de natureza básica, tholeiítica, encaixados na base da Formação Botucatu. O maior, com 95% do volume, corresponde petrograficamente a um olivina-gabro, e os dois menores, a diabásios.

A partir das observações de Viero (1991), vários aspectos do CBLG sustentam a hipótese dele representar produtos da atividade magmática inicial da província, relacionados às fases precoces de evolução do rifteamento continental, como por exemplo:

(1) As idades dos corpos intrusivos que constituem o complexo variam de aproximadamente 160 Ma, no corpo principal de olivina-gabro, a 125 e 120 Ma, nos corpos menores de diabásio. Portanto, o olivina-gabro materializaria uma das primeiras manifestações magmáticas da província ígnea do Paraná.

(2) Feições tectônicas caracterizadas em imagens de satélite e fotografias aéreas da área e mapeadas no próprio complexo sugerem ter a sua colocação ocorrido por reativação de antigas falhas do embasamento. A deformação rígida superposta ao complexo evidencia que falhas NE-SW permaneceram ativas após a colocação do corpo principal.

(3) Os teores MgO variáveis, de 11% na margem resfriada para 22% na zona central do olivina-gabro, resultaram da concentração de olivina por diferenciação. Foram geradas, assim, as características composicionais picríticas no olivina-gabro. Para o magma primitivo, os teores de MgO correspondentes aos da margem congelada (11%) estão bem acima da média observada nos produtos ígneos da província do Paraná. O índice $Mg^{\#}$ do olivina-gabro (0,65) indica que o mesmo não tem vínculo com os magmas da fase principal de magmatismo da província na região, pois lhes é sensivelmente superior.

(4) O fracionamento invertido no complexo, caracterizado por teores de forsterita nas olivinas e de anortita nos plagioclásios (mais elevados na zona central do que na margem fria) refletiria a injeção de um novo pulso de magma mais primitivo, mostrando, desse modo, a atuação de processos de diferenciação magmática, além da intermitência nos movimentos tectônicos.

(5) Um outro aspecto do CBLG, que se encaixa no desenvolvimento desta hipótese, é a sua localização geográfica. Está situado próximo ao litoral, a menos de 70 Km da costa, suficientemente próximo, portanto, do local de rifteamento, para ainda conter feições relacionadas à instalação do RSA.

Em resumo, (1) a localização próxima ao litoral; (2) o condicionamento tectônico em falhas do embasamento reativadas, com destaque às paralelas à linha de costa (*rift*); e (3) a variação de idades entre os corpos que constituem o complexo; a nosso ver, caracterizam a área como um canal de alimentação do magmatismo, tectonicamente ativa por um longo período de tempo. A partir das evidências que apontam para a ocorrência de injeções múltiplas

no olivina-gabro, pode-se deduzir ainda, o caráter intermitente do tectonismo nesses estágios iniciais (4).

Considerar o corpo de olivina-gabro como relacionado às fases precoces do desenvolvimento do RSA aparenta contradição, devido à idade de 160 Ma ser bastante anterior à da abertura do Atlântico Sul propriamente dita. A abertura tem sido amplamente considerada de idade cretácica, entre 135 e 115 Ma (e.g. Asmuz & Porto, 1972). Entretanto, Conceição *et al.* (1988) apresentam várias evidências, bem caracterizadas no tempo e no espaço, que indicam uma idade bem mais antiga para o início do tectonismo que gerou a abertura do Atlântico Sul. Dentre estas evidências, as mais fortes são as datações em diabásio, com 161 Ma, intrusivo na Bacia do Paraná (Jaguariaíva - SP) e em basalto com 190 Ma (Florianópolis - SC), relatadas por Asmuz (1984). Portanto, a idade do olivina-gabro do CBLG (160 Ma) seria compatível com os eventos tectônicos precoces do RSA.

Em suma, acreditamos que dentro do contexto regional da província Paraná - Etendeka, a região potencialmente mais favorável para mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP é a que está espacialmente vinculada à instalação do *rift* do Atlântico Sul. Neste contexto geológico - evolutivo da província, a região geográfica que se salienta como mais promissora para os objetivos aqui estabelecidos é, no lado sul-americano, a borda leste da província. Inclui-se, também como favorável, a região de Etendeka, na Namíbia, devido à sua proximidade com o RSA. Na identificação dos metalotectos regionais devem ser investigadas as possíveis feições tectônicas regionais que atuariam na alimentação do magmatismo da província e, portanto, poderiam ter aprisionado corpos intrusivos. Estas feições adquirem importância quando considera-se o papel desempenhado pelos falhamentos no desenvolvimento das mineralizações da região de Noril'sk (e.g. Naldrett, 1992).

Na província ígnea do Paraná, as feições tectônicas mais salientes regionalmente são os lineamentos tectônicos e/ou magnéticos e os arcos, representados na Fig. 2.10. Dentre estas estruturas, as de orientação NW - SE se destacam como possíveis canais de alimentação do magmatismo da província. Associados a algumas dessas estruturas estão descritos, além de importantes enxames de diques, inúmeros corpos intrusivos alcalinos dos estágios finais e mesmo posteriores ao magmatismo da província (Ulbrich & Gomes, 1981).

Os lineamentos e arcos mencionados podem adquirir importância maior nas porções situadas mais a leste, próximo ao litoral, pois nestes locais podem ter sido interceptadas

estruturas NE - SW, que possivelmente resultariam da reativação de antigas estruturas NE - SW dos cinturões móveis brasileiros Dom Feliciano, na porção sul da província, e Ribeira - Mantiqueira, nas porções central e norte.

Dentro do contexto regional da província do Paraná, duas áreas se destacam pela presença de corpos intrusivos, basicamente diques: a primeira, entre os lineamentos do Rio Piquiri e Guapiara, ao longo do Arco de Ponta Grossa, e a segunda, correspondendo ao enxame Santos - Rio de Janeiro.

4.2 - Metalotectos Locais

No contexto regional da borda leste da província ígnea do Paraná, a ausência de derrames típicos das fases iniciais de magmatismo de províncias de CFB impede a delimitação de áreas potenciais relativamente pequenas, como a da região de Noril'sk. Diante disso só é possível analisar a atividade intrusiva conhecida neste contexto e as suas correlações com o pacote vulcânico, para definir-se o possível potencial relativo nas diferentes áreas. Esta tarefa ainda é dificultada pelo baixo grau de conhecimento disponível a respeito desses corpos intrusivos, pois os principais estudos sobre os mesmos são de caráter regional e estão concentrados, basicamente, nos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e Santos - Rio de Janeiro (e.g. Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Piccirillo *et al.*, 1990; Ernesto *et al.*, 1991; Hawkesworth *et al.*, 1992), ambos na porção norte da província.

O enxame do Arco de Ponta Grossa, situado entre os lineamentos do Rio Piquiri e Guapiara, chama a atenção pela quantidade de intrusões, em geral diques, de orientação NW - SE. Estão concentrados, principalmente, na porção leste do arco e cortam tanto o embasamento cristalino como os sedimentos gondwânicos da bacia do Paraná. Composicionalmente predominam os de alto- e intermediário-Ti, e, subordinadamente, os de baixo-Ti, correlacionáveis aos derrames da porção norte da província (e.g. Peate, 1990; Piccirillo *et al.*, 1990).

Os estudos de paleomagnetismo realizados (e.g. Raposo & Ernesto, 1989) nesses diques e em alguns *sills* (e.g. Fatura - PR) revelam que os mesmos foram colocados nas fases tardias do desenvolvimento do magmatismo na porção norte da província. Piccirillo *et al.* (1990) consideram, ainda, que esses diques intrudiram imediatamente antes dos estágios finais de rifteamento que levaram à abertura da bacia oceânica. Estes autores caracterizam os corpos

também como desprovidos de feições do tipo acamamento, resultantes de processos de diferenciação magmática.

Neste enxame ocorrem associados, ainda, raros diques ácidos (e.g. Piccirillo *et al.*, 1990) e intrusivas alcalinas do Cretáceo Superior, como por exemplo o complexo alcalino de Mato Preto, próximo à cidade de Cerro Azul - PR (Santos & Dardenne, 1988).

Os diques do enxame Santos - Rio de Janeiro, distribuídos paralelamente à linha de costa (NE - SW), também apresentam composição predominante de alto-Ti, correlacionável à fase principal

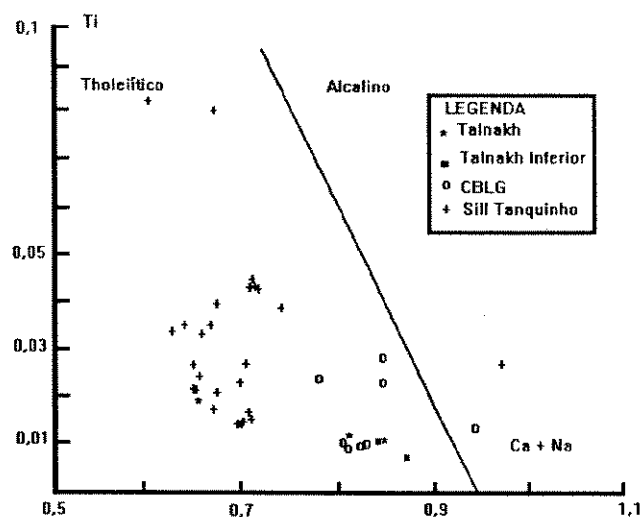


Fig. 4.6 Ti versus Ca + Na em piroxênios cálcicos (Leterrier *et al.* 1982) de intrusões em províncias de CFB.

do magmatismo da porção norte da província (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983). Alguns corpos apresentam, no entanto, assinatura geoquímica astenosférica, do tipo OIB, relacionados aos estágios precoces da abertura oceânica (Hawkesworth *et al.*, 1992).

Fora do contexto da borda leste da província, mas ainda na sua porção norte, particularmente no estado de São Paulo, entre as cidades de Campinas e Ribeirão Preto, e no sul do estado de Minas Gerais, merece destaque a ocorrência de vários corpos intrusivos na forma de *sills* e lacólitos. Dentre estes corpos citam-se, para exemplificar, o de Borda da Mata - Cajuú, que estende-se desde Tambaú (SP) até São Sebastião do Paraíso (MG), o de Limeira - Cosmópolis (SP), aflorante nas cidades homônimas (Carvalho *et al.*, 1988), e o *sill* localizado no município de Tanquinho (SP) (Monteiro & Gomes, 1988a; b). Estes três corpos intrusivos são semelhantes, composicionalmente, aos magmas de alto-Ti da porção norte da província. Carvalho *et al.* (1988) salientam o caráter tholeiítico e descrevem feições de diferenciação nos corpos Borda da Mata - Cajuú e Limeira - Cosmópolis. Neste último foram mencionados também conteúdos de até 10% de olivinas (Fo 65 +/- 5).

No *sill* de Tanquinho também são reportadas feições de diferenciação, inclusive com concentração de olivinas na porção basal, sendo que a natureza tholeiítica do corpo, além de

relatada por Monteiro e Gomes (1988a; b), é confirmada pelos dados de química mineral dos piroxênios cálcicos lançados no gráfico Ti *versus* (Ca + Na) (Fig. 4.6).

As feições de diferenciação, a presença de olivinas e o caráter tholeiítico dos três corpos intrusivos citados são características que os tornam atrativos para os objetivos estabelecidos, devendo merecer melhor investigação. Os três corpos, no entanto, diferem marcadamente das intrusivas mineralizadas de Noril'sk - Talnakh e Insizwa e se distinguem por serem de alto-Ti, pelo baixo conteúdo forsterítico das olivinas e, também, pelo caráter geoquimicamente mais diferenciado de seus magmas ($Mg^{\#}$ em torno de 0,410, atingindo o máximo de 0,530 na porção mais rica em olivinas na base do *sill* de Tanquinho).

A não caracterização, até o momento, de derrames e intrusões dos primeiros estágios do magmatismo na parte norte da província, sugere, para a mesma, uma baixa potencialidade na ocorrência de mineralizações de Ni-Cu-EGP. Mas, esta baixa potencialidade poderia, talvez, ser atribuída também ao pequeno grau de conhecimento disponível, fato que não permite, *a priori*, descartá-la definitivamente.

A borda leste da província do Paraná, ao sul do lineamento do Rio Piquiri, que envolve as regiões central e sul, apresenta quantidades significativamente menores de corpos intrusivos. Na área central as poucas intrusões estão concentradas, principalmente, nas proximidades do lineamento do Rio Piquiri (Piccirillo *et al.*, 1990) e, em menor quantidade, paralelos à costa do estado de Santa Catarina (Ernesto *et al.*, 1991). Os corpos intrusivos nessa região são basicamente tholeiíticos, tanto de alto- quanto de baixo-Ti, e se conectam à presença abundante, na mesma área, de vulcânicas tanto de alto- quanto de baixo-Ti (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a). Também nesta área central não há relatos da presença de litologias dos estágios iniciais do magmatismo da província.

Tais litologias também não são encontradas associadas ao lineamento do Rio Uruguai, considerado preliminarmente (Mincato *et al.*, 1992) como uma estrutura potencialmente favorável por representar um possível conduto alimentador do magmatismo no local. A expectativa não foi confirmada, pois além da pequena possança e ausência de feições de diferenciação nos corpos intrusivos daquela área, os mesmos são, composicionalmente, similares aos magmas das fases principal e final do magmatismo da porção sul e central da província. Além disso, o aparente caráter empobrecido em elementos calcófilos observado nos magmas tipo Gramado em relação ao tipo Esmeralda (Tabela 2.7) não está vinculado a

nenhum processo de segregação de elementos calcófilos, visto que os maiores teores de Ni, por exemplo, estão associados a um índice de Mg[#] também maior do magma tipo Esmeralda (Tabela 2.8).

Na porção sul da província há poucos corpos intrusivos descritos; apresentam, em geral, dimensões decimétricas a métricas e são composicionalmente de baixo-Ti, análogos aos derrames basálticos dominantes na região. No entanto, nesta porção, um corpo intrusivo em especial se destaca. Trata-se do já mencionado olivina-gabro, pertencente ao Complexo Básico de Lomba Grande (CBLG), estudado por Viero (1991), cujo posicionamento geotectônico e significado evolutivo para a Província Ígnea do Paraná foram discutidos anteriormente.

O olivina-gabro, que constitui 95% do complexo, pode vir a ter um importante significado geoeconômico para a província do Paraná. A sua potencialidade para mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP foi avaliada por Mincato & Schrank (1993).

O CBLG apresenta várias semelhanças geológicas com o Complexo Insizwa apesar de suas dimensões comparativamente reduzidas. Os aspectos geológico - evolutivos regionais de ambos os complexos que chamam a atenção são os seguintes: (1) situam-se nas porções sul de baixo-Ti das respectivas províncias; (2) foram colocados nos estágios iniciais do magmatismo das províncias; (3) ocorrem alojados em estruturas do embasamento reativadas, em locais considerados focos de alimentação do magmatismo, ativos por longos períodos de tempo, o que se evidencia tanto pela presença de corpos de doleritos / diabásios mais jovens associados, como pelas feições de fracionamento invertido, sendo estas interpretadas como resultantes de processos de injeções múltiplas; (4) situam-se relativamente próximos ao litoral, ou seja, ao local de rifteamento; (5) ocorrem distantes, paralelamente à estrutura do *rift*, de duas a três centenas de Km, dos locais considerados focais da atividade de pluma; (6) estão atualmente expostos pela atuação dos processos erosivos, que removeram os pacotes sedimentar e vulcânico sobrejacentes.

Também em termos petrográficos, os olivina-gabros do CBLG e do maciço de Insizwa apresentam similaridades, destacando-se (7) a presença de olivina-gabros em ambos. No Complexo Insizwa os olivina-gabros ocorrem associados a variedades desde picríticas, na zona basal, até ácidas no topo, enquanto no CBLG não foram ainda encontradas variações petrográficas tão significativas. Entretanto, deve-se considerar que o olivina-gabro do CLBG, apesar de apresentar espessuras, estimadas por gravimetria (Viero *et al.*, 1991) da ordem de

500 m, só foi investigado diretamente cerca de 40 m. Além disso Viero (1991) defende que os processos de diferenciação magmática devem ter gerado produtos mais máficos, mais ricos em olivinas nas porções inferiores do olivina-gabro e, também, diferenciados ácidos nas partes superiores do corpo, já removidas pela erosão.

Os dois complexos apresentam, também, semelhanças geoquímicas: (8)

são geoquimicamente compatíveis com a geração dos magmas regionais de baixo-Ti das respectivas áreas; (9) a margem resfriada do olivina-gabro do CBLG sugere para o magma primitivo teores de MgO (11%) mais altos do que os defendidos para o Complexo Insizwa (8%). A presença de fenocristais de olivina na margem fina do olivina-gabro do CBLG, além de sugerir a atuação dos processos de cristalização fracionada anterior à colocação do corpo, revela que estes teores de MgO obtidos devem refletir algum enriquecimento prévio em olivinas; (10) os teores de forsterita (Fo) nas olivinas e os de anortita (An) nos plagioclásios, menores na margem resfriada do que na porção central do olivina-gabro do CBLG, são apontados como resultantes de fracionamento invertido (Viero, 1991), feição também observada, mas verticalmente, em Insizwa (Fig. 3.12). Em ambos os casos esta feição é atribuída a injeções múltiplas de magma; (11) apresentam olivinas empobrecidas em Ni em relação ao conteúdo de Fo (ver adiante); (12) não apresentam enriquecimento em elementos litófilos incompatíveis, o que sugere a não atuação de processos de assimilação crustal.

O empobrecimento em Ni nas olivinas dos picritos da zona basal do Complexo Insizwa é fundamental para o entendimento da gênese da mineralização associada. Este empobrecimento é determinado por comparação com os teores de Fo dessas olivinas, com base nos estudos de Simpkin & Smith (1970), como ilustra o gráfico da Fig. 4.7, no qual é destacado o campo das olivinas tidas como normais. Neste gráfico verifica-se o caráter empobrecido em Ni das olivinas da unidade picrítica do Complexo Insizwa. Também foram

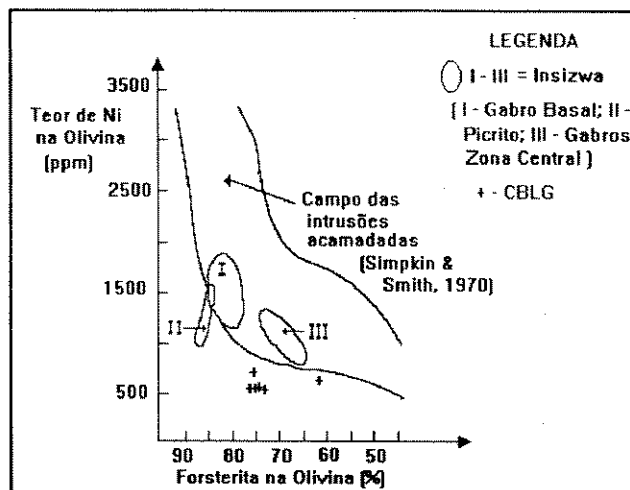


Fig. 4.7 Ni X Fo em olivinas de intrusões em províncias de CFB, incluindo o Complexo Básico de Lomba Grande (RS).

lançados (asteriscos) os teores de Fe e Ni das olivinas do olivina-gabro do CBLG, verificando-se o empobrecimento relativo das olivinas em Ni.

O empobrecimento relativo em Ni das olivinas do olivina-gabro do CBLG poderia estar relacionado à saturação do magma em enxofre e conseqüente segregação de sulfetos, conforme sugerido por Mincato & Schrank (1993). O processo de segregação pode ter ocorrido, no entanto, antes da chegada do magma à câmara.

Quando consideram-se as várias semelhanças entre esses dois complexos, justifica-se apontar o CBLG, na verdade o corpo de olivina-gabro, como um alvo potencial para o tipo de mineralização procurada. Deve este complexo merecer futuros trabalhos de prospecção com o objetivo de investigar tal possibilidade.

4.3 - Seqüência de Prioridades entre Regiões Potenciais

A análise da potencialidade para mineralizações sulfetadas de Ni-Cu-EGP na província ígnea do Paraná, com base nos controles geológicos dos depósitos de Noril'sk - Talnakh e Insizwa, foi separada em duas etapas. Na primeira, identificou-se o ambiente geodinâmico favorável. Considerando-se os metalotectos regionais das mineralizações tomadas como modelos, definiu-se como favorável o contexto da borda leste da província, que deve ter tido sua evolução mais estreitamente ligada à instalação do *Rift* Sul-Atlântico, principalmente nos seus estágios mais precoces.

Na segunda etapa, tomando-se como base os metalotectos locais, avaliou-se a borda leste da província, o que permitiu apontar o corpo de olivina-gabro do CBLG como promissor para os objetivos estabelecidos. Todavia, este não é o único alvo merecedor de investigação mais detalhada.

Considerando-se, principalmente, a enorme abrangência e as variações nas características do vulcanismo, a borda leste da província do Paraná, pode ser compartimentada em áreas de maior e menor potencial. Para tanto, aproveitou-se a subdivisão da província nas zonas sul, central e norte (e.g. Piccirillo *et al.*, 1988a), citadas no item 2.4. Atribui-se a essas zonas uma potencialidade relativa alta, média e baixa, respectivamente. As características litológicas e geoquímicas distintas entre as três áreas justificam individualizá-las, sendo que sua hierarquização é fortemente amparada na discussão sobre os metalotectos locais. A Fig. 4.8 ilustra essas três zonas discriminadas em função da potencialidade.

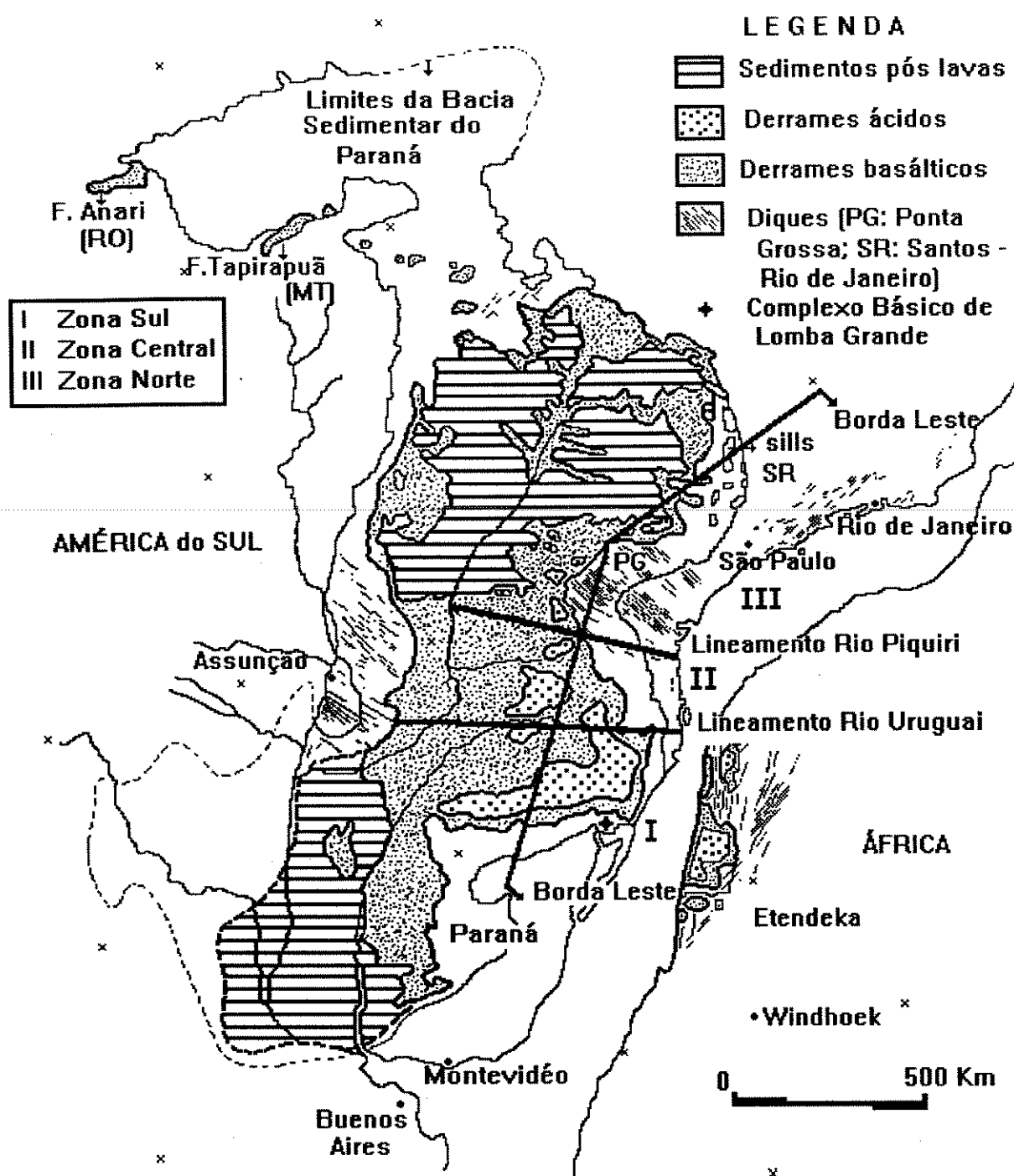


Fig. 4.8 A Província do Paraná e as áreas e alvos potenciais para Ni-Cu-EGP hierarquizados a partir de metalotectos regionais e locais discutidos no texto.

Na zona sul da província, situada abaixo do lineamento do Rio Uruguai, destacam-se os seguintes critérios que permitiram considerá-la como de alto potencial: (1) a predominância regional de magmas de baixo-Ti; (2) os índices de $Mg^{\#}$ mais elevados da província e (3) a ocorrência nesta zona sul do principal alvo prospectável selecionado, o olivina-gabro do CBLG. Neste complexo foram caracterizados quase todos os metalotectos regionais e locais definidos a partir das mineralizações escolhidas como modelos.

Na hipótese de Peate (1990), que defende a migração do magmatismo da província do Paraná, de sul para norte, o potencial maior da zona meridional seria ressaltado, pois as fases iniciais de magmatismo da província do Paraná deveriam se concentrar na porção sul. Este potencial maior se justificaria na associação das mineralizações de Noril'sk - Talnakh e Insizwa com as fases precoces do magmatismo nas respectivas províncias, mesmo porque também não há exemplos de associação desse tipo de mineralização com as fases principais de magmatismo em províncias de CFB. Com base neste modelo de Peate (1990), o potencial das zonas central e norte seria praticamente nulo.

Nas zonas central e norte não foram caracterizados alvos do tipo CBLG; todavia, a abundância maior de magmas de baixo-Ti na zona central e a continuidade física destes com os da zona sul, sugerem aquela como prioritária em relação à zona norte. Mesmo tendo, aparentemente, um menor número de intrusões que a zona norte, a presença significativa dos magmas de baixo-Ti e o fato de serem anteriores aos de alto e intermediário-Ti (Peate, 1990), sugerem que corpos como o olivina-gabro do CBLG poderiam ter precedido a fase principal de magmatismo na região, a exemplo da zona sul. Esta possibilidade ganha destaque quando considera-se ainda o relato de idades de 190 Ma em basaltos da região de Florianópolis (Asmuz, 1984). Os estudos de caráter regional realizados nos corpos intrusivos da região no entanto não assinalaram feições de diferenciação. Olivinas associadas a esses corpos são raras e de baixo conteúdo forsterítico. Além disso, os corpos intrusivos da borda leste da zona central são tidos como contemporâneos aos do Arco de Ponta Grossa e do enxame Santos - Rio de Janeiro e são, em conjunto com estes, considerados dos estágios finais do vulcanismo (e.g. Ernesto *et al.*, 1991).

Na zona norte da província, situada acima do lineamento do Rio Piquiri, o predomínio de magmas de alto-Ti com os menores índices $Mg^{\#}$ tanto nos derrames como nas intrusivas e, ainda, o caráter tardio dos enxames de diques do Arco de

Ponta Grossa e Santos - Rio de Janeiro, fazem com que seja a de menor potencial. No entanto, nesta zona chama a atenção a presença de corpos intrusivos concordantes, principalmente, no NW do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. As dimensões expressivas desses corpos, várias dezenas de Km² e espessuras da ordem de 70 a 300 m, a composição tholeiítica e as marcantes feições de diferenciação, inclusive com níveis enriquecidos em olivinas, tornam a região interessante para uma investigação mais detalhada. O potencial destas intrusões pode, entretanto, ser desfavorecido pelo fato de serem constituídas por magmas de alto-Ti com índice Mg[#] baixo, e também, pelo baixo conteúdo forsterítico de suas olivinas (65%).

4.4 - Investigação dos Alvos Potenciais

A partir dos metalotectos das mineralizações modelos, os trabalhos de avaliação da Província ígnea do Paraná possibilitaram delimitar o contexto da sua borda leste como potencialmente favorável para ter desenvolvido mineralizações magmáticas de Ni-Cu-EGP. Este contexto foi separado, em função da potencialidade relativa alta, média e baixa, nas zonas sul, central e norte, respectivamente (Fig. 4.8). O trabalho discrimina também o Complexo Básico de Lomba Grande, na zona sul, como alvo específico para prospecção.

Da mesma forma que a avaliação do potencial foi realizada com base em critérios tanto de caráter regional como local sugere-se que possíveis trabalhos de prospecção sejam também realizados a partir de duas perspectivas diferentes.

Numa primeira fase seria abordado o contexto da borda leste da província a partir de um ponto de vista amplo, distante, buscando-se definir áreas potenciais menores. Seriam circunscritas, basicamente, feições tectônicas, estruturas antigas do embasamento, que podem ter atuado como condutos do magmatismo e alojado corpos intrusivos. Estas feições tectônicas poderiam ser identificadas por meio de fotografias aéreas ou imagens de sensores remotos. Entretanto, considera-se a aeromagnetometria a ferramenta mais poderosa para esta etapa, útil tanto na definição das estruturas quanto na própria delimitação dos possíveis corpos intrusivos nelas alojados. Esta ferramenta apresenta, também, a vantagem de poder identificar feições sob coberturas recentes.

Executada esta primeira fase, com a identificação dos possíveis alvos, passar-se-ia para a investigação geológica direta sobre os alvos selecionados. Nesta segunda etapa, os métodos de investigação, dependendo dos objetivos, podem ser diretos (sondagem,

mapeamento, petrografia, química de rocha, química mineral, etc.) ou indiretos (geofísica terrestre).

No caso do olivina-gabro do CBLG, já definido como promissor, e para o qual é aventada, inclusive, a possível atuação de processos de segregação de sulfetos, sugere-se investigar a possibilidade de esta segregação ter ocorrido no próprio local onde o corpo está alojado. A maneira direta de investigação seria por meio de sondagens, mas considera-se aconselhável a realização prévia de algumas linhas geofísicas transversais ao corpo, utilizando-se o método elétrico de Polarização Induzida (IP), para verificar a possibilidade de ocorrência de materiais condutores (sulfetos) associados à base da intrusão. Estes trabalhos prévios com IP, além de diminuir os riscos, possibilitariam selecionar os melhores locais para a realização de sondagens.

V - CONCLUSÕES GERAIS

Neste trabalho buscamos apresentar uma perspectiva geoeconômica realista para a Província Ígnea do Paraná em relação a sua potencialidade para mineralizações magmáticas de sulfetos de Ni-Cu-EGP.

Esta perspectiva, antes de caráter meramente especulativo, resultou da avaliação dos dados disponíveis na literatura, em geral fornecidos por investigações de cunho acadêmico.

Apesar de, em geral, as províncias de CFB nos seus grandes traços serem consideradas semelhantes, apresentam diferenças marcantes que as distinguem umas das outras e refletem as condições particulares sob as quais se desenvolveram. Para ilustrar a singularidade de cada província, Cox (1988) escreve: *"Every CFB province has its own particular flavour."*

Todavia, as diferenças entre as províncias de CFB não constituíram fator de impedimento para a execução da proposta de trabalho. Muito pelo contrário, pois os condicionamentos geológicos das mineralizações de Noril'sk - Talnakh e Insizwa guardam grandes semelhanças e, nos dois casos, metalotectos regionais e locais puderam ser levantados e comparados.

Os metalotectos regionais caracterizam estas mineralizações de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EGP como associadas: (1) às fases precoces de magmatismo das províncias de CFB; (2) aos estágios iniciais do desenvolvimento de estruturas de rifteamento continental; (3) às áreas cuja evolução foi relacionada a regiões do manto anormalmente aquecidas (plumas mantélicas / *hot spots*), que produziram grande diversidade litológica; e (4) às antigas falhas do embasamento reativadas. Tais metalotectos servem para identificar o contexto geodinâmico favorável para o desenvolvimento de mineralizações numa província de CFB. Na do Paraná, este ambiente favorável coincide com o contexto regional de sua borda leste, que teve sua evolução mais fortemente vinculada ao *Rift Sul-Atlântico*.

Definido um ambiente geodinâmico favorável, os critérios para identificar alvos específicos passam a ser os metalotectos locais, que mostram as mineralizações associadas: (5) aos magmas tholeiíticos de baixo-Ti; (6) às feições de empobrecimento relativo dos magmas em elementos calcófilos, Ni, Cu e EGP; (7) às porções basais de corpos altamente diferenciados, acamadados; (8) às feições denunciadoras da segregação de sulfetos, por exemplo: assimilação crustal (enriquecimento em elementos litófilos incompatíveis) e injeções múltiplas (fracionamento invertido). Usando-se basicamente estes critérios, caracterizou-se o

Complexo Básico de Lomba Grande (CBLG) como alvo promissor e ainda compartimentou-se a borda leste da província, com base no potencial relativo, nas zonas sul, central e norte, estabelecendo-se prioridades entre elas.

O caráter picrítico do CBLG mostra a presença de magmas mais magnesianos que a média dos magmas da província ígnea do Paraná. A sua identificação, entretanto, só ocorreu recentemente (Viero, 1991) apesar de estar localizado na região metropolitana de Porto Alegre. Portanto, considerando-se as grandes dimensões da Província Ígnea do Paraná e o baixo grau de conhecimento geológico disponível a seu respeito, acredita-se na possibilidade de ocorrência de outros corpos semelhantes.

Dentro da compartimentação da borda leste em função do potencial relativo, sugerimos haver um decréscimo de prioridade da zona sul para a norte, passando pela central.

O caráter genérico dos metalotectos apresentados para a avaliação do potencial para depósitos de sulfetos de Ni-Cu-EGP possibilita sua utilização na avaliação de outras províncias de CFB, independentemente da idade das mesmas. Dois exemplos brasileiros que ilustram situações onde os metalotectos poderiam ser aplicados são: (1) os basaltos continentais mesozóicos associados à bacia do Parnaíba (Maranhão - Piauí) no NE do Brasil (e.g. Bellieni *et al.*, 1990), que apresentam inúmeras semelhanças geológicas com os da província do Paraná; e (2) os enxames de diques máficos da Cadeia do Espinhaço, na borda sul do craton do São Francisco, tidos como alimentadores de uma possível província de CFB no Proterozóico Superior, com aproximadamente 900 Ma (e.g. Machado *et al.*, 1989).

O baixo grau de conhecimento geológico da província Ígnea do Paraná foi a principal dificuldade encontrada na realização da pesquisa. Apesar da relativamente grande quantidade de trabalhos executados, muitas dúvidas persistem em relação à evolução da província. Estas dúvidas são, principalmente, reflexo da carência e incertezas em relação aos dados: carência, devido à concentração de trabalhos em determinados locais em detrimento de outros, e incertezas, basicamente da dificuldade em localizar geologicamente as amostras analisadas.

Exemplos de carências de dados na Província Ígnea do Paraná, que necessitam ser supridas, são:

(1) Definição da estratigrafia litológica da província, que pode ser solucionada basicamente com mapeamento geológico, petrografia e química, derrame a derrame se for possível, numa escala razoável que permita uma distinção clara entre os litotipos. Estes trabalhos devem ter

uma densidade local suficiente e uma distribuição ampla por toda a província, a fim de poder-se estabelecer correlações seguras.

(2) Definição da cronologia do magmatismo por meio de estudos geocronológicos sistemáticos. Deve-se buscar estabelecer, com precisão, a variação das idades, tanto verticalmente na pilha vulcânica, como lateralmente. Estes trabalhos, sendo levados a efeito em ao menos três perfis E-W (um na porção sul, um na porção central e um na porção norte da província) possibilitariam termos uma visão clara da evolução do magmatismo tanto no tempo como no espaço. Estes estudos geocronológicos precisam ser executados sob rígido controle litológico e estratigráfico.

Com estes dados seria possível diminuir consideravelmente as áreas a serem pesquisadas na busca de mineralizações de Ni-Cu-EGP na Província Ígnea do Paraná.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. 1980. *Tectônica da bacia do Paraná no Brasil*. São Paulo, Paulipetro. 187 p. (Relatório IPT nº 14.091).
- ALT, D.; SEARS, J.M.; HYNDMAN, D.W. 1988. Terrestrial Maria: The origins of large basalt plateaus, Hotspot tracks and spreading ridges. *J. Geology*, **96**: 647-662.
- AMARAL, G., CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **30**: 159-189.
- ANDERSON, D.L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, **297**: 391-393.
- ARMSTRONG, R.A.; BRISTOW, J.W.; COX, K.G. 1984. The Rooi Rand Dyke Swarm, Southern Lebombo. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, **13**: 77-86.
- ARNDT, N.T. & CHRISTENSEN, U. 1992. Role of lithospheric mantle in continental volcanism: thermal and geochemical constraints. *J. Geophys. Res.*, **97**: 10976-10981.
- ARNDT, N.T.; CZAMANSKE, G.K.; WOODEN, J.L.; FEDORENKO, V.A. 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics*. **223**: 39-52.
-
- ASMUZ, H.E. 1984. Geologia da Margem Continental Brasileira. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUZ, H.E. (Coord.) *Geologia do Brasil, Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais, 1: 2.500.000*. Brasília, DNPM, p. 443-472.
- ASMUZ, H.E. & BAISCH, P.R. 1983. Geological evolution of the Brazilian continental margin. *Episodes*, **4**: 3-9.
- ASMUZ, H.E. & PORTO, R. 1972. Classificação das Bacias Sedimentares Brasileiras segundo a Tectônica de Placas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 26, Belém, *Anais...*, Belém, 1972, SBG, v. 2, p. 67-90.
- BARNES, S.J.; COATS, C.J.A.; NALDRETT, A.J. 1982. Petrogenesis of a proterozoic nickel sulfide-komatiite association: The Katiniq Sill Ungava, Quebec. *Econ. Geol.*, **77**: 413-429.
- BARNES, S.J.; NALDRETT, A.J.; GORTON, M.P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chem. Geol.*, **53**: 303-323.
- BAZUNOV, E.A.; PRITULA, Yu.A.; ZABALUEV, V.V. 1976. Development of main structures of the Siberian Platform: History and Dynamics. *Tectonophysics*, **36**: 289-300.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; ZANETTIN, B. 1981. Classification and nomenclature of basalts - Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Circular 34, *Contribution* **87**: 1-19.

- BELLIENI, G.; COMIN-CHIRAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A. 1984a. High- and Low-TiO₂ Flood Basalts from Paraná Plateau (Brazil): Petrology and Geochemical Aspects Bearing on their Mantle Origin. *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **150**: 273-306.
- BELLIENI, G.; BROTZU, P.; COMIN-CHIRAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A.J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E.M. 1984b. Flood basalt to rhyolite suites in southern Paraná plateau (Brazil): paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications. *J. Petrol.*, **25**: 579-618.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIRAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J.; NARDY, A.J.R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E.M.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*, **27**: 915-944.
- BELLIENI, G.; PICCIRILLO, E.M.; CAVAZZINI, G.; PETRINI, R.; COMIN-CHIRAMONTI, P.; NARDY, A.J.R.; CIVETTA, L.; MELFI, A.J.; ZANTEDESCHI, P. 1990. Low- and High-TiO₂ Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-Brazil): K/Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high-TiO₂ flood basalts of the Paraná basin (SE-Brazil). *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **162**: 1-33.
- BOYD, R.; MATHIESEN, C.O. 1979. The nickel mineralization of the Rana mafic intrusion, Nordland, Norway. *Can. Mineral.*, **17**: 287-298.
- BRAUM, J. & BEAUMONT, C. 1989. Dynamical models of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **93**: 405-423.
- BRISTOW, J.W. 1984a. Nefelinites of the North Lebombo and South-East Zimbabwe. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, **13**: 87-104.
- BRISTOW, J.W. 1984b. Picritic Rocks of the North Lebombo and South-East Zimbabwe. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, **13**: 105-124.
- BRÜGMANN, G.E.; NALDRETT, A.J.; ASIF, M.; LIGHTFOOT, P.C.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A. Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **57**: 2001-2018.
- BRUYNZEEL, D. 1957. A petrographic study of The Waterfall Gorge profile at Insizwa. *Annals Univ. Stellenbosch*, **33A**: 481-538.
- BUCHANAN, D.L. 1988. *Platinum-group element exploration*. Amsterdam, Elsevier, 185p.
- CABRI, L.J. 1981. Relationship of Mineralogy to the Recovery of the Platinum-Group Elements from Ores. In: CABRI, L.J. (ed.) *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*. Ottawa, Can. Inst. Min. Met. Spec. Vol. 23, p. 233-250.

- CADMAN, A.; TARNEY, J.; PARK, R.G. 1990. Intrusion and crystallization features in Proterozoic dyke swarms. In: PARKER, A.J.; RICKWOOD, P.C.; TUCKER, D.H. (eds.). *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Rotterdam, A.A. Balkema, p. 13-24.
- CAMPBELL, I.H. & NALDRETT, A.J. 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Econ. Geol.*, **74**: 1503-1505.
- CARVALHO, S.G.; NARDY, A.J.R.; OLIVEIRA De, M.A.F.; SOARES, P.C.; ZANARDO, A.; ANTONIO, M.C. 1988. Aspectos Geológicos e Litoquímicos dos Sills Borda da Mata e Limeira Cosmópolis (SP): Resultados Preliminares. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, *Anais...*, Belém, 1988, SBG, v. 3, p. 1281-1292.
- CAWTHORN, R.G. 1980. High-MgO Karroo Tholeiite and the formation of Nickel-Copper Sulphide Mineralisation in the Insizwa Intrusion, Transkey. *S. Afr. J. Sci.*, **76**: 467-470.
- CAWTHORN, R.G. & BIGGAR, G.M. 1993. Crystallization of titaniferous chromite, magnesian ilmenite and armacolite in tholeiitic suites in the Karoo Igneous Provinces. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**: 221-235.
- CAWTHORN, R.G.; GROVES, D.I.; MARCHANT, T. 1985. Magnesian ilmenite: Clue to high-Mg parental magma of the Insizwa Complex, Transkey. *Can. Mineral.*, **23**: 609-618.
- CAWTHORN, R.G.; MASKE, S.; De WET, M.; GROVES, D.I.; CASSIDY, K.F. 1988. Contrasting magma types in the Mount Ayliff Intrusion (Insizwa Complex), Transkey: Evidence from ilmenite compositions. *Can. Mineral.*, **26**: 145-160.
- CAWTHORN, R.G.; De WET, M.; HATTON, C.J.; CASSIDY, K.F. 1991. Ti-rich chromite from the Mount Ayliff Intrusion, Transkey: Further evidence for high Ti tholeiite magma. *Am. Mineral.*, **76**: 561-573.
- CHAI, G. & NALDRETT, A.J. 1992. Characteristics of Ni-Cu-PGE Mineralization and Genesis of the Jinchuan Deposit, Northwest China. *Econ. Geol.*, **87**: 1475-1495.
- CHAPMAN, H.J. 1979. 2,390 m.yr. Rb-Sr whole rock age for the Scourie Dykes of north-west Scotland. *Nature*, **277**: 642-643.
- CLEVERLY, R.W.; BETTON, P.J.; BRISTOW, J.W. 1984. Geochemistry and Petrogenesis of the Lebombo Rhyolites. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, **13**: 171-194.
- COFFIN, M.F. & ELDHOLM, O. 1992. Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ. **68**: 17-30.
- COMIN-CHIARAMONTI, P.; GOMES, C.B.; PICCIRILLO, E.M.; RIVALENTI, G. 1983. High TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahr. Miner. Abh.*, **146**: 133-150.

- CONCEIÇÃO, J.C.J.; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. 1988. Mecanismo, Evolução e Geocronologia do *Rift* Sul-Atlântico. *B. Geoci. PETROBRÁS*, 2 (2/4): 255-265.
- COX, K.G. 1980. A Model for Flood Basalt Vulcanism. *J. Petrol.*, 21: 629-650.
- COX, K.G. 1988. The Karoo Province. In: MACDOUGALL, J.D. ed. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 239-271.
- COX, K.G. 1989. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, 342: 873-877.
- COX, K.G. 1992. Karoo igneous activity, and the early atages of the break-up of Gondwanaland. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publication 68: 137-148.
- COX, K.G. & BRISTOW, J.W. 1984. The Sabie River Basalt Formationof the Lebombo Monocline and South-East Zimbabwe. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, 13: 125-148.
- COX, K.G. & CLIFFORD, P. 1982. Correlation Coefficient Patterns and their Interpretation in Three Basaltic Suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 268-278.
- COX, K.G.; MacDONALD, R.; HORNING, G. 1967. Geochemical and petrographic provinces in the Karoo basalts of Southern Africa. *Am. Mineral.*, 52: 1451-1474.
- COX, K.G.; DUNCAN, A.R.; BRISTOW, J.W.; TAYLOR, S.R.; ERLANK, A.J. 1984. Petrogenesis of the basic rocks of the Lebombo. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Af.*, 13: 149-170.
- CROCKET, J.H. 1981. Geochemistry of the platinum-group elements. In: CABRI, L.J. (ed.) *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*. Ottawa, Can. Inst. Min. Met. Spec. Vol. 23, p. 47-64.
- CZAMANSKE, G.K.; KUNILOV, V.E.; ZIENTEK, M.L.; CABRI, L.J.; LIKHACHEV, A.P.; CALK, L.C.; OSCARSON, R.L. 1992. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk - Talnakh District, Siberia. *Can. Mineral.*, 30: 249-287.
- De La ROCHE, H.; LETERRIER, P.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks usin R1 - R2 diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- DISTLER, V.V. 1992. Platinum mineralization of the Noril'sk deposits (abs.). *Can. Mineral.*, 30: 480.
- DISTLER, V.V.; GENKIN, A.D.; DUZHIKOV, O.A. 1986. Sulfide petrology and genesis of copper-nickel ore deposits. In: FRIEDRICH, G.H.; GENKIN, A.D.; NALDRETT, A.J.; RIDGE, J.D.; SILLITOE, R.H.; VOKES, F.M. (eds.). *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin. Springer-Verlag, p. 111-123.

- DISTLER, V.V.; FILIMONOVA, A.A.; GROKHOVSKAYA, T.L.; LAPUTINA, I.P. 1990. Platinum-group elements in the Cu-Ni ores of the Pechenga Ore Field. *Int. Geol. Rev.*, **32**: 70-83.
- DOWSETT, J.S. & REID, N.T. 1967. An exploration programme for nickel and copper in the differentiated intrusives of East Griqualand and Pondoland. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **70**: 67-79.
- DUNCAN, A.R.; ERLANK, A.J.; MARSH, J.S. 1984. Regional geochemistry of the Karoo igneous province. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 355-388.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **67**: 61-69.
- DUPUY, C.; MICHARD, A.; DOSTAL, J.; DAUTEL, D.; BARAGAR, W.R.A. 1992. Proterozoic flood basalts from the Coppermine River area, Northwest Territories: isotope and trace element geochemistry. *Can. J. Earth. Sci.*, **29**: 1937-1943.
- DUZHIKOV, O.A. 1992. Deep structure of the Noril'sk region and distribution of ores formations. In: DUZHIKOV, O.A.; DISTLER, V.V.; STRUNIN, B.M.; MKRTYCHYAN, A.K.; SHERMAN, M.L.; SLUZHENIKIN, S.S.; LURYE, A.M. (eds.). *Geology and metallogeny of sulfide deposits Noril'sk region U.S.S.R.* Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. № 1, p. 205-229.
- DUZHIKOV, O.A. & STRUNIN, B.M. 1992. Geological outline of the Noril'sk region. In: DUZHIKOV, O.A.; DISTLER, V.V.; STRUNIN, B.M.; MKRTYCHYAN, A.K.; SHERMAN, M.L.; SLUZHENIKIN, S.S.; LURYE, A.M. (eds.). *Geology and metallogeny of sulfide deposits Noril'sk region U.S.S.R.* Soc. Econ. Geol. Spec. Publ. № 1, p. 1-60.
- DUZHIKOV, O.A.; DISTLER, V.V.; STRUNIN, B.M.; MKRTYCHYAN, A.K.; SHERMAN, M.L.; SLUZHENIKIN, S.S.; LURYE, A.M. (eds.) 1992. *Geology and metallogeny of sulfide deposits Noril'sk region U.S.S.R.* Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., **1**, 242 p.
- EALES, H.V. & MARSH, J.S. 1979. High-Mg Tholeiitic Rocks and their Significance in the Karoo Central Province. *S. Afr. J. Sci.*, **75**: 400-404.
- EALES, H.V.; MARSH, J.S.; COX, K.G. 1984. The Karoo Igneous Province: an Introduction. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 1-26.
- ELLAM, R.M. & COX, K.G. 1991. An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**: 330-342.
- ERLANK, A.J. (ed.) 1984. *Petrogenesis of the Volcanic Rocks of the Karoo Province*. Spec. Publ. № 13. Geological Society of South Africa. 395 p.

- ERLANK, A.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; MILLER, R.McG.; HAWKESWORTH, P.J.; BETTON, P.J.; REX, D.C. 1984. Geochemistry and Petrogenesis of the Etendeka Volcanic Rocks from SWA/Namibia. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 195-245.
- ERNESTO, M. & PACCA, I.G. 1988. Paleomagnetism of the Paraná basin flood volcanics, southern Brazil. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 229-256.
- ERNESTO, M.; PICCIRILLO, E.M.; RAPOSO, M.I.B.; PINESI, J.P.P.; MARQUES, L.S.; USSAMI, N. 1991. Lower Cretaceous Mafic Dykes Swarms Associated with Paraná Flood Volcanics - Part 1. In: INTERN. SYMP. On MAFIC DYKES And RELATED MAGMATISM. São Paulo, 1991. *Excursion Guide*, 28p.
- ERNST, R.E. & BARAGAR, W.R.A. 1992. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in Mackenzie giant radiating dyke swarm. *Nature*, **356**: 511-513.
- FEDORENKO, V.A. 1981. The petrochemical series of volcanic rocks of the Noril'sk region. *Soviet Geol. Geophys.* **22**: 66-74.
- FEDORENKO, V.A. 1991. Tectonic control of magmatism and regularities of Ni-bearing localities in Northwestern Siberian Platform. *Soviet. Geol. Geophys.*, **32**: 41-47.
- FEDORENKO, V.A. 1992. Evolution of Permian-Triassic Mafic-Ultramafic Magmatism in the Noril'sk Region (abs.). *Can. Mineral.*, **30**: 475.
- FEDORENKO, V.A.; STIFEEVA, G.T.; MAKEEVA, L.V.; SUKHAREVA, M.S.; KUSNETSOVA, N.P. 1984. Mafic and alkali-mafic intrusions of the Noril'sk region; their co-magmatic relation to the volcanic formations. *Soviet Geol. Geophys.*, **25**: 54-61.
- FEDORENKO, V.A.; KULIGIN, V.M.; VITOZHENTS, G.Ch.; MIKHALEV, S.K.; MAKEEVA, L.V. 1989. Rare-earth elements in magmatic formations in the Noril'sk region. *Soviet Geol. Geophys.* **30**: 67-76.
- FERREIRA, F.J.F. 1982. Integração de dados Aeromagnéticos e Geológicos: Configuração e Evolução Tectônica do Arco de Ponta Grossa. São Paulo. 170p. (Dissertação de Mestrado - IG - USP).
- FITCH, F.J. & MILLER, J.A. 1984. Dating Karoo Igneous Rocks by the Conventional K-Ar and $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ Age Spectrum Methods. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 247-266.
- FODOR, R.V. 1987. Low- and high-TiO₂ flood basalts of southern Brazil: origin from a picritic parentage and a common mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **84**: 423-430.
- FODOR, R.V. & VETTER, S.K. 1984. Rift-zone magmatism: Petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, southeastern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**: 307-321.

- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 590-610.
- GALLAGHER, K. & HAWKESWORTH, C. 1992. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts. *Nature*, **258**: 57-59.
- GLASKOVSKY, A.A.; GORBUNOV, G.I.; SYSOEV, F.A. 1977. Deposits of Nickel. In: SMIRNOV, V.I. (ed.) *Ore Deposits of USSR*. Vol. II/3. (Translated to English by BROWN, D.A), London, Pitman Publishing, p. 3-76.
- GOODCHILD, W.H. 1916. The economic geology of the Insizwa Range. *Trans. Inst. Min. Metall.*, **26**: 12-58.
- GODLEVSKY, M.N. & GRINENKO, L.N. 1963. Some data on the isotopic composition of sulfur in the sulfides of the Noril'sk deposit. *Geochem.*, **1**: 335-341.
- GODLEVSKY, M.N. & LIKHACHEV, A.P. 1986. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits. In: FRIEDRICH, G.H.; GENKIN, A.D.; NALDRETT, A.J.; RIDGE, J.D.; SILLITOE, R.H.; VOKES, F.M. (eds.). *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin. Springer-Verlag. p. 124-134.
- GRESHAM, J.J. & LOFTUS-HILLS, G.D. 1981. The Geology of Kambalda Nickel Field, Western Australia. *Econ. Geol.*, **76**: 1373-1416.
- GRINENKO, L.N. 1985. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform. *Int. Geol. Rev.*, **27**: 695-708.
- GROVES, D.I.; MARCHANT, T.; MASKE, S.; CAWTHORN, R.G. 1986. Compositions of ilmenites in Fe-Ni-Cu sulfides and host rocks, Insizwa, Southern Africa: Proof of coexisting immiscible sulfide and silicate liquids. *Econ. Geol.*, **81**: 725-731.
- HAWKESWORTH, C.J.; ROGERS, N.W.; VanCARLSEN, P.W.C.; MENZIES, M.A. 1984a. Mantle enrichment processes. *Nature*, **311**: 331-335.
- HAWKESWORTH, C.J.; MARSH, J.S.; DUNCAN, A.R.; ERLANK, A.J.; NORRY, M.J. 1984b. The Role of Continental Lithosphere in the Generation of the Karoo Volcanic Rocks: Evidence from combined Nd- and Sr- Isotope Studies. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 341-354.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; TAYLOR, P.N.; PALACZ, Z. 1986. Evidence from Paraná of south Brazil for a contribution to Dupal basalts. *Nature*, **322**: 356-359.
- HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M.; PEATE, D.W. 1988. Lithosphere remobilisation during Paraná magmatism. In: Cox, K.G. & MENZIES, M.A. (ed.) *Oceanic and continental lithosphere: similarities and differences*. *J. Petrol., Spec. Vol.* 205-223.

- HAWKESWORTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, S.; MANTOVANI, M.; PEATE, D.W.; REGELOUS, M.; ROGERS, N.W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 221-240.
- HEAMAN, L. 1991. U-Pb Dating of Giant Radiating Dyke Swarms: Potencial for Global Correlation of mafic Magmatic Events. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MAFIC DYKES, São Paulo, 1989. *Extended Abstracts...* São Paulo, SBGq. p. 7-9.
- HERGT, J.M.; PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. 1991. The Petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **105**: 134-148.
- HILL, R.I. 1991. Starting plumes and continental break-up. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**: 398-416.
- HOPPER, P.R. 1988. The Columbia River Basalt. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 1-33.
- HUTCHINSON, D.R.; WHITE, R.S.; CANNON, W.S.; SCHULZ, K.J. 1990. Keweenaw Hot Spot: geophysical evidence for a 1.1 Ga mantle plume beneath the Midcontinent Rift system. *J. Geophys. Res.*, **95**: 10869-10884.
- JOLLY, W.T. 1987. Lithophile elements in Huronian low-Ti continental tholeiites from Canada, and evolution of the Precambrian mantle. *Eath Planet. Sci. Lett.*, **85**: 401-415.
- KYSER, T.K. 1990. Stable Isotopes in the continental lithospheric mantle. In: MENZIES, M.A. (ed.) *Continental Mantle*. Oxford, Clarendon Press. p. 127-156.
- KUNILOV, V.E. 1992. Geology of the Noril'sk Region: Prospecting, Exploration and Mining of the Deposits (abs.). *Can. Mineral.*, **30**: 477.
- LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKY, G.R.; ISOTTA, C.A.L. 1966. Sobre o comportamento especial do trapp basáltico da bacia do Paraná. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **15**: 79-91.
- LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D.; MARCHAL, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**: 139-154.
- LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. 1983. The Geology of the Tabankulu Section of the Insizwa Complex, Transkey, Southern Africa, with reference to the Nickel sulphide potential. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **86**: 169-187.
- LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. 1984. Chemical variation in the Insizwa Complex, Transkey, and the nature of the parent magma. *Can. Mineral.*, **22**: 111-123.

- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; HAWKESWORTH, C.J. 1984. Geology and Geochemistry of the Waterfall Gorge Section of the Insizwa Complex with Particular Reference to the origin of the Nickel Sulfide Deposits. *Econ. Geol.*, **79**: 1857-1879.
- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; HAWKESWORTH, C.J. 1987. Re-evaluation of chemical variation in the Insizwa Complex, Transkey. *Can. Mineral.*, **25**: 79-90.
- LIGHTFOOT, P.C.; NALDRETT, A.J.; GORBACHEV, N.S.; DOHERTY, W.; FEDORENKO, V.A. 1990. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**: 631-644.
- LIGHTFOOT, P.C.; HAWKESWORTH, C.J.; HERGT, J.; NALDRETT, A.J.; GORBACHEV, N.S.; FEDORENKO, V.A.; DOHERTY, W. 1993. Remobilisation of continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element-, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**: 171-188.
- LIKHACHEV, A.P. 1992. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region (abs.). *Can. Mineral.*, **30**: 476.
- MACDONALD, R.; CROSSLEY, R.; WATERHOUSE, K.S. 1983. Karoo basalts of southern Malawi and their petrogenetic significance. *Miner. Mag.*, **47**: 281-289.
- MACDOUGALL, J.D. (ed.) 1988a. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. 341 p.
- MACDOUGALL, J.D. 1988b. Continental Flood Basalts and MORB: A Brief Discussion of Similarities and Differences in their Petrogenesis. In MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 331-341.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G. ALMEIDA ABREU, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. *Anais...*, Belo Horizonte, SBG, Bol. **10**, p. 171-174.
- MAHONEY, J.J. 1988. Deccan Traps. In MACDOUGALL, J.D. ed. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 151-194.
- MALICH N.S.; MIRONYUK, E.P.; TUGANOVA, E.V. 1984. Structure and tectonic history of Siberian Craton. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27th, Moscow, 1984. *Proceedings...*, Moscow, Nauka, p. 41-51.
- MANTOVANI, M.S.M.; CORDANI, U.G.; ROISENBERG, A. 1985a. Geoquímica isotópica em vulcânicas ácidas da bacia do Paraná, e implicações genéticas associadas. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**: 61-65.
- MANTOVANI, M.S.M.; MARQUES, L.S.; De SOUSA, M.A.; CIVETTA, L.; ATALLA, L.; INNOCENTI, F. 1985b. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on the Origin

and Evolution of the Paraná Continental Flood Basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Petrol.*, **26**: 187-209.

- MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J. 1988. Geochemical Stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.). *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, p. 15-24.
- MARQUES, L.S. 1988. Caracterização geoquímica das rochas vulcânicas da bacia do Paraná: Implicações petrogenéticas. São Paulo. 175 p. (Tese de Doutorado, IAG-USP).
- MARSH, J.S. 1987. Basalt Geochemistry and Tectonic Discrimination within Continental Flood Basalts Provinces. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**: 35-49.
- MARSH, J.S. & EALES, H.V. 1984. The Chemistry and Petrogenesis of Igneous Rocks of the Central Karoo Area, Southern Africa. *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.*, **13**: 27-68.
- MASKE, S. & CAWTHORN, R.G. 1986. The nickel occurrence in the Insizwa Complex, Transkey. In: ANHAEUSSER, C.R. & MASKE, S. (eds.) *Mineral Deposits of South Africa*, Vols. I & II. Johannesburg, Geol. Soc. S. Afr. p. 2149-2158.
- MENZIES, M.A. 1992. The lower lithosphere as a major source for continental flood basalts: a re-appraisal. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T.; PANKHURST, R.J. (eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geol. Soc. Spec. Publ., **68**: 17-30.
- MELFI, A.J. 1967. Potassium-argon ages for core samples of basaltic rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **31**: 1079-1989.
- MINCATO, R.L. & SCHRANK, A. 1993. Modelo de Mineralização de EGP de Insizwa - Transkey - África do Sul e sua aplicação à Formação Serra Geral - Bacia do Paraná - Brazil. In: ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA, 1ª, Brasília, 1993. *Resumos Expandidos...*, Brasília, SBG, p. 56-58.
- MINCATO, R.L.; OLIVEIRA, E.P.; SCHRANK, A. 1992. Potencialidade da Formação Serra Geral (Bacia do Paraná) para mineralizações sulfetadas de Ni-Cu com EGP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos...*, São Paulo, SBG., v. 2, p. 229-230.
- MOHR, P. & ZANETTIN, B. 1988. The Ethiopian Flood Basalt Province. In: MACDOUGALL, J.D. ed. *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 63-110.
- MONTEIRO, R.L. & GOMES, C.B. 1988a. Características Petrográficas e Químicas de uma Intrusão Básica Localizada no Município de Tanquinho, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG., v. 3, p. 1311-1325.
- MONTEIRO, R.L. & GOMES, C.B. 1988b. Química Mineral do Sill de Tanquinho, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG., v. 3, p. 1293-1310.

MORGAN, W.J. 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, **230**: 42-43.

NALDRETT, A.J. 1981. Platinum-Group Element Deposits. In: CABRI, L.J. (ed.) *Platinum-Group Elements: Mineralogy, Geology, Recovery*. Ottawa, Can. Inst. Min. Met. Spec. Vol. 23, p. 197-232.

NALDRETT, A.J. 1989a. *Magmatic Sulfide Deposits*. New York, Oxford University Press, 186 p.

NALDRETT, A.J. 1989b. Introduction: Magmatic Deposits Associated With Mafic Rocks. In: WHITNEY, J.A. & NALDRETT, A.J. (eds.) *Ore Deposition Associated With Magmas*. Reviews in Economic Geology. Soc. Econ. Geol. Vol. 4, p. 1-3.

NALDRETT, A.J. 1992. A Model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalt. *Econ. Geol.*, **87**: 1945-1962.

NALDRETT, A.J. & CABRI, L.J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks: Their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulphides and platinum-group elements. *Econ. Geol.*, **71**: 1131-1178.

NALDRETT, A.J. DUKE, J.M. 1980. Platinum-group metals in magmatic sulphide ores. *Science*, **208**: 1417-1424.

NALDRETT, A.J.; LIGHTFOOT, P.C.; FEDORENKO, V.; DOHERTY, W.; GORBACHEV, N.S. 1992. Geology and Geochemistry of Intrusions and Flood Basalts of the Noril'sk Region, USSR, with Implications for the origin of the Ni-Cu Ores. *Econ. Geol.*, **87**: 975-1004.

NESTERENKO, G.V.; KOLESOV, G.M.; TIKHONENKOV, P.I. 1991a. The Rare-Earth elements in Siberian-Plataform Plateau Basalts. *Geochem. Internat.*, v **28**, n° 1: 51-62.

NESTERENKO, G.V.; TIKHONENKOV, P.I. GUZHOVA, A.V. 1991b. Siberian-Plataform Picrite-Basalts as early crystalization products of a tholeiitic melt. *Geochem. Internat.*, v **28**, n° 5: 38-44.

NICHOLSON, S.W.; CANNON, W.F.; SCHULTZ, K.J. 1992. Metallogeny of the Midcontinent rift system of North America. *Precambrian Res.*, **58**: 355-386.

NORRY, M.J. & FITTON, J.G. 1983. Composicional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. p. 5-19.

PEATE, D.W. 1990. Stratigraphy and Petrogenesis of the Paraná Continental Flood Basalts, Southern Brazil. Milton Keynes, England, 359 p. (Ph.D. Thesis, Open University).

PEATE, D.W.; MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. 1988. Geochemical Stratigraphy of the Paraná Continental Flood Basalts: Borehole Evidence. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**: 212-221.

- PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M., SHUKOWSKY, W. 1990. Mantle plumes and flood-basalt stratigraphy in the Paraná, South America. *Geology*, **18**: 1223-1226.
- 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. *Bull. Volcanol.*, **55**: 119-139.
- PETRINI, R.; CIVETTA, L.; PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L.S.; MELFI, A. J. 1987. Mantle heterogeneity and crustal contamination in the genesis of low-Ti continental flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): Sr-Nd isotope and geochemical evidence. *J. Petrol.*, **28**: 701-726.
- PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) 1988. *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP, 600 p.
- PICCIRILLO, E.M.; MELFI, A. J.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; NARDY, A.J.R.; PACCA, I.G.; ROISENBERG, A.; STOLFA, D. 1988a. Continental Flood Volcanism from the Paraná Basain (Brazil). In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 195-238.
- PICCIRILLO, E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L.S.; GIARETTA, A.; NARDY, A.J.R.; PINESI, J.P.P.; RAPOSO, M.I.B.; ROISENBERG, A.; 1988b. Petrochemistry of continental flood basalt-rhyolite suites and relatives intrusives from the Paraná basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 107-156.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M., MELFI, A. J.; PACCA, I.G.; USSAMI, N. 1988c. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of western Gondwanaland. In: PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J. (eds.) *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: Petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG-USP. 285-295.
- PICCIRILLO, E.M.; CIVETTA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, 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. *Chem. Geol.*, **75**: 103-122.
- PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A. J.; PINEZZI, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; DE MIN, A. 1990. Lower Cretaceous Tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. *Chem. Geol.*, **89**: 19-48.
- PYE, E.; NALDRETT, A.J.; GIBLIN, P. (eds.) 1984. The geology and ore deposits of the Sudbury structure. *Ont. Geol. Surv. Spec. Publ.*, Nº 1, 603 p.

- RAJAMANI, V.; & NALDRETT, A.J. 1978. Partitioning of Fe, Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition Ni-Cu sulfide deposits. *Econ. Geol.*, **73**: 82-93.
- RAPOSO, M.I.B. & ERNESTO, M. 1989. Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa: Resultados paleomagnéticos preliminares. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**: 393-400.
- REMPEL, G.G. 1992. General geophysical characteristics of the Noril'sk Region (abs.). *Can. Mineral.*, **30**: 473.
- RICHARDS, M.A.; DUNCAN, R.A.; COURTILLOT, V. E. 1989. Flood Basalts and hotspot tracks: plume, head and tails. *Science*, **246**: 103-107.
- ROSSMAN, D.L.; CASTAÑADA, G.C.; BACUTA, G.C. 1989. Geology of Zambales Ophiolite, Luzon, Philippines. *Tectonophysics*. **168**: 1-22.
- ROSTIROLLA, S.P. & KIANG, C.H. 1992. Diques Máficos Eo-Cretácicos do Sul-Sudeste Brasileiro: Algumas Implicações na Abertura do Oceano Atlântico Sul. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37, São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos...*, São Paulo, SBG., v. 1, p. 518.
- SANTOS, R.V. & DARDENNE, M.A. 1988. Fluorita de Mato Preto: Um caso Particular de Mineralização de Fluorita Associada a Complexo Alcalino Carbonatítico. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...*, Belém, SBG., v. 3, p. 1251-1261.
- SCHOLTZ, D.L. 1936. The Magmatic Nickeliferous Ore Deposits of East Griqualand and Pondoland. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **39**: 81-210.
- SHARMA, M.; BASU, A.R.; NESTERENKO, G.V. 1991. Nd-Sr isotopes, petrochemistry, and origin of the Siberian flood basalts, USSR. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 1183-1192.
- SHARMA, M.; BASU, A.R.; NESTERENKO, G.V. 1992. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**: 365-381.
- SIMONOV, O.N. 1992. Geological structure of the Noril'sk region (abs.). *Can. mineral.*, **30**: 474.
- SIMPKIN, T., & SMITH, J.V. 1970. Minor element distribution in olivine. *J. Geology*. **78**: 304-325.
- THOMPSON, R.N.; DICKIN, A.P.; GIBSON, I.L.; HENDRY, G.L. 1983. Continental Flood Basalts... Arachnids Rule OK?. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. p. 158-185.
- TISCHLER, S.E.; CAWTHORN, R.G.; KINGSTON, G.A.; MASKE, S. 1981. Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at Waterfall Gorge, Insizwa, Pondoland, Transkey. *Can. Mineral.*, **19**: 607-618.

- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sci. Rev.*, **17**: 135-154.
- VIERO, A.P. 1991. Petrologia e Geoquímica do Complexo Básico de Lomba Grande, RS. Porto Alegre. 176 p. (Dissertação de Mestrado, IG - UFRGS).
- VIERO, A.P.; ROISENBERG, A.; MAGRO, F.H.S. 1991. Gravimetria de um corpo hipabissal básico da Formação Serra Geral em Lomba Grande, RS. *Pesquisas*, **18**: 156-160.
- von GRUENEWALDT, 1991. The Noril'sk - Talnakh deposits: The largest platinum occurrences in the USSR. *Platinum Metals Rev.*, **35**: 96-100.
- von GRUENEWALDT, G. & MERKLE, R.K.W. 1993. PGE enrichments in other Ni-Cu dominant deposits. In: I ENCONTRO BRASILEIRO SOBRE ELEMENTOS DO GRUPO da PLATINA (Pre-meeting short course), *Platinum-Group Element Metallogeny*. Brasília, UnB, Lecture 13.
- WALKER, F. & POLDERVAART, A. 1949. Karroo dolerites of the Union of South Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **60**: 591-706.
- WEAVER, B.L. & TARNEY, J. 1983. Chemistry of the sub-continental mantle: inferences from Archaean and Proterozoic dykes and continental flood basalts. In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva. p. 209-229.
- WHITE, R. & MCKENZIE, D. 1989. Magmatism at Rift Zones: Generation of Volcanic Margins and Flood Basalts. *J. Geophys. Res.*, **94**: 7685-7729.
- WILSON, M. 1989. Continental tholeiites flood basalts provinces. In: WILSON, M. ed. *Igneous Petrogenesis*. London, HarperCollins Academic. p. 287-323.
- WILKINSON, J.F.G. & BINNS, R.A. 1977. Relatively iron-rich lherzolite xenoliths of the Cr-diopside suite: a guide to the primary nature of anorogenic tholeiitic andesite magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **65**: 199-212.
- WOODEN, J.L.; CZAMANSKE, G.K.; BOUSE, R.M.; LIKHACHEV, A.P.; KUNILOV, V.E.; LYUL'KO, V. 1992. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia. *Econ. Geol.*, **87**: 1153-1165.
- WOODEN, J.L.; CZAMANSKE, G.K.; FEDORENKO, V.A.; ARNDT, N.T.; CHAUVEL, C.; BOUSE, R.M.; KING, B-S.W.; KNIGHT, R.J.; SIEMS, D.F. 1993. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**: 3677-3704.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. A Divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 242-252.

- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: INTERNATINAL GONDWANA SYMPOSIUM, VII, São Paulo, 1988. *Proceedings...* São Paulo, IG-USP, 83-117.
- ZOLOTUKHIN, V.V. & AL'MUKHAMEDOV, A.I. 1988. Traps of Siberian Plataform. In: MACDOUGALL, J.D. (ed.) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht, Kluwer. p. 273-310.
- ZOLOTUKHIN, V.V. & MALYUK, B.I. 1985. Genesis of Copper-Nickel Sulfide Deposits. *Soviet. Geol. Geoph.*, 26: 54-63.
-