

# *EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO COMPLEXO DE CANA BRAVA*

---

No Complexo de Cana Brava as variações químicas de minerais e rocha apresentam-se correlacionáveis e foram utilizadas para indentificar os processos de diferenciação magmática do complexo. Assim, serão apresentadas as principais correlações da composição dos minerais e rochas e o comportamento dos pares de piroxênios ao longo da seqüência estratigráfica das três principais unidades do complexo.

### ***9.1 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS DA ZMI***

Na Zona Máfica Inferior, a partir da base até o topo do Membro ZMI-M1, as composições químicas dos minerais ígneos e de rochas mostram padrões irregulares de distribuição (fig.9.1). A partir do Membro ZMI-P2 verifica-se que os piroxênios apresentam uma contínua diminuição na razão MMF, acompanhada pelo decréscimo de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e aumento de  $\text{MnO}$ , enquanto as análises químicas de rocha destacam-se pela diminuição do Índice de Solidificação (I.S.) e aumento de  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , refletindo a cristalização de óxidos de Fe-Ti e apatita, em direção ao topo desta unidade.

A variação críptica dos piroxênios, bem como na porcentagem modal de apatita e óxidos de Fe-Ti no Membro ZMI-M2, ressaltam a efetividade de um contínuo processo de cristalização fracionada na modificação da composição dos líquidos residuais, enriquecendo-os em elementos incompatíveis ( $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) e modificando a composição das fases minerais, de acordo com o esperado para um processo de fracionamento magmático (Cox *et. al.*,1979).

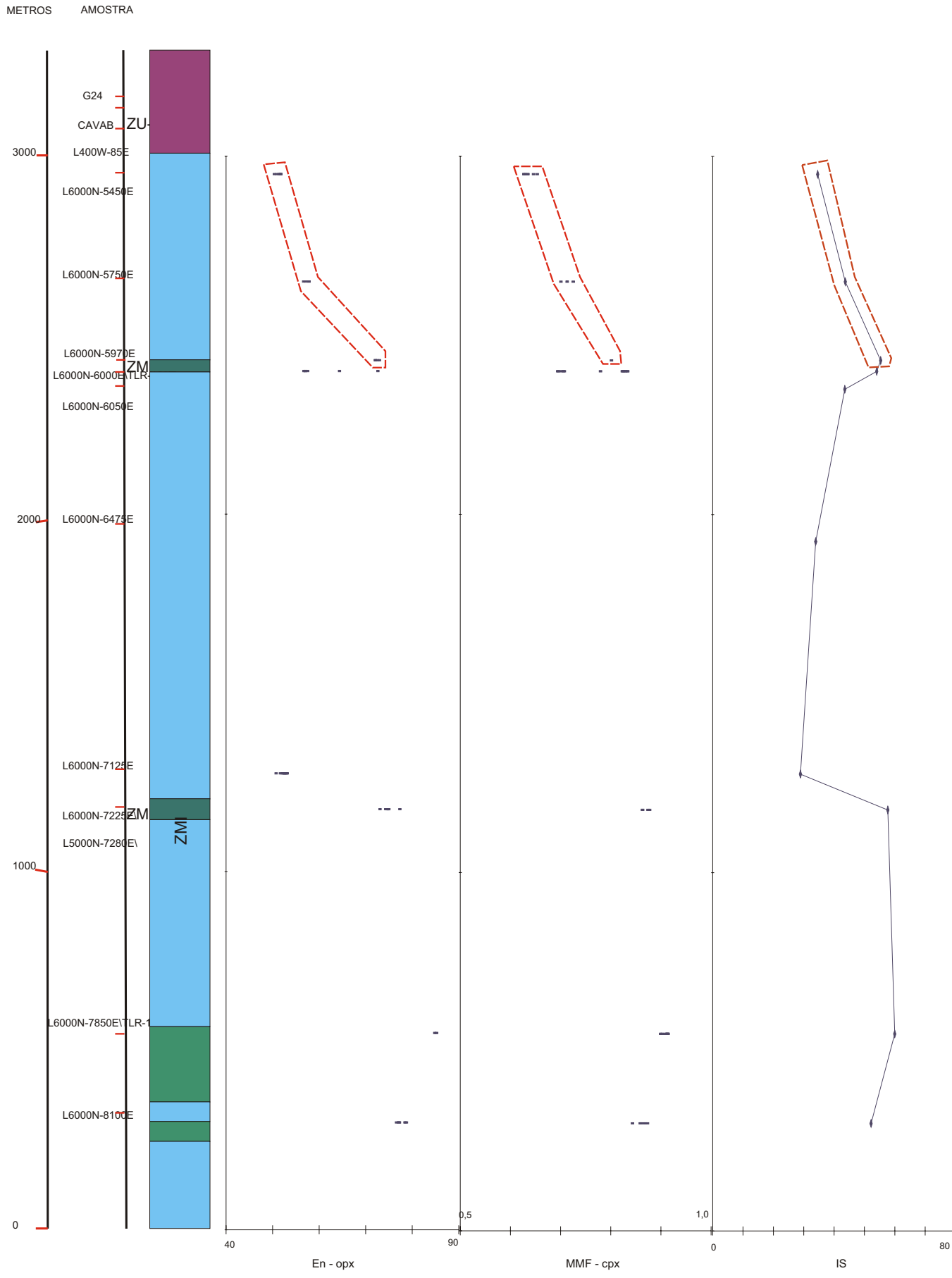



Figura 9.1 - Variação composicional do ORTOPIROXÊNIO (En), CLINOPIROXÊNIO (MMF) e Índice de Solidificação (I.S) das rochas (gabronoritos e piroxenitos) ao longo da ZMI do Complexo de Cana Brava.

Elementos

 Trend de diferenciação

## **9.2 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS NA ZU**

Na área de estudo a Zona Ultramáfica aflora esporadicamente, dificultando a observação detalhada das variações químicas de rocha e de minerais. Entretanto, os piroxênios de peridotitos da ZU-S1 mostram uma contínua diminuição na razão MMF em relação aos dos piroxenitos da ZU-P1, ressaltando a ocorrência da cristalização fracionada e diferenciação do magma em direção ao topo desta unidade (fig.9.2).

A presença de uma segunda unidade ultramáfica (ZU-S2) na área de estudo, predominantemente formada por metaperidotitos, indica um retorno do líquido à composições mais primitivas, similares à da base da unidade ZU-1. Entretanto, devido à extrema serpentinização destes litotipos, não foi possível a realização de análises químicas de minerais e rochas.

No extremo sul do complexo, Nagao (1974) apresentou repetidos níveis de peridotito-piroxenito que sugerem a presença de unidades cíclicas nesta unidade.

## **9.3 - VARIAÇÕES NA QUÍMICA DOS MINERAIS E ROCHAS NA ZMS**

Na Zona Máfica Superior foram identificados repetidos *trends* de variação críptica dos piroxênios, ressaltados pela razão MMF, e pelas análises químicas de rocha, como indicada pelo Índice de Solidificação (I.S.) (fig. 9.2), além de sistemáticas variações de  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$ ,  $Sr$  e  $Cr_2O_3$ .

Nos piroxênios predomina uma diminuição da razão MMF a partir dos membros piroxeníticos até o topo dos membros máficos, indicando contínuo processo de cristalização fracionada e diferenciação do líquido em cada subzona estratigráfica. Semelhante comportamento geoquímico foi observado em unidades macro-rítmicas da zona ultramáfica do Complexo de Bushveld (Cameron, 1988; in.Naldrett, 1989) e da Intrusão de Jimberlana (Campbell & Borley, 1974).

As repetições da seqüência de rochas ultramáficas-máficas na ZMS são similares às observadas na Intrusão de Rhum (Wager & Brown,1968, Palacz,1985) que é formada por cerca de 15 unidades cíclicas, compostas de cumulatos a olivina na base que gradacionam para cumulatos a plagioclásio no topo. Apesar de não ocorrerem variações crípticas significativas em suas fases minerais, Palacz (1985) verificou modificações isotópicas de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  na base de cada unidade, ressaltando a presença de unidades cíclicas.

METROS AMOSTRA

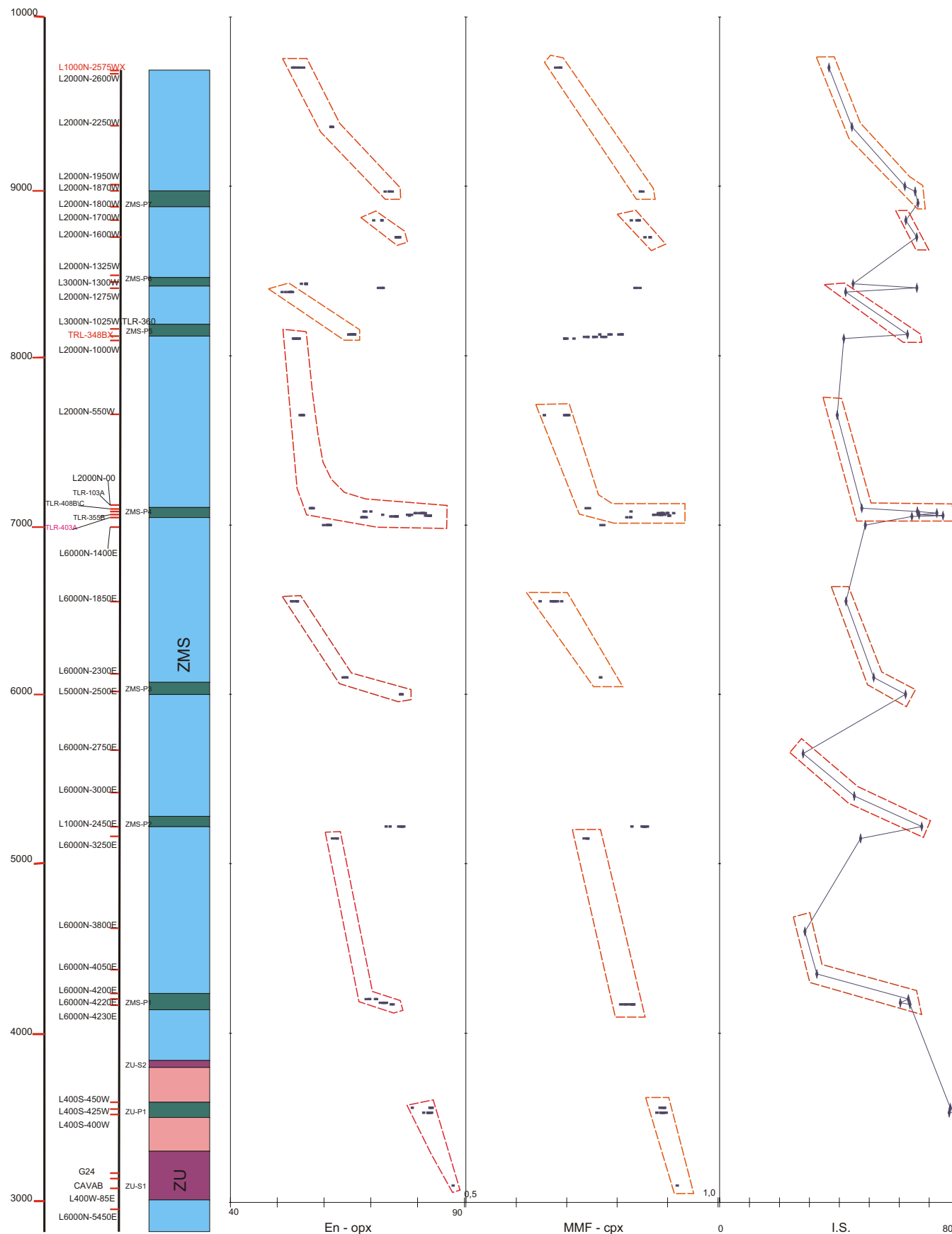


Figura 9.2 - Variação composicional do ORTOPIROXÊNIO (En), CLINOPIROXÊNIO (MMF) e Índice de Solidificação (I.S.) das rochas (gabronoritos e piroxenitos) ao longo da da ZU e ZMS do Complexo de Cana Brava.

TLR-348XL1000N-2575BWX - xenólitos presentes nas Intrusões Noríticas. TLR-403A - autólitos no Membro Piroxenítico ZMS-P4.

Trends de diferenciação

No Complexo de Cana Brava o topo de algumas subzonas da ZMS (ZMS-1, ZMS-3, ZMS-4) apresenta inversões no *trend* de variação críptica do piroxênios e plagioclásio, sugerindo que a cristalização se deu a partir de líquidos mais primitivos do que o observado nas frações mais diferenciadas, presentes imediatamente abaixo.

Portanto, na ZMS e ZU as subzonas estratigráficas constituem macro-unidades rítmicas, geneticamente consideradas como unidades cíclicas.

## **9.4 - VARIACÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA**

### **9.4.1 - VARIACÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS NA ZMI, ZU E ZMS**

As variações composicionais dos piroxênios do Complexo de Cana Brava, quando observadas no sistema En-Fs-Di-Hb, apresentam *trends* que refletem a intensidade da cristalização fracionada em cada unidade do complexo.

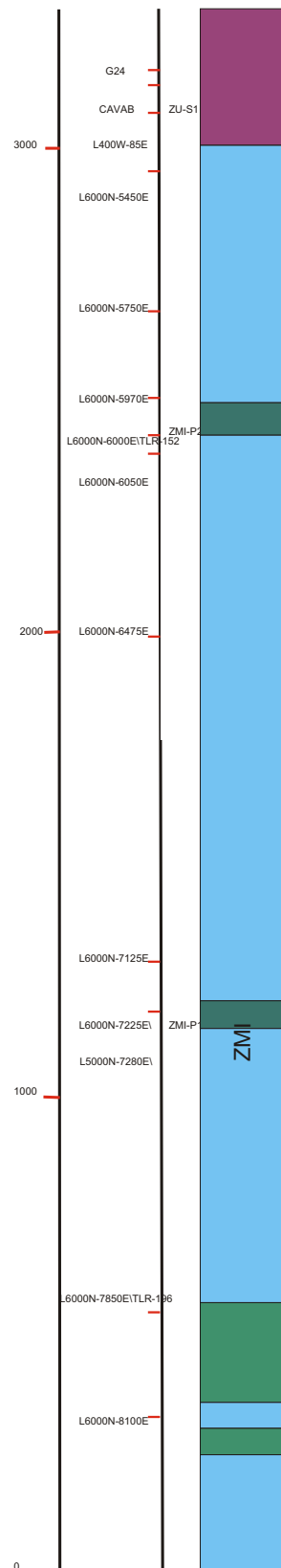
Na ZMI os pares de piroxênios em gabronoritos mostram, a partir da base até o topo desta unidade, um espectro contínuo de variação, caracterizado pela presença de diopsídio ( $\text{En}_{45,4}:\text{Fs}_{4,4}:\text{Wo}_{50,2}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{85,2}:\text{Fs}_{14,2}:\text{Wo}_{0,3}$ ) até augita ( $\text{En}_{35,4}:\text{Fs}_{21,6}:\text{Wo}_{43,0}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{50,9}:\text{Fs}_{47,4}:\text{Wo}_{1,7}$ ) (fig.9.3 A). No Membro ZMS-M2 o enriquecimento da molécula de Fs foi bem marcada, destacando o rápido fracionamento magmático no topo da ZMI.

Nos piroxenitos também foram observadas contínuas variações composicionais dos pares de piroxênios entre os Membros ZMI-P1 a ZMI-P2, caracterizadas pela presença de diopsídio ( $\text{En}_{44,6}:\text{Fs}_{6,6}:\text{Wo}_{48,8}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{77,3}:\text{Fs}_{22,2}:\text{Wo}_{0,5}$ ) até salita ( $\text{En}_{42,8}:\text{Fs}_{9,1}:\text{Wo}_{48,1}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{64,4}:\text{Fs}_{24,2}:\text{Wo}_{11,4}$ ) (fig. 9.3 B).

Entretanto o reduzido número de intervalos estratigráficos amostrados não permite indicar se as variações crípticas, observadas na ZMI, são decorrentes de uma única e contínua diferenciação magmática ou devido à entrada de vários pulsos de magma.

Na ZU as análises dos piroxênios restringiram-se à Subzona ZU-1, onde é verificado um aumento da molécula de Fs dos peridotitos (ZU-S1) até os piroxenitos (ZU-P1), representados por variações composicionais dos pares de diopsídio-ortopiroxênio com ( $\text{En}_{47,6}:\text{Fs}_{4,3}:\text{Wo}_{48,1}$ ) - ( $\text{En}_{87,6}:\text{Fs}_{11,8}:\text{Wo}_{0,6}$ ) a ( $\text{En}_{47,5}:\text{Fs}_{6,8}:\text{Wo}_{45,7}$ ) - ( $\text{En}_{78,9}:\text{Fs}_{20,4}:\text{Wo}_{0,7}$ ) (fig.9.4).

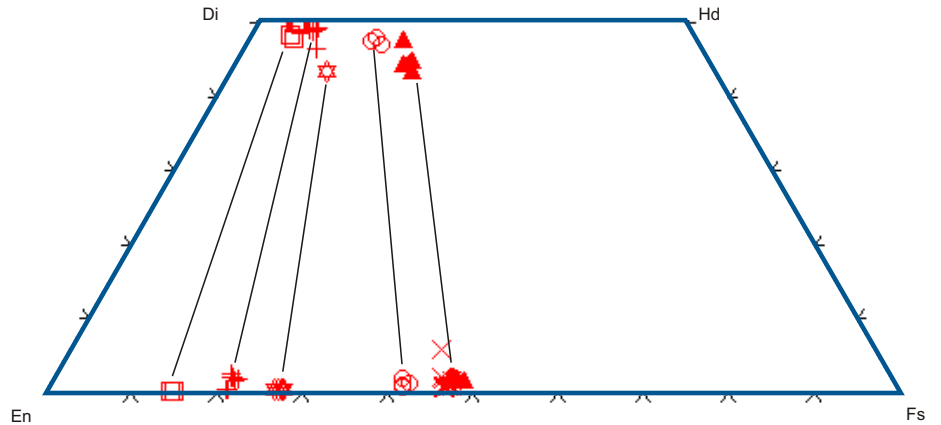
METROS AMOSTRA



**A**

### GABRONORITO

- L6000N-5450E
- L6000N-5750E
- L6000N-5970E
- TLR-196
- L6000N-8100E



**B**

### PIROXENITO

- TLR-152
- L6000N-6000E
- L6000N-7280E
- L6000N-7225E

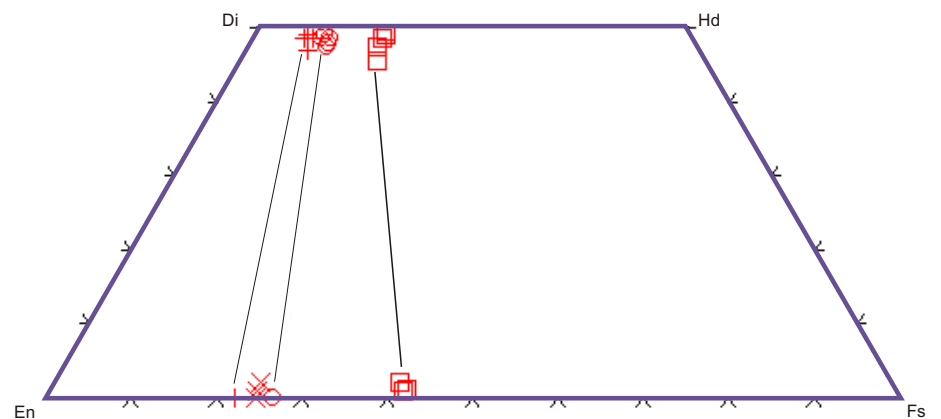


Figura 9.3 -Trends de cristalização, no sistema En-Fs-Di-Hb, dos pares de piroxênios ao longo da ZMI do Complexo de Cana Brava . A) Piroxênios de gabronorito, B) Piroxênios de piroxenito.

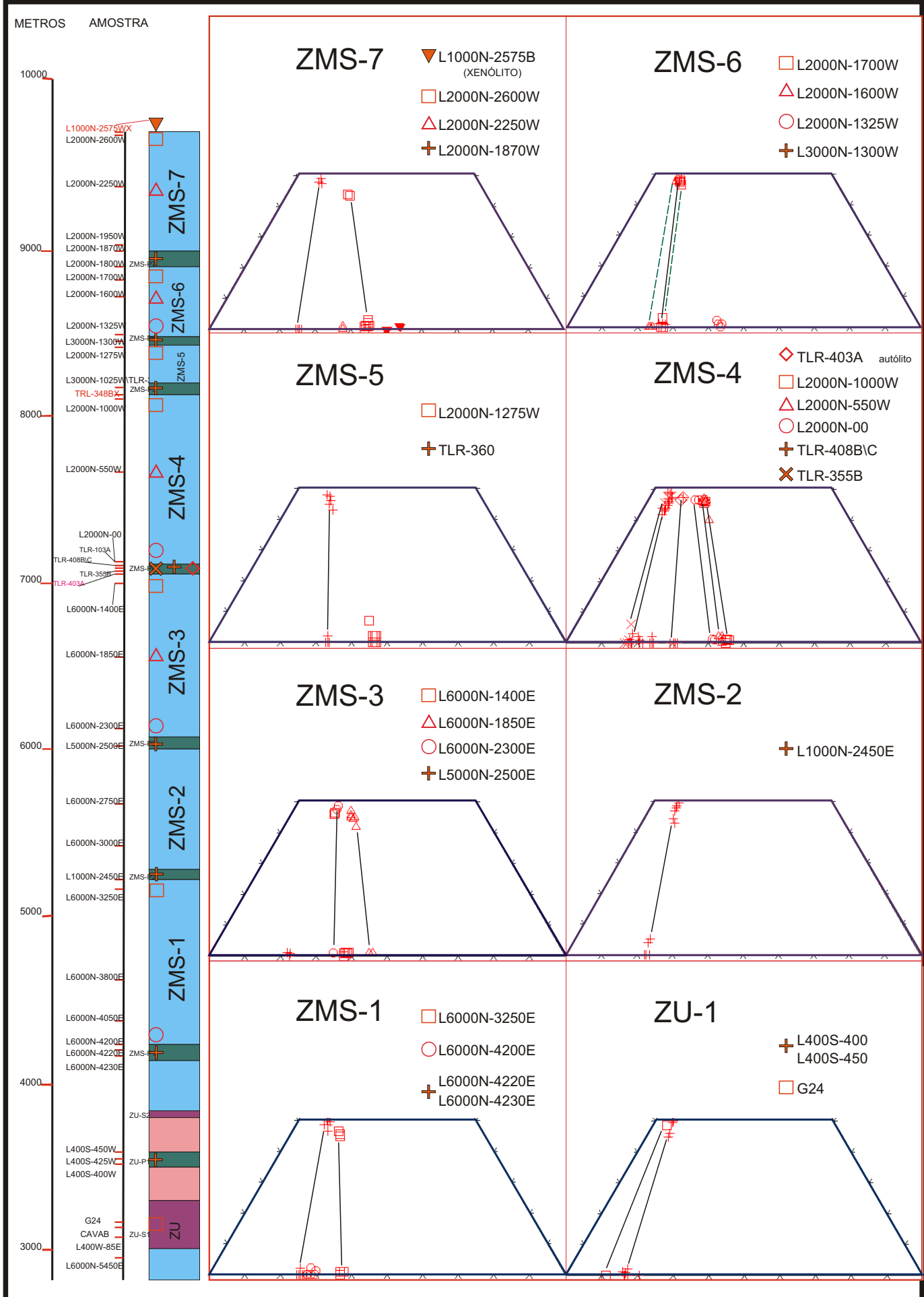


Figura 9.4 -Trends de fracionamento dos piroxênios (sistema En-Fs-Di-Hd), nas subzonas da ZU e ZMS do Complexo de Cana Brava.

TLR-348XL1000N-2575BWx -xenólitos presentes nas Intrusões Noríticas. TLR-403A - autólitos no Membro Piroxenítico ZMS-P4.

Este comportamento dos piroxênios indica que o líquido sofreu um contínuo fracionamento a partir dos peridotitos até os piroxenitos da Subzona ZU-1, podendo ocorrer similares *trends* de variação para as outras unidades cíclicas da ZU expostas no extremo sul do complexo.

Na ZMS os pares de piroxênios em gabronorito de cada unidade cíclica apresentam *trends* similares de variação composicional com um máximo de variação representada pela presença de diopsídio ( $\text{En}_{45,2}:\text{Fs}_{7,3}:\text{Wo}_{47,5}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{76,2}:\text{Fs}_{23,1}:\text{Wo}_{0,7}$ ) a augita ( $\text{En}_{37,5}:\text{Fs}_{20,7}:\text{Wo}_{41,8}$ )-ortopiroxênio ( $\text{En}_{53,0}:\text{Fs}_{46,2}:\text{Wo}_{0,7}$ ) (fig.9.4).

Estas variações indicam que o magma responsável pela formação de gabronorito em cada subzona estratigráfica atingiu estágios similares de diferenciação magmática.

Entre os membros piroxeníticos as composições dos pares de piroxênios apresentam reduzidas mudanças, localmente com pequenas variações como observadas entre os membros ZMS-P4 → ZMS-P5, marcadas por um aumento da molécula de Fs.

#### **9.4.2 - COMPARAÇÃO DAS VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS DOS PARES DE PIROXÊNIOS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA COM OUTROS COMPLEXOS ACAMADADOS**

As variações composicionais do pares de piroxênios na Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown,1968) a partir de sua Série Marginal de Borda até o topo da Série Acamadada, indicaram um contínuo *trend* de cristalização, representado por: diopsídio-bronzita a ferrohedenbergita-pigeonita (invertida). O restrito *gap* composicional entre estes piroxênios reflete as suas altas temperaturas de cristalização.

Atkins (1969) constatou nos piroxênios do Complexo de Bushveld, a partir da Zona Inferior até o topo da Zona Superior, um contínuo enriquecimento da molécula de Fs similar ao observado na Intrusão de Skaergaard. Nestas intrusões o término da cristalização da ferropigeonita coincidiu com a mudança na direção do *trend* do clinopiroxênio cálcico a partir da cristalização da ferroaugita.

No Complexo de Bushveld o maior *gap* composicional dos pares de piroxênios poderia ser produto da intersecção da curva de sólvus a menores temperaturas, permitindo uma maior variação composicional em direção a termos finais ricos em ferro. Atkins (1969) também descreveu a presença de inúmeras inversões nas composições dos piroxênios, principalmente na Zona Inferior, associando-as a influxo de novos pulsos de magma menos diferenciados.



No Complexo de Niquelândia, Ferreira Filho (1995) observou um *trend* de variação dos piroxênios de gabronorito, a partir da Unidade Ultramáfica até o topo da Unidade Máfica Central de Oeste, caracterizado por um enriquecimento na molécula de Fs, onde os pares mais fracionados apresentam composições de  $En_{49}:Fs_{51}$  (opx) e  $En_{32}:Fs_{21}:Wo_{47}$  (cpx). Atribuiu para estes piroxênios composições similares às observadas, com a mesma razão MMF, na Zona Principal do Complexo de Bushveld e Zona Superior da Intrusão de Skaergaard. Entretanto, o maior *gap* composicional dos piroxênios do Complexo de Niquelândia refletiu o fato de não ter sido considerado as análises de lamelas de exsolução nos piroxênios.

Ferreira Filho (1995) relacionou à ausência de termos extremamente enriquecidos na molécula de Fs, ao fato de não estarem expostos as porções superiores das unidades máficas.

No Complexo de Cana Brava o pequeno espectro de variação dos *trends* na ZU+ZMS reflete similares estágios na diferenciação dos líquidos que deram origem às suas unidades cíclicas, sendo estas provavelmente decorrentes de regulares injeções de novos pulsos de semelhante composição, em uma câmara pouco diferenciada.

Na ZMI o *trend* de fracionamento dos pares de piroxênio (fig.9.5 B) mostra-se similar ao observado nas ZU+ZMS (fig. 9.5 A), entretanto com um intervalo de fracionamento geralmente superior aos observados nos gabronoritos que formaram as unidades cíclicas da ZMS.

No Complexo de Cana Brava os *trends* obtidos assemelham-se genericamente aos observados em corpos plutônicos derivados de magmas toleióticos, não apresentando termos muito diferenciados como no Complexo de Bushveld e a Intrusão de Skaergaard (fig.9.6). Destaca-se a similaridade observada nos *trends* de variação composicional dos piroxênios (de gabronorito) da ZU+ZMS com os do Complexo de Niquelândia, mostrando idênticos espectros de variação e *gap* composicional dos pares de piroxênios. No ortopiroxênio mais rico na molécula de Fs somente foi observada oticamente exsolução em (001), entretanto este pode representar pigeonita invertida, à semelhança do que foi considerado no Complexo de Niquelândia (Ferreira Filho, 1995).

Os espectros dos *trends* de variação composicional dos piroxênios na ZU+ZMS podem refletir estágios similares da diferenciação dos líquidos, que deram origem às unidades cíclicas.

# COMPLEXO DE CANA BRAVA

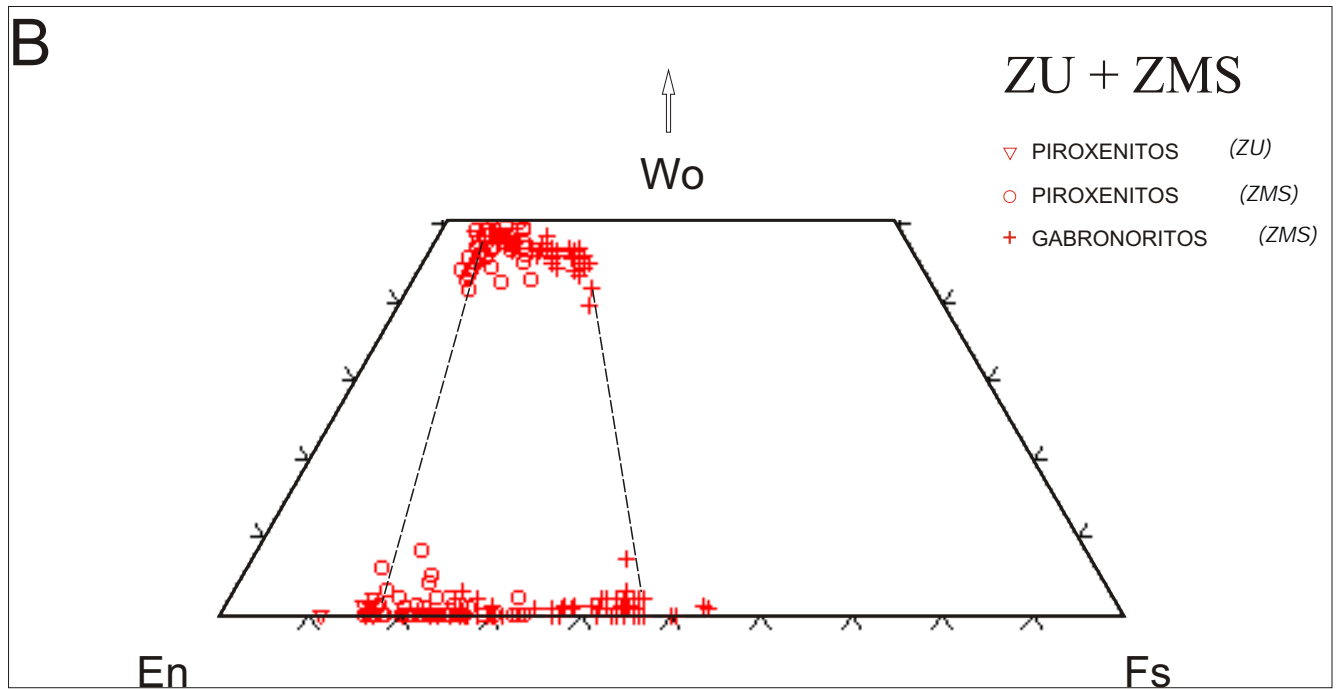
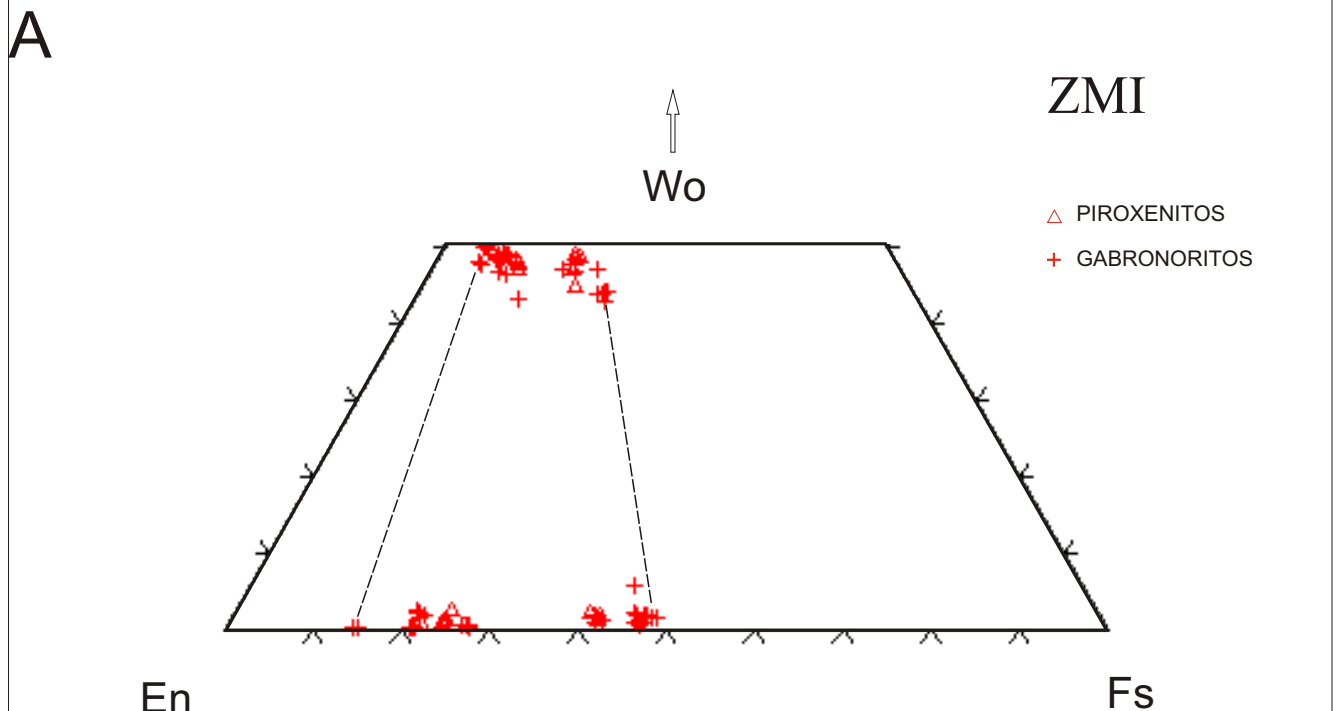


Figura 9.5 - Trends de cristalização dos piroxênios do Complexo de Cana Brava. A) Zona Máfica Inferior (ZMI). B) Zona Ultramáfica (ZU) + Zona Máfica Superior (ZMS) .

# COMPLEXO DE CANA BRAVA

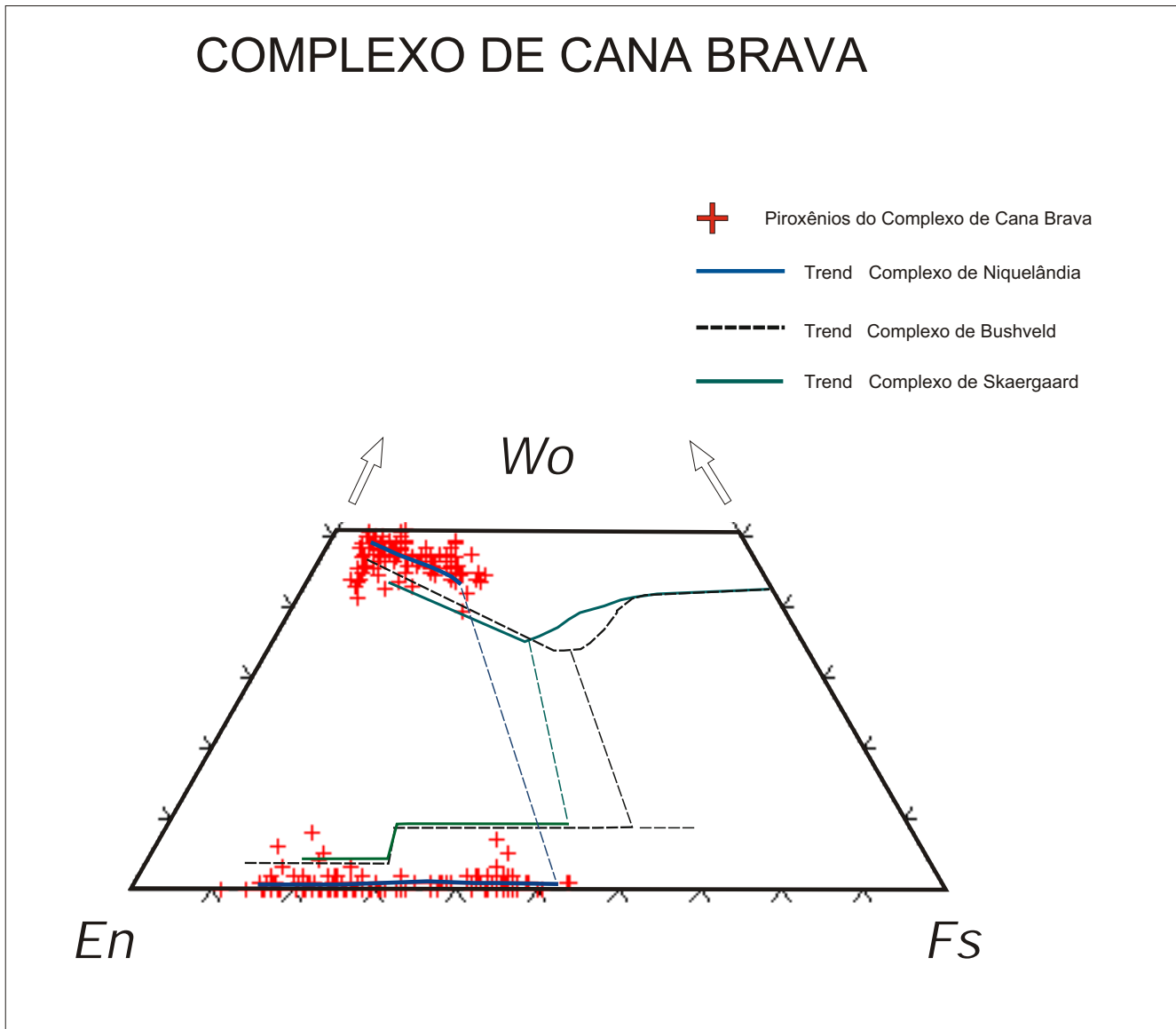


Figura 9.6 - Trends de cristalização dos piroxênios do Complexo de Cana Brava e dos complexos de Niquelândia (Ferreira Filho, 1995), Bushveld (Atkins, 1969) e Intrusão de Skaergaard (Wager & Brown, 1968).

## **9.5 - ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO NAS ROCHAS CUMULÁTICAS DA ZMI, ZU E ZMS**

A distribuição das fases cúmulus no Complexo de Cana Brava foi obtida a partir das observações petrográficas, representadas na figura 9.7. Nesta pode-se constatar as seguintes seqüências de cumulos, para as três unidades do complexo:

ZMI: olivina-melagabronorito (ol + pl+opx+cpx) → gabronorito (opx+pl+cpx)

ZU : dunito (ol ± cr-sp) → harzburgito (ol + opx ± cr-sp) → websterito (opx+cpx) → gabronorito (opx + cpx+pl)

ZMS : olivina-websterito (ol + opx ± cr-sp) → websterito (opx+cpx) → gabronorito (opx+pl+cpx)

Na ZMI o termo localizado na base da unidade corresponde a olivina-melagabronorito coronítico, onde parte dos piroxênios ocorrem como produto de reações sub-sólidas de ol+pl, na forma de coronas envolvendo a olivina. Também são encontrados cristais de piroxênios que não fazem parte das coronas de reação, dispondo-se isoladamente sem qualquer feição reliquiar de pertencerem a antigas coronas de reação, razão pela qual foram considerados como cristais cúmulus.

A presença de espinélio verde se deve provavelmente a reação sub-sólidas do ortopiroxênio com o plagioclásio, não constituindo portanto uma fase cúmulus e sendo desconsiderada para a análise da ordem de cristalização no Complexo de Cana Brava.

A descrição dos *trends* de cristalização no Complexo de Cana Brava tem um caráter apenas qualitativo uma vez que não foi estimada a composição dos líquidos que deram origem às principais unidades do complexo. Não foi considerada a estimativa da composição do líquido inicial, da Zona Ultramáfica + Zona Máfica Superior efetuada por Correia (1994), devido ao fato de ter admitido que estas unidades constituem um sistema fechado. Para a representação da seqüência de cristalização no complexo foram utilizadas as projeções ternárias do sistema diopsídio (Di)-forsterita (Fo)-anortita (An)- Sílica (SiO<sub>2</sub>) (in. Cox *et. al.*, 1979).

Neste caso, tomou-se como premissa que o complexo se cristalizou a baixas pressões, podendo a ordem de cristalização ser representada pelo diagrama a 1 atm (fig. 9.8). Caso fossem consideradas as relações de fases a mais altas pressões (7, 10, 20 Kb) estas apresentariam, de uma forma genérica, uma drástica diminuição do campo de estabilidade do plagioclásio, acompanhada do aumento significativo dos campos dos piroxênios (+ espinélio) e aparecimento do corindon como fase estável (Presnall *et. al.*, 1978).

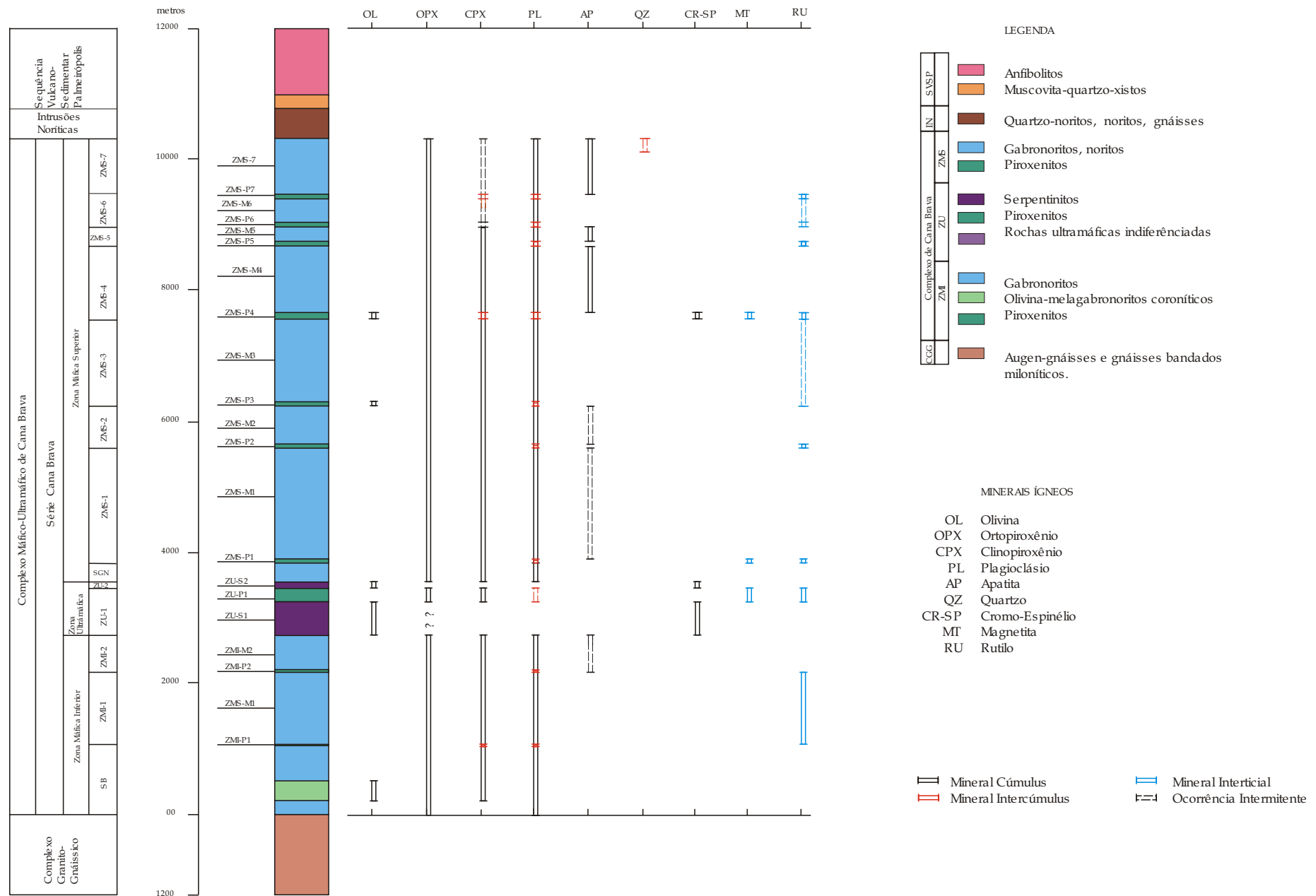


Figura 9.7 - Distribuição dos minerais ígneos em uma seção estratigráfica ideal da área de estudo - Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava.

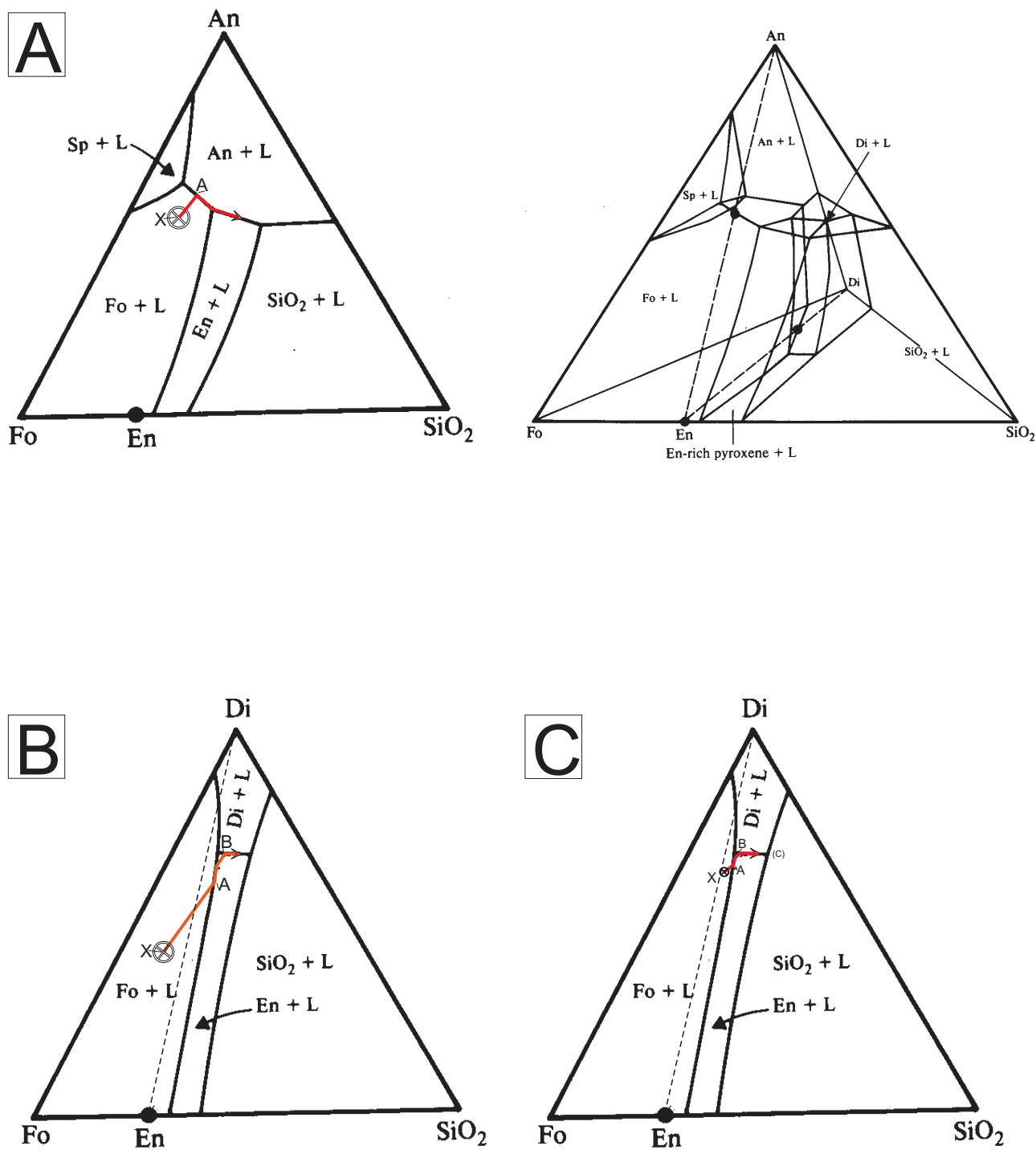


Figura 9.8 - *Trends* de cristalização nas principais unidades do Complexo de Cana Brava. **A)** Zona Máfica Inferior ; **B)** Zona Ultramáfica (uma unidade cíclica); **C)** Zona Máfica Superior (uma unidade cíclica). Sistema diopsídio (Di)-forsterita (Fo)-anortita (An)- sílica (SiO<sub>2</sub>) (In.: Cox et. al., 1979).

Nestes diagramas o espinélio representa uma fase aluminosa ( $MgAlO_4$ ), não correspondendo às composições dos espinélios encontrados no Complexo de Cana Brava, razão pela qual esta fase não foi considerada para a indicação dos *trends* de cristalização no complexo.

Na Zona Máfica Inferior o *trend* de cristalização (fig. 9.8 A) provavelmente iniciou-se a partir de um líquido disposto no campo da olivina (ponto X), porém longe do polo da forsterita (Fo), como é de se supor pela reduzida quantidade de olivina na moda encontrada nos olivina-melagabronorito. Após a cristalização da olivina, o líquido deve ter alcançado o cotético olivina+plagioclásio (ponto A), iniciando a cristalização do plagioclásio e subsequente reação peritética olivina+líquido = ortopiroxênio, no peritético olivina+ortopiroxênio. No final do processo o líquido alcançou o cotético plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio dando origem a gabronorito. Eventualmente nesta zona pode ter ocorrido a entrada de novos pulsos de magma, que deram origem aos membros piroxeníticos (websterito e ortopiroxenito) e os quais não estão representados no diagrama.

A Zona Ultramáfica caracteriza-se pela repetição do conjunto de peridotito-piroxenito, localmente com termos gabronoríticos subordinados, formando prováveis unidades cíclicas. A seqüência de cristalização nesta unidade pode ser representada por uma única unidade cíclica, cristalizando a partir de um líquido disposto no campo da olivina (ponto X) (fig. 9.8 B). Inicialmente devem ter se formado cúmulus de olivina, direcionando o líquido para o peritético olivina+ ortopiroxênio (ponto A). Neste estágio ocorreu a cristalização do ortopiroxênio e a reação da olivina +líquido= ortopiroxênio, os quais deve ter dado origem ao harzburgito descrito por Pamplona & Nagao (1981), Girardi & Kurat (1982) e Correa (1994). A partir deste ponto o líquido deve ter se deslocado rapidamente para o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio (ponto B), (uma vez que não se observou ortopiroxenito, como ressaltado por Correia, 1994), dando origem aos websteritos. Desta forma, a seqüência de cumulos na ZU poderia ser derivada da repetição de similares *trends* de cristalização a partir da entrada de pulsos de magma, dando origem às unidades cíclicas.

Na Zona Máfica Superior, por representar também um conjunto de unidades cíclicas, formadas idealmente por olivina-websterito, websteritos e gabronorito, a seqüência de cristalização se limitou à descrição de uma única unidade cíclica (fig. 9.8 C).

A seqüência de cumulos formados em cada unidade cíclica provavelmente iniciou-se com a formação de olivina-websterito, o qual apresenta cúmulus de ortopiroxênio+olivina ( $\pm$  espinélio) e pós-cúmulus de clinopiroxênio, o que os assemelha à cristalização de harzburgito. Desta forma o líquido inicial, provavelmente se encontrava no campo da olivina (ponto X), migrando para o peritético olivina-ortopiroxênio (ponto A).

Posteriormente o líquido alcançou o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio (ponto B), permitindo a cristalização dos websteritos, (apesar de não ter sido observado a presença de ortopiroxenito à semelhança da Zona Ultramáfica). Seguiu-se o deslocamento do líquido para o cotético ortopiroxênio+clinopiroxênio+plagioclásio (ponto C), que manteve por um período prolongado a cristalização destas fases, dando origem a espessas seqüências de gabronorito.

## **9.6 - MODELAMENTO DA VARIAÇÃO QUÍMICA NOS LÍQUIDOS DA ZMI E ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA**

### **9.6.1 -INTRODUÇÃO**

O comportamento dos elementos químicos durante os processos de diferenciação magmática é indicado por variações nas suas concentrações, acompanhando os diferentes estágios de cristalização fracionada das fases minerais.

Para alguns elementos maiores tais variações podem se apresentar sutis, enquanto outros, podem evidenciar grandes contrastes composicionais ao longo do processo de diferenciação. Neste sentido as variações do FeO e MgO estão principalmente associadas à cristalização de Fe-óxidos e Fe-Mg-silicatos (piroxênios, olivina) bem como à variação críptica destes últimos, enquanto variações bruscas de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e Na<sub>2</sub>O podem refletir uma maior presença do plagioclásio e/ou clinopiroxênio.

Os elementos menores ou de mais baixas concentrações tais como TiO<sub>2</sub>, MnO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, comportam-se de forma similar aos elementos traços, onde são observadas variações nas suas concentrações da ordem de até duas vezes. O TiO<sub>2</sub> comporta-se como um elemento incompatível, até o início da cristalização de Ti-Fe-óxidos (ilmenita, rutilo); o MnO frequentemente entra na estrutura de piroxênios apresentando portanto um forte condicionamento com a variação críptica destes minerais. O P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> tenderá a se concentrar nos líquidos residuais até o início da cristalização de apatita.

As variações dos elementos menores e traços durante o processo de diferenciação magmática refletem a capacidade de substituição destes nas estruturas cristalinas das fases minerais que se formam. Desta maneira raios iônicos (variações inferiores a 15%) e configurações eletrônicas semelhantes controlarão a manutenção da estabilidade da rede cristalina e do balanço de cargas.



Os elementos com grande raio iônico tendem a não entrar na estrutura dos minerais, permanecendo nos líquidos magmáticos. Este é o caso dos elementos litófilos com grande raio iônico, representados principalmente por Rb, K, Sr, Ba, Zr, Th e ETRL. Outros elementos de menor raio iônico podem mais facilmente substituir os principais elementos formadores de minerais, sendo representados principalmente por Ni, Cr, V, Zn e Mn.

Considerando que um sistema magmático pode iniciar um processo de cristalização ou fusão por determinadas fases minerais, a concentração de certos elementos químicos nos líquidos ou sólidos residuais poderá estar condicionada à ordem de cristalização\ fusão das fases que formam o sistema. As condições físico-químicas (P, T,  $f_{O_2}$ ,  $f_{H_2O}$ , ...) atuantes sobre os líquidos magmáticos poderão definir a estabilidade do sistema e conseqüentemente das fases que o compõem. Assim são conhecidas experimentalmente inúmeras relações de fases, expressas na forma de diagramas, que indicam as diferentes seqüências que se cristalizam\ fundem a partir de um dado líquido\ sólido.

Uma estimativa da preferência de certos elementos por uma fase líquida ou a uma fase sólida foi definida na *Lei de Henry* (Hanson, 1980) que estabelece uma relação constante, denominada de coeficiente de partição (Kd), entre as concentrações de um elemento *i* no sólido e no líquido, que é dado por:

$$Kd = C_s / C_l \quad \text{onde,}$$

Kd = coeficiente de partição

C<sub>s</sub> = concentração do elemento *i* no sólido

C<sub>l</sub> = concentração do elemento *i* no líquido

Caso o Kd seja inferior a 1, o elemento *i* comporta-se como um **elemento incompatível**, permanecendo no líquido, enquanto para Kd superior a 1 o elemento *i* preferencialmente entrará na estrutura das fases sólidas, denominando-se de **elemento compatível**.

Os coeficientes de partição (Kd) podem variar principalmente em função da temperatura, pressão, composição do líquido magmático e  $f_{O_2}$  (Irving, 1978). A relação que descreve a variação de Kd em função da temperatura (McIntire, 1963, In. Hanson, 1980), indica um aumento de Kd com um decréscimo da temperatura.

A pressão mostra um pequeno efeito sobre os Kd's, porém em algumas relações cristal/líquido (Ex.: Kd ETR de cpx/líq.) esta é fator importante, devido às mudanças nas coordenações estruturais das fases que compõem o sistema. Para os elementos que apresentam vários estados de oxidação (Cr, V, Eu), a  $f_{O_2}$  apresenta-se como um importante condicionante nos valores de Kd (fig.7.9, Irving, 1978), embora a composição das fusões silicáticas também possa determinar o estado de oxidação do sistema.

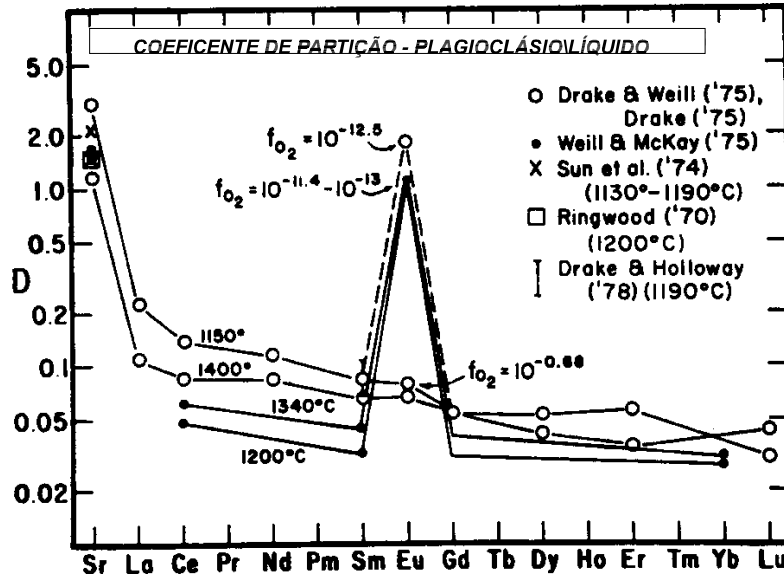


Figura 9.9 - Variação do coeficiente de partição (Kd) de elementos traços em função das mudanças na  $f_{O_2}$  do sistema (seg. Irving, 1978).

Os parâmetros químicos tais como a razão Mg/Fe, conteúdo de álcalis, álcalis/Al<sup>3+</sup>, concentração de fósforo (P), além da razão atômica Si/O no líquido, também podem modificar os valores dos Kd's (Henderson, 1984).

Durante os processos de cristalização\ fusão poderá ocorrer simultaneamente a formação\ fusão de mais de uma fase cristalina, as quais poderão influenciar a concentração dos elementos nos líquidos/sólidos residuais. Neste caso um coeficiente proporcional à abundância dos diferentes minerais representa uma melhor estimativa do coeficiente de partição, agora considerado como o coeficiente de distribuição (D) e estimado por:

$$D = \sum_i^n Kd_i * P \quad \text{onde,}$$

$Kd_i$  = coeficiente de partição do elemento i para cada fase mineral

P = porcentagem em peso de cada fase mineral

Durante os processos de cristalização os elementos incompatíveis podem tornar-se altamente concentrados nos seus líquidos finais, enquanto no processo de fusão os primeiros líquidos a se formarem apresentam altas concentrações destes elementos. Alguns elementos, por não possuírem altas concentrações, que permitam que sejam essenciais na formação de minerais, são considerados elementos traços, mostrando-se apropriados para o modelamento dos diferentes processos de fracionamento\ fusão magmáticos.

Desta forma, os elementos traços tais como Ni, Cr, Co, Y, Th, U e ETR poderão apresentar variações nas suas concentrações da ordem de 2 a 3 vezes, superiores aos elementos maiores, proporcionando uma melhor observação da evolução química dos sistemas magmáticos. Este é o caso do  $V^{+4}$ , que se concentra no líquido residual até o início da cristalização da magnetita, e do  $Ni^{+2}$  e  $Cr^{+3}$  que tendem a se depletar nos estágios iniciais de fracionamento, entrando preferencialmente na estrutura da olivina e Cr-espinélio\clinopiroxênio, respectivamente.

Dentre os elementos traços destacam-se os Elementos Terras Raras (ETR), que apresentam baixos coeficientes de partição, mostrando-se mais apropriados para a investigação dos diversos modelos de fracionamento e fusão magmáticos.

O conhecimento dos padrões de distribuição dos coeficientes de partição dos ETR para diversas fases minerais permite identificar a contribuição destes nos padrões das rochas formadas. A intensidade de sua influência será proporcional a sua abundância e a magnitude dos Kd's (fig.9.10) (Hanson, 1980).

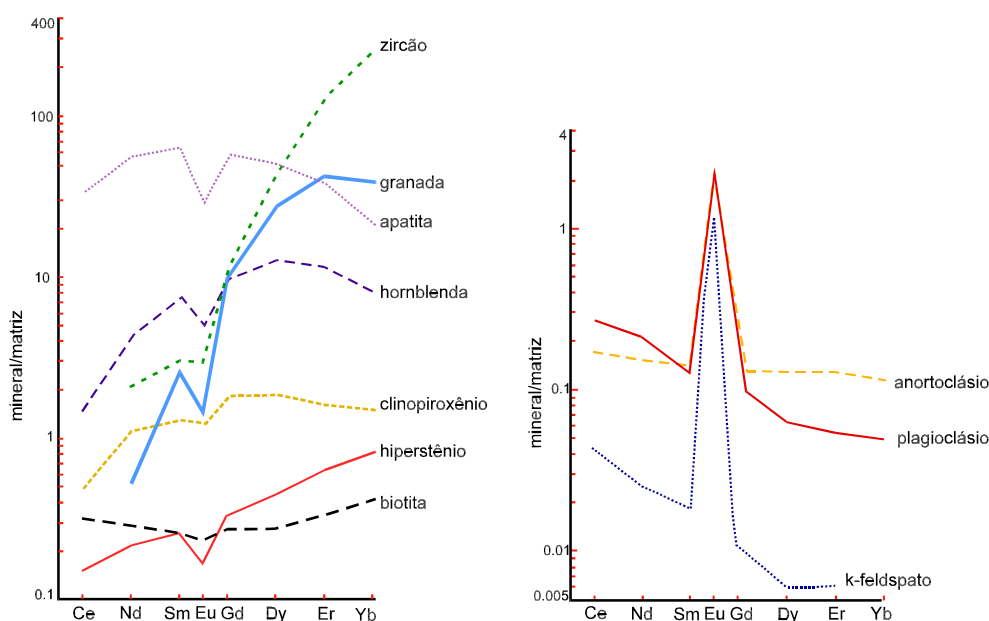


Figura 9.10 - Coeficientes de partição dos ETR para diversas fases minerais de rochas ácidas (adaptado de Hanson, 1980).

Neste caso o plagioclásio por apresentar valores de Kd para o  $Eu^{+2}$  muito superiores aos dos demais ETR, tenderá a incorporá-lo na sua estrutura substituindo  $Sr^{+2}$  e  $Ca^{+2}$ . Assim o líquido, após a cristalização do plagioclásio, poderá se depletar em  $Eu^{+2}$ . Estas substituições poderão ser acompanhadas por trocas de  $Si^{+4} \rightarrow Al^{+3}$ . No plagioclásio ainda são esperadas substituições do  $Ca^{+2}$  por  $Na^{+1}$  acompanhado por  $K^{+1}$ ,  $Sr^{+2}$ ,  $Ba^{+2}$  e posteriormente por  $Rb^{+1}$  e  $Eu^{+2}$ . Neste caso pode-se esperar um aumento na razão Rb/Sr na rochas derivadas do processo de diferenciação magmática.

No ortopiroxênio e na pigeonita os Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) entram preferencialmente, em relação ao Elementos Terras Raras Leves (ETRL), promovendo no líquido um maior enriquecimento em ETRL em relação ao ETRP, além de uma anomalia positiva em  $\text{Eu}^{+2}$ .

A cristalização de clinopiroxênio quando comparada com a do ortopiroxênio/pigeonita, promove uma maior depleção de ETR no líquido/residual. A influência da cristalização de clinopiroxênio será também a de promover um enriquecimento relativo de ETRL em relação à ETRP e uma anomalia positiva em  $\text{Eu}^{+2}$  no líquido residual. A similaridade de raios iônicos faz com que o Y acompanhe os ETRP.

Na formação de uma suite de rochas ígneas a concentração dos elementos será determinada em uma primeira etapa pelo processo de geração do líquido magmático e posteriormente pelo seu processo de cristalização. A geração de um líquido magmático pode ser modelada principalmente por dois processos (Allègre & Minster, 1978; Hanson, 1980). **a) fusão em equilíbrio (*batch melting*) e b) fusão fracionada.**

Na **fusão em equilíbrio** o processo de fusão apresenta-se contínuo até que uma certa quantidade de líquido formado, até então em equilíbrio químico com o resíduo sólido, possa migrar paralisando o processo de fusão. Na **fusão fracionada** ocorre uma contínua formação e extração do líquido magmático de uma mesma fonte. Outros processos de fusão menos frequentes são representados pela **fusão contínua**, no qual frações infinitesimais são formados e parcialmente removidos do resíduo sólido e **zone refining** onde o líquido interage com cada um dos cristais do resíduo sólido.

Durante a **fusão em equilíbrio (*batch melting*)** a concentração de um elemento  $i$  no líquido ( $C_l$ ) está relacionada a sua concentração inicial na área fonte ( $C_o$ ) pela expressão (Hanson, 1980):

$$C_l/C_o = 1/(F + D - FD) \quad \text{onde,}$$

F = porcentagem de líquido formado

D = coeficiente de distribuição do elemento  $i$

$C_l$  = concentração do elemento  $i$  no líquido

$C_o$  = concentração do elemento  $i$  na fonte sólida

Nestas condições para baixas taxas de fusão, a relação  $C_l/C_o$  tende a  $1/D$  evidenciando as altas concentrações dos elementos incompatíveis ( $D < 0,1$ ) nas pequenas frações de líquidos formados.

Na  **fusão fracionada**, a concentração inicial de cada fase da fusão é considerada como a concentração residual da fase anterior. Neste caso, a taxa de depleção de elementos incompatíveis nos sucessivos líquidos formados é maior do que no processo de fusão em equilíbrio. Nas fases finais deste processo de fusão poderão ocorrer menores razões de elementos incompatíveis/compatíveis do que nos primeiros pulsos de líquidos formados. O comportamento dos elementos traços pode ser descrito pela equação:

$$C_i/C_o = (1/D_o)(1 - PF/D_o)^{[(1/p) - 1]} \quad \text{onde,}$$

$D_o$  = valor do coeficiente de distribuição na fusão anterior

$P$  = proporção da fase cristalina fundida (proporção diferente do que ocorre no sólido original)

A cristalização magmática pode ser modelada principalmente pelos processos: *a) cristalização em equilíbrio* e *b) cristalização fracionada simples*. Durante a **cristalização em equilíbrio** o líquido e os cristais formados permanecem continuamente em equilíbrio, enquanto na **cristalização fracionada simples** os cristais formados são removidos do líquido por processos físicos, não se reequilibrando quimicamente com o líquido residual e provavelmente aproximando-se mais realisticamente das condições dos sistemas naturais (Hanson, 1980).

No processo de **cristalização fracionada simples**, uma quantidade infinitesimal de elementos traços entra na estrutura dos cristais separados do líquido. A Lei de Fracionamento de *Rayleigh* (Cox *et. al.*, 1979) pode ser utilizada para descrever a variação de um elemento traço em relação a sua concentração no líquido original, dado por:

$$C_i/C_o = F^{(D-1)} \quad \text{onde,}$$

$F$  = fração do líquido residual

$D$  = coeficiente de distribuição do elemento  $i$

$C_i$  = concentração do elemento  $i$  no líquido residual

$C_o$  = concentração do elemento  $i$  no líquido original

Desta forma, caso  $D$  tenda a zero (elementos incompatíveis) a razão  $C_i/C_o$  se aproximará de  $1/F$ , produzindo altas concentrações destes elementos nos líquidos finais do processo de cristalização, enquanto para valores de  $D$  superiores a 1 (elementos compatíveis) pode ocorrer uma rápida depleção destes elementos nos estágios iniciais da cristalização fracionada.

Considerando este modelo o níquel ( $K_d=7$ ) poderá sofrer uma diminuição de cerca de 25% de sua concentração inicial, no momento que 10% do magma se cristaliza. Uma grande depleção deste elemento (98%) no líquido residual pode ser observada quando o estágio de cristalização atinge cerca de 50%. Para elementos incompatíveis ( $K_d < 0,1$ ) ocorrerá um fenômeno inverso, onde a concentração destes no líquido residual será incrementada significativamente, após a cristalização em média de cerca de 75% do líquido magmático (Cox *et. al.*, 1979).

A concentração de certos elementos poderá ser afetada por outros fatores, tais como a ocorrência de uma reação peritética no sistema, que produz uma reconcentração de certos elementos traços. Este fato pode ser observado com o níquel, que pode sofrer um aumento em certo estágio da cristalização fracionada, devido à reabsorção da olivina pelo líquido, concomitante à cristalização de piroxênios.

De Paolo (1985) sugeriu para uma melhor aproximação das condições naturais, o efeito da contaminação crustal, pelas rochas silicáticas, na modificação da composição dos líquidos em uma câmara magmática. Para tanto desenvolveu o modelo de **cristalização fracionada com assimilação** para descrever o comportamento de elementos traços e isótopos sob estas novas condições, segundo a equação:

$$C_l = C_0 f + (r/r-1+D)C_x (1-f) \quad \text{onde,}$$

F = fração do líquido residual

D = coeficiente de distribuição do elemento *i*

r = razão da taxa de assimilação/taxa de cristalização

$$f = F - (r-1+D)/(r-1)$$

$C_l$  = concentração do elemento *i* no magma contaminado

$C_0$  = concentração do elemento *i* no magma não contaminado

$C_x$  = concentração do elemento *i* no material contaminante

## 9.6.2 - FUSÃO DO MANTO

A geração dos líquidos basálticos é considerada como decorrente da fusão do manto superior (Green & Ringwood, 1967a), principalmente associado ao processo de **fusão em equilíbrio** (*batch melting*) (Hanson, 1980), que pode determinar diversos padrões de distribuição dos elementos químicos.

O comportamento dos ETR durante a fusão do manto em um processo de **fusão em equilíbrio** é condicionado pela composição da área fonte, bem como pela taxa de fusão considerada. Admitindo o manto superior com uma variação composicional, das porções mais profundas às mais rasas, representada por granada-lherzolito, espinélio-lherzolito e plagioclásio-lherzolito, os líquidos gerados nestas regiões, para baixas taxas de fusão (< 15%), poderão apresentar diferentes conteúdos de ETR. A influência de diferentes processos e de taxas de fusão do manto, na composição de magmas formados é apresentada na figura 9.11. Neste caso a fusão em equilíbrio de granada-lherzolito produz um resíduo com granada, que condiciona a formação de um líquido menos enriquecido em ETRP e com uma maior razão Ce/Yb (fig.9.11 A).

Em um processo de fusão contínua, à taxas inferiores a 15%, os ETRL podem apresentar um empobrecimento em relação aos ETRP (fig.9.11 B).

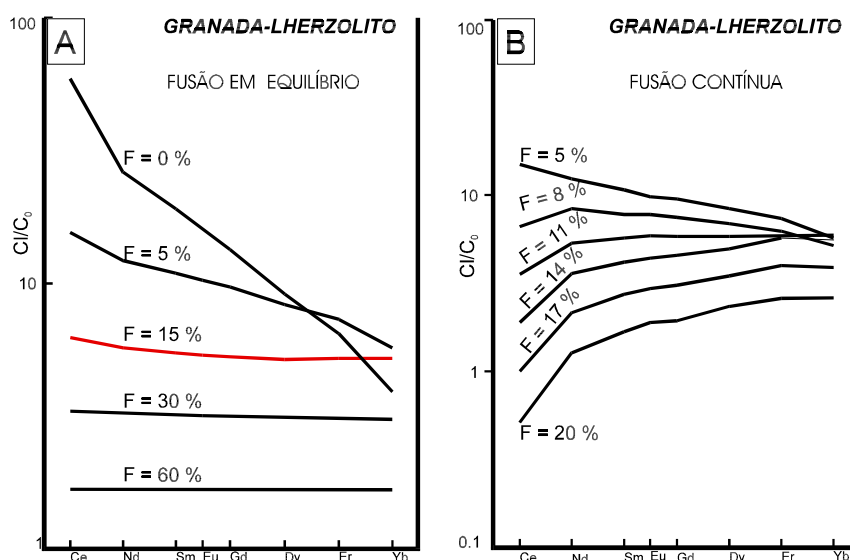


Figura 9.11 - Variações da concentração de ETR nos magmas gerados a partir do manto granada-lherzolito sob diferentes processos e taxas de fusão. **A)** fusão em equilíbrio, **B)** fusão contínua (in. Hanson, 1980).

### 9.6.3 - DIFERENCIAÇÃO DOS MAGMAS BASÁLTICOS

Nos corpos plutônicos onde ocorre lenta cristalização dos líquidos magmáticos o processo mais apropriado para descrever o comportamento de elementos incompatíveis para baixas frações de cristalização ( $F < 50\%$ ) é a **cristalização fracionada** (Hanson,1980). Para uma melhor visualização do processo se faz a normalização da concentração dos elementos das rochas cristalizadas em relação às rochas mais primitivas.

No caso de corpos plutônicos submetidos a cristalização fracionada, a formação de rochas cumuláticas apresentará um padrão normalizado, que refletirá a contribuição de cada fase mineral que as compõe.

#### **9.6.4 -MODELAMENTO DA CONCENTRAÇÃO INICIAL DE ELEMENTOS TERRAS RARAS NOS LÍQUIDOS MAGMÁTICOS E PROCESSOS DE DIFERENCIAÇÃO DA ZMI E ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA**

Os padrões de distribuições dos ETR em diferentes posições estratigráficas do Complexo de Cana Brava, foram utilizadas a fim de estimar as concentrações destes nos líquidos que deram origem a ZMI e as unidades cíclicas da ZMS, bem como as suas variações composicionais devido ao processo de fracionamento magmático.

Para estimar o grau de fracionamento que ocorreu nas unidades cíclicas da ZMS foi utilizado o modelo de **cristalização fracionada simples** (Allègre & Minster,1978, Cox *et. al.* 1979) considerando que a porção cristalizada de cada unidade cíclica se comportou como um sistema fechado. Neste caso foram investigadas as unidades ZMS-1 e ZMS-4 representando as unidades cíclicas da ZMS.

##### **9.6.4.1 - Concentração dos ETR nos líquidos magmáticos da ZMI e ZMS**

O cálculo da concentração dos ETR nos líquidos magmáticos seguiu a proposição de Cawthorn *et. al.*(1991) e Cawthorn (1996). Neste caso a abundância de ETR é controlada pela proporção das fases cúmulus, os seus coeficientes de partição e proporção de componentes intercúmulus. Foi considerado que certa porção do líquido magmático se manteve aprisionado entre os cristais cúmulus, o qual foi posteriormente consumido em um sobrecrecimento dos cristais ou formação de novos minerais intercúmulus.

A concentração de ETR no líquido pôde ser calculada, admitindo diferentes estimativas (2,5%, 5%, 10%) do líquido aprisionado, a análise modal (convertida em % peso) e o conteúdo de ETR na análise química de rocha, para cada amostra, através da relação (Cawthorn *et. al.* 1991):



$$[i]_{rx} = [i]_{liq} \times [(K_{di} \times P1\%) + (K_{di} \times P2\%) + \dots + (K_{di} \times Pn\%) + \% \text{ liq aprs.}] \quad \text{onde,}$$

$[i]_{rx}$  = concentração do elemento  $i$  na rocha

$[i]_{liq}$  = concentração do elemento  $i$  no líquido

$K_{di}$  = coeficiente de partição do elemento  $i$  para cada fase mineral

$Pn\%$  = porcentagem em peso de cada fase mineral

$\% \text{ liq aprs.}$  = porcentagem estimada do líquido aprisionado

A tabela 9.1 mostra os parâmetros utilizados para o cálculo das concentrações de ETR em diferentes posições estratigráficas da ZMI e ZMS. Neste procedimento foram ignorados os possíveis efeitos devido à mistura com um magma residente, uma vez que a sua quantificação é difícil realização. A incerteza quanto à proporção modal das fases minerais que compõem os cumulados analisados, foi considerado por Cawthorn *et. al.* (1991) como desprezível, uma vez que não afeta significativamente o cálculo da composição de ETR no magma. A porcentagem de líquido aprisionado foi considerado como baixa (< 10%) em função dos litotipos analisados representarem acumulatos (exceto a amostra TRL-355B-olivina-websterito, que se caracteriza como um mesocumulato-ortocumulato).

A concentração de ETR calculada para os líquidos magmáticos da ZMI e ZMS é apresentada na figura 9.12. Pode-se observar que diferentes estimativas de líquido aprisionado (2,5%, 5%, 10%) não afetam o padrão geral de distribuição dos elementos terras raras. Entretanto, o decréscimo da porcentagem de líquido aprisionado causa um aumento na concentração de ETR no líquido inicial, à semelhança do que foi observado nos complexos de Bushveld (Cawthorn *et. al.*, 1991) e Niquelândia (Ferreira Filho, 1995).

Os padrões obtidos (normalizados ao condrito) apresentam-se com um pronunciado aumento em ETRL em relação os ETRP. Na figura 9.12 A, pode-se observar que os líquidos da base da ZMI e da unidade cíclica ZMS-P4 apresentam semelhantes concentrações de ETR, sugerindo que estas foram derivadas de líquidos de semelhante composição.

Na ZMI (fig.9.12 B) ocorre um significativo aumento na concentração total de ETR do líquido, a partir da base até o topo desta unidade, assim como um maior enriquecimento de ETRL em relação ETRP, indicando o forte controle dos processos de diferenciação magmática nesta unidade.

Na ZMS as unidades cíclicas ZMS-1 (fig.9.12 C) e ZMS-4 (fig.9.12 D), mostram semelhantes padrões de concentração de ETR de seus líquidos magmáticos, além de um menor espectro de variação na concentração destes ao longo da seqüência estratigráfica, quando

comparados ao observado na ZMI. Neste caso os termos mais enriquecidos em ETR (gabronorito) da ZMS, apresentam-se menos diferenciados do que o observado no topo da ZMI.

#### 9.6.4.2 - Modelamento da cristalização fracionada nas unidades cíclicas da ZMS

Objetivando estimar o grau de fracionamento magmático que deve ter ocorrido durante a formação das unidades cíclicas da ZMS, optou-se pela investigação do modelo de **cristalização fracionada simples** (Hanson,1980, Allègre & Minster,1978, Cox *et. al.*1979), considerando que a fração cristalizada de cada unidade cíclica se comportou como um sistema fechado.

Para testar este modelo foi escolhido um elemento muito incompatível (Cério-Ce), que frequentemente descreve com relativa precisão a evolução do fracionamento do magma. Neste caso foi testada a evolução magmática na ZMS-1 e ZMS-4, com as amostras dispostas em diferentes posições estratigráficas. Na ZMS-1 a amostra da base corresponde a um websterito (L6000N-4230E), enquanto a amostra no topo da unidade (L6000N-3250E) é representada por gabronorito, disposto a cerca de 1000 metros acima. Na ZMS-4 as amostras situam-se na base ou próximo a esta, correspondendo a olivina-websterito (TRL-355B) e gabronorito (L2000N-00).

No modelo de cristalização fracionada, considera-se que os elementos incompatíveis possam apresentar um aumento no líquido residual, descrito segundo a equação:

$$C_i/C_0 = F^{(D-1)} \quad (\text{equação "A"})$$

Nesta situação considerou-se que a concentração do elemento *i* no líquido inicial de cada unidade cíclica, corresponderia à aquela obtido na base da unidade (piroxenitos), a partir da qual se originaram os termos mais fracionados. Admitiu-se também que o coeficiente de partição (D) utilizado na equação "A" manteve-se constante, correspondendo a uma média ponderada dos *K<sub>d</sub>*s entre piroxenito e gabronorito (admitindo-se diferentes espessuras dos litotipos na coluna estratigráfica de cada unidade cíclica modelada).

Os outros parâmetros (% peso das fases minerais, *K<sub>d</sub>* <sub>Ce</sub>, *C<sub>i</sub>*) utilizados durante a aplicação deste modelo, constam na tabela 9.1. Nas figuras 9.13 A/B são apresentados os resultados nas duas unidades cíclicas da ZMS.

Na ZMS-1 observa-se que a concentração de Cério (Ce) no topo da unidade , apresenta um grau de fracionamento (F) da ordem de 50% em relação a sua concentração no líquido inicial (*C<sub>0</sub>*) (fig. 9.13 A). Na ZMS-4 a concentração de Cério (Ce) no líquido responsável pela cristalização dos gabronoritos, dispostos imediatamente acima dos piroxenitos, possui a um grau de fracionamento

(F) de cerca de 15% em relação ao líquido que deu origem ZMS-4 (fig.9.13 B). A correspondência do posicionamento estratigráfico das amostras, com o grau de fracionamento (F) estimados no líquido que deu origem a estas unidades , sugere uma coerência na aplicação deste modelo.

Desta forma, considera-se que o topo da ZMS-1 possa corresponder a um estágio máximo de fracionamento de cerca de 50% do líquido que lhe deu origem. Este fato parece também encontrar subsídios na ausência de minerais cúmulus (ortopiroxênio e clinopiroxênio) extremamente fracionados, ao contrário do que ocorre no Complexo de Bushveld e na Intrusão de Skaergaard.

Neste caso, em algumas unidades cíclicas da ZMS pode estar somente representada a porção inferior (< 50%) de sua coluna de magma inicial. A ausência dos termos mais fracionados, sugere que parte do líquido possa ter sido retirado da câmara, por um sistema vulcânico, ou se concentrou no topo da câmara, a qual não se encontra exposta na área de estudo.

Entretanto, deve-se ressaltar que devido ao pequeno número de amostras utilizadas neste modelamento, os resultados obtidos apresentam-se apenas especulativos, sendo necessária a análise de um maior número de intervalos estratigráficos e a verificação de outros modelos de fracionamento, a fim de se melhor aproximar no entendimento da evolução magmática destas unidades cíclicas.

	<b>ZMI - SB</b>	<b>ZMI-M2</b>	<b>ZMS-P1</b>	<b>ZMS-M1</b>	<b>ZMS-P4</b>	<b>ZMS-M4</b>							
	<b>L6000N-7850E</b>	<b>L6000N-5450E</b>	<b>L6000N-4230E</b>	<b>L6000N-3250E</b>	<b>TLR-355B</b>	<b>L2000-00</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>	<b>Kd</b>
	<b>% vol</b>	<b>% vol</b>	<b>% vol</b>	<b>% vol</b>	<b>% vol</b>	<b>% vol</b>	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Yb</b>	<b>Lu</b>
Plagioclásio	25	50	0	60	0	60	0,19	0,11	0,09	0,07	0,44	0,03	0,03
Ortopiroxênio	18	30	50	19,7	65	25	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,34	0,42
Clinopiroxênio	30	19	50	20	20	15	0,1	0,15	0,31	0,5	0,51	0,62	0,56
Apatita	0	1	0	0,3	0	0	2,6	3	4	5,5	5	2,6	2,5
Olivina	9	0	0	0	15	0	0,01	0,009	0,009	0,009	0,008	0,03	0,04

Tabela 9.1 - Parâmetros utilizados no cálculo da concentração de elementos terras raras (ETR) do líquido magmático na Zona Máfica Inferior e unidades cíclicas da ZMS.

Coefficientes de partição (Kd): para plag.; opx, cpx, oliv. (Yb, Lu) baseado em Arth (1976); Irving (1978), Fugimaki *et. al* (1984). Valores para apatita de Watson & Green (1981) (In: Ferreira Filho, 1995). Valores para olivina (Ce, Nd, Sm, Eu) de Henderson (1984) e olivina (La) de Treuil *et. al.* (1977).

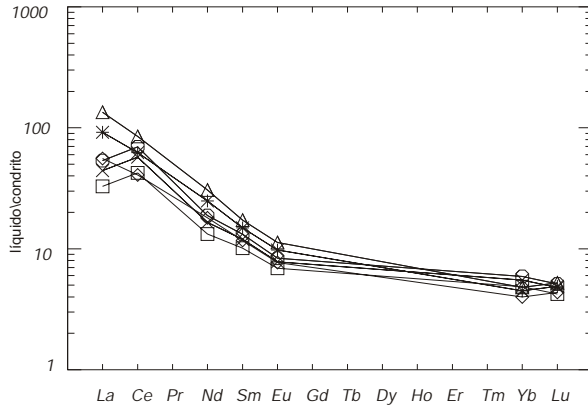
**A**

TLR-355B - (*olivina-websterito* - ZMS-P4)

- △ 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- ◇ 10 % líquido aprisionado

L6000N-7850E - (*olivina-melagabronorito* - ZMI-SB)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado



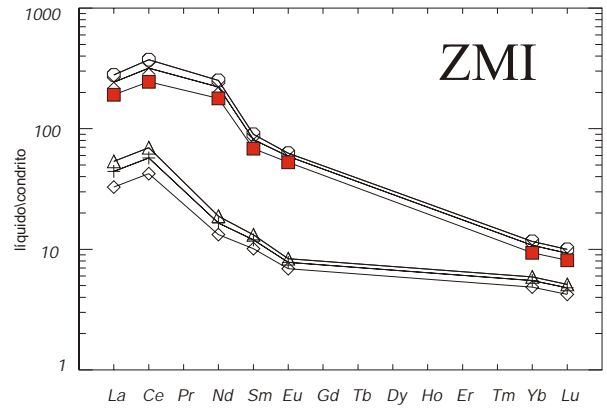
**B**

L6000N-5450E (*gabronorito* - ZMI-M2)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado

L6000N-7850E (*olivina-melagabronorito* - ZMI-SB)

- △ 2,5 % líquido aprisionado
- + 5 % líquido aprisionado
- ◇ 10 % líquido aprisionado



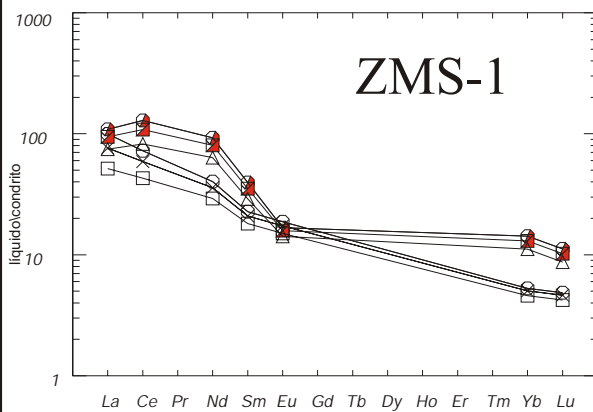
**C**

L6000N-3250E (*gabronorito* - ZMS-M1)

- 2,5 % líquido aprisionado
- 5 % líquido aprisionado
- △ 10 % líquido aprisionado

L6000N-4230E (*websterito* - ZMS-P1)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- 10 % líquido aprisionado



**D**

L2000-00 (*gabronorito* - ZMS-M4)

- ◇ 2,5 % líquido aprisionado
- + 5 % líquido aprisionado
- ◆ 10 % líquido aprisionado

TLR-355B (*olivina-websterito* - ZMS-P4)

- 2,5 % líquido aprisionado
- × 5 % líquido aprisionado
- ▼ 10 % líquido aprisionado

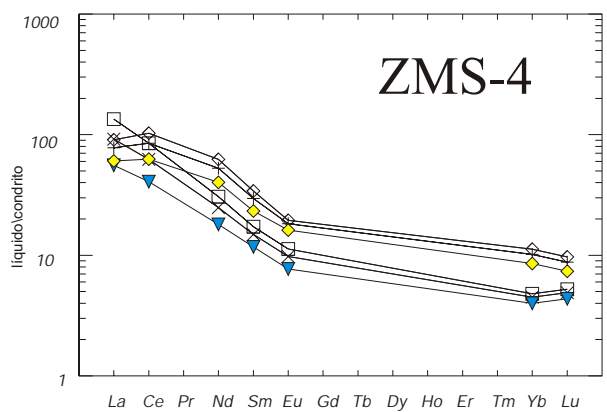


Figura 9.12- Concentração dos Elementos Terras Raras (ETR) no líquido magmático da Zona Máfica Inferior (ZMI) e das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior (ZMS), para diferentes porcentagens de líquido aprisionado (2,5%; 5%, 10%) - normalizados ao condrito (Masuda/1,2). A) comparação entre as concentrações de ETR nos líquidos da base da Zona Máfica Inferior e na base da unidade cíclica ZMS-4. B) variação da concentração de ETR nos líquidos da base e do topo da Zona Máfica Inferior. C) variação da concentração de ETR nos líquidos da base (*websterito*-ZMS-P1) e do topo (*gabronorito* - ZMS-M1) da unidade cíclica ZMS-1. D) variação da concentração de ETR nos líquidos da base (*olivina-websterito* - ZMS-P4) e (*gabronorito* - ZMS-M4) da unidade cíclica ZMS-4.

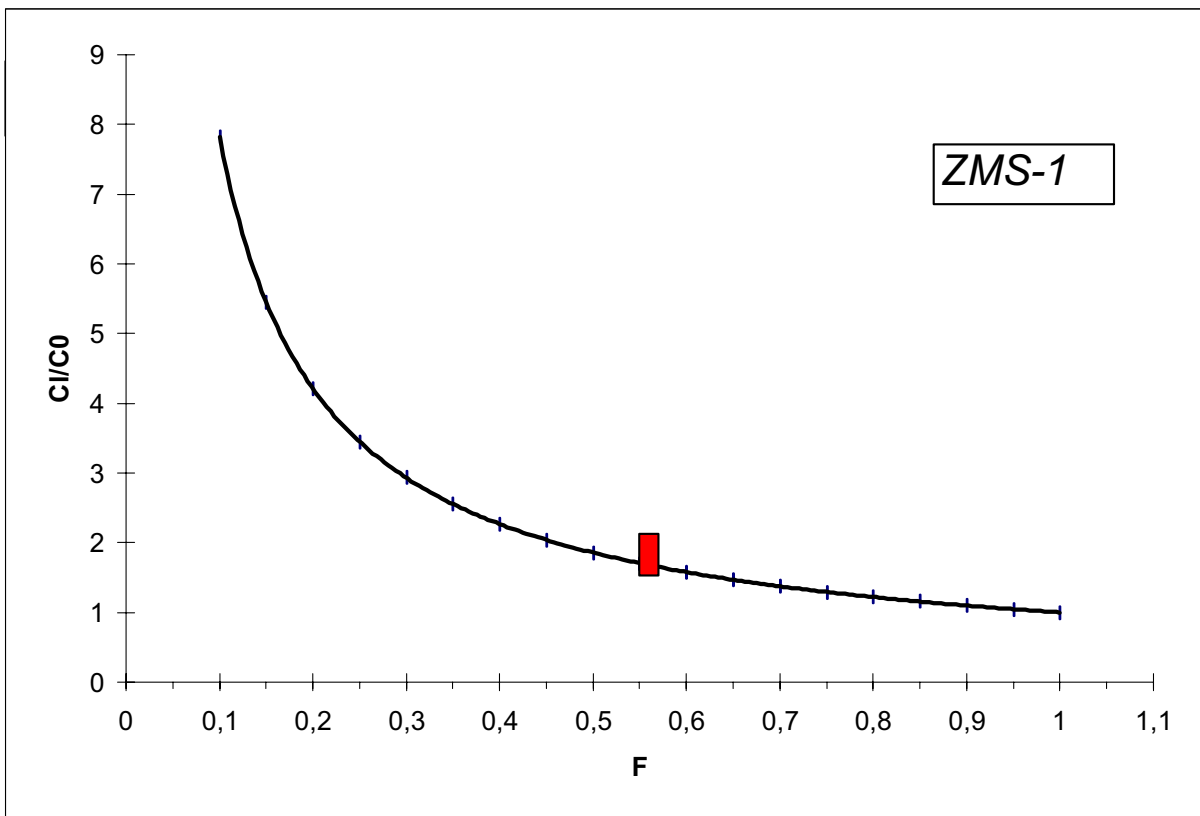
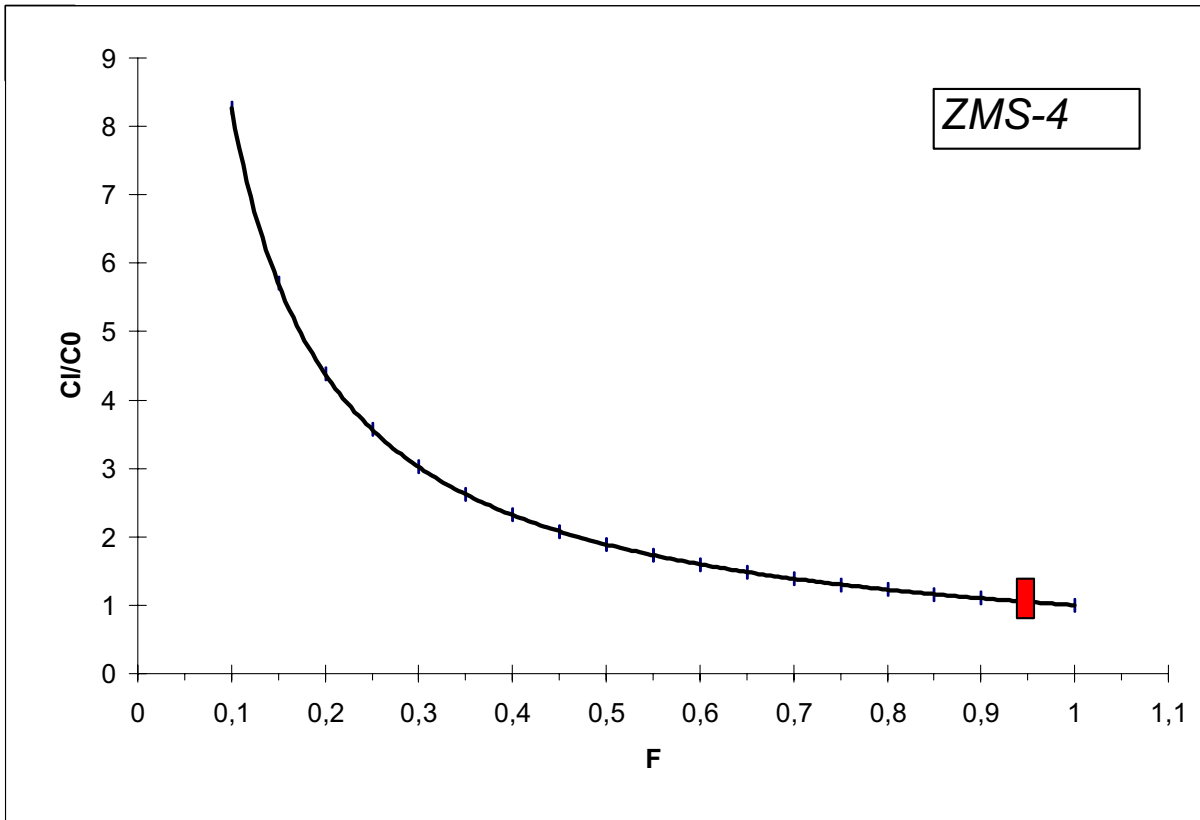


Figura 9.13 - Estimativa do grau de fracionamento (F) do Cério (Ce) no líquido magmático das unidades cíclicas da Zona Máfica Superior. **A)** amostra L2000N-00 da Subzona ZMS-4 **B)** amostra L6000N-3250E da Subzona ZMS-1.

C<sub>0</sub>: concentração do elemento i no líquido inicial,  
 C<sub>i</sub>: concentração do elemento i no líquido fracionado.

## 9.6.5 - MODELO DE FORMAÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES DO COMPLEXO DE CANA BRAVA

Considerando os vários aspectos abordados neste capítulo, o desenvolvimento do Complexo de Cana Brava pode ser representado como mostra a figura 9.14. Em um primeiro estágio, admite-se que ocorreu a formação da ZMI (fig. 9.14 A), onde na base devem ter predominado cumulos com olivina (olivina-melagabronoritos), que deram passagem a cumulos máficos formados predominantemente por  $opx+pl+cpx$ . Ocasionalmente pode ter ocorrido a entrada de novos pulsos de magmas formando discretas camadas de piroxenito e novas seqüências de gabronorito. Em direção ao topo desta zona ocorreu uma intensa diferenciação magmática, representada por significativa variação crística dos piroxênios, abundante presença de apatita e enriquecimento em ETR; constituindo-se portanto em um **Grupo de Borda**. Não foi verificada a presença de rochas de margem de resfriamento (*chilled margin*).

A formação da Zona Ultramáfica ocorreu após ao desenvolvimento da ZMI, a partir da entrada de magmas mais primitivos, na forma de sucessivos pulsos, que deram origem às seqüências, predominantemente formadas por peridotito-piroxenito (fig.9.14 B).

Subsequente ao desenvolvimento dos cumulos ultramáficos, a câmara magmática sofreu o aporte de vários pulsos de magmas provavelmente mais diferenciados, dando origem às unidades cíclicas da ZMS (piroxenito-gabronorito) (fig.9.14 C). Estas unidades encontram-se parcialmente representadas, onde algumas destas podem corresponder provavelmente a frações inferiores a 50% do líquido inicial.

Desta forma o desenvolvimento da ZU e ZMS se deu em sistema aberto, pelas múltiplas injeções de magma, após as quais a câmara deve ter alcançado um estágio maduro.

Os últimos eventos magmáticos associados ao Complexo de Cana Brava podem estar representados pelas Intrusões Noríticas, que se estabeleceram no topo do complexo, englobando fragmentos deste (fig.9.14 D).

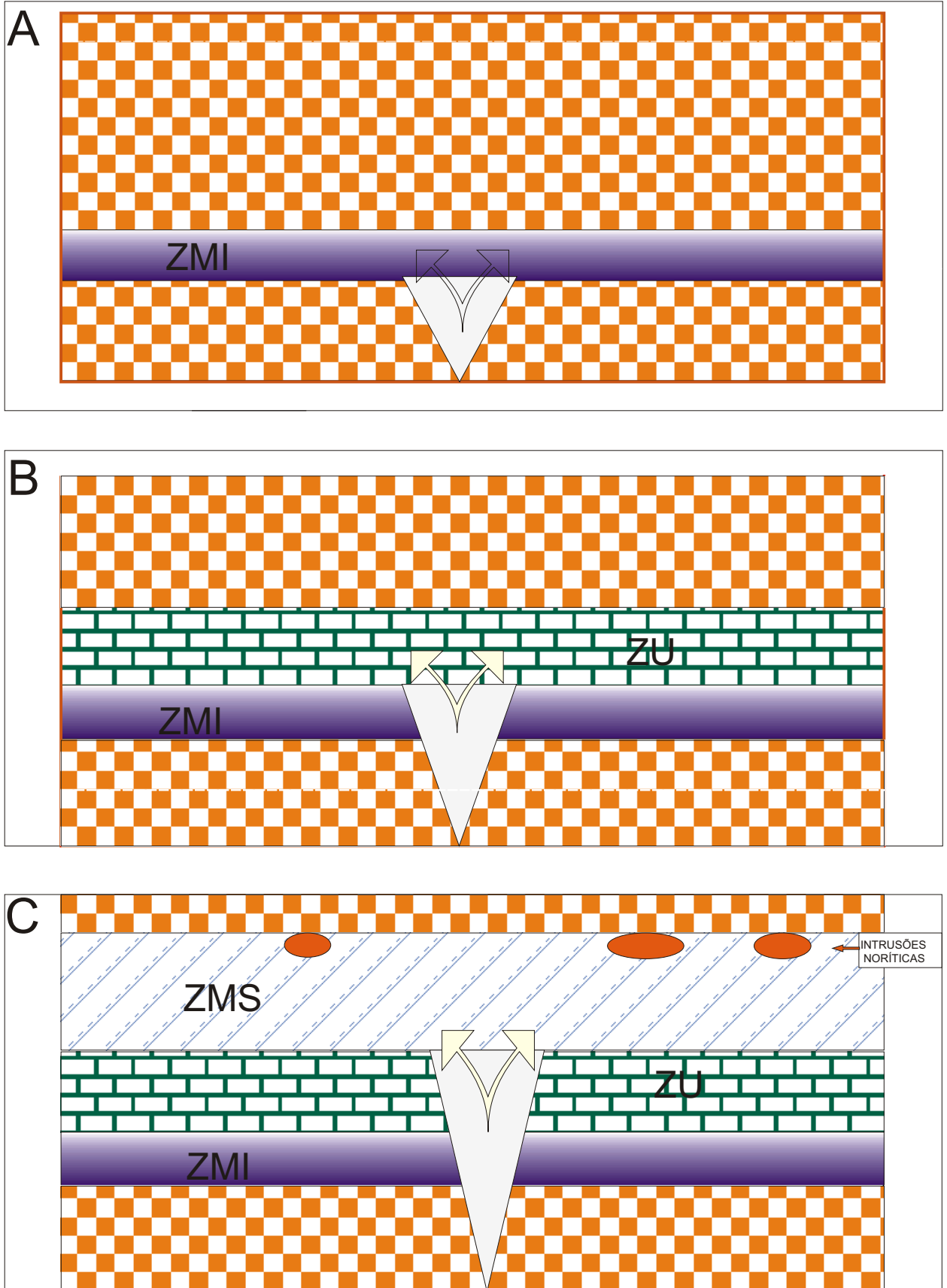


Figura 9.14 - Modelo de formação das principais unidades do Complexo de Cana Brava. A) Entrada de pulso de magma em uma câmara magmática juvenil com a formação dos primeiros cumulos - Zona Máfica Inferior (ZMI) B) Formação dos cumulos da Zona Ultramáfica (ZU) (opx + cpx + ol + cr-sp) pela entrada de repetidos pulsos de magma, formando unidades cíclicas. C) Formação da Zona Máfica Superior (ZMS) a partir da entrada de vários pulsos de magma, formando unidades cíclicas. O último estágio é representado pela entrada de pequenas Intrusões Noríticas.



# *FORMAÇÃO DAS UNIDADES CÍCLICAS E MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NO COMPLEXO DE CANA BRAVA*

---

### *10.1 - FORMAÇÃO DE UNIDADES RÍTMICAS EM COMPLEXOS ACAMADADOS*

O mecanismo de separação de cristais de um líquido magmático e formação de acamamento ígneo tem sido motivo de diversas propostas, desde o começo do século, destacando-se os seguintes modelos:

- a) Assentamento gravitacional;
- b) Acumulação por correntes de densidade;
- c) Cristalização *in situ*;
- d) Entrada de novos pulsos , mistura de magmas e convecção por dupla-difusão.

### ***Assentamento gravitacional***

A variação composicional de um magma em uma câmara magmática foi atribuída por Wager & Brown (1968) a um processo de cristalização fracionada, tendo sido utilizado para explicar o acamamento ígneo na Intrusão de Skaergaard. Estes atribuíram a um mecanismo de separação gravitacional a formação de acamamento ígneo e texturas cúmulus. Neste modelo foi sugerido a cristalização a partir do teto da câmara magmática, onde a transferência de calor se tornaria mais efetiva, com a formação de cristais e posterior transporte para a base da câmara por correntes de convecção. Devido à maior densidade dos cristais estes poderiam se precipitar para o fundo da câmara, sendo separados hidraulicamente em função de seu tamanho e densidade. Alternativamente, caso os cristais apresentassem menores densidades do que o líquido, estes poderiam flutuar, concentrando-se no topo da câmara.

Neste caso o líquido deveria apresentar um comportamento newtoniano, sendo possível a aplicação da *lei de Stokes*:

$$v = 2gr^2 \Delta\phi/9n \quad \text{onde,}$$

v = velocidade de queda da partícula

g = aceleração da gravidade

r = raio da partícula esférica

$\Delta\phi$  = diferença de densidade da partícula e o líquido

n = viscosidade

Entretanto, a aplicação deste modelo foi questionada por McBirney & Noyes (1979) que ressaltaram o aumento da tensão de cedência nos líquidos submetidos à diferenciação, aumentando a resistência do líquido ao assentamento gravitacional dos cristais. Campbell (1978), McBirney & Noyes (1979) e Irvine (1980) argumentaram que em uma câmara magmática as correntes de convecção seriam suficientes para manter os cristais em suspensão e portanto o simples assentamento gravitacional não seria o mecanismo ideal para explicar a formação de acamamento ígneo como proposto por Wager & Brown (1968).

### ***Correntes de densidade***

Irvine (1980) sugeriu a deposição de cristais por correntes de densidade produzindo acamamento ígneo, principalmente controlada pelas diferenças no tamanho dos cristais. A partir da observação, na Intrusão Ultramáfica de Duke Island, da ocorrência de inúmeras camadas contendo fragmentos de piroxenitos, organizados segundo as suas dimensões, consideraram que esta seleção poderia ser devida a correntes de densidade.

As correntes de densidade poderiam se formar a partir da cristalização parcial de camadas mais densas que o líquido do teto da câmara, produzindo uma instabilidade gravitacional que as faria dirigir-se para a base desta, com uma velocidade superior à taxa de assentamento dos cristais (com um regime similar ao movimentos turbidítico em bacias sedimentares), espalhando-se rapidamente no assoalho da câmara magmática.

### ***Cristalização in situ***

McBirney & Noyes (1979) sugeriram, para a formação de acamamento rítmico em pequena escala, o mecanismo de *cristalização in situ*, o qual se desenvolveria especialmente nas bordas e no assoalho das câmaras magmáticas. Neste mecanismo a formação dos microbandamentos poderia se dar devido à atuação de dois processos: a) nucleação-difusão e b) convecção por dupla-difusão. A atuação destes mecanismos poderia levar a uma estratificação química do líquido, permitindo a cristalização de delgadas camadas rítmicas em função de uma depleção alternada de elementos químicos.

### ***Entrada de novos pulsos de magma, mistura e convecção por dupla-difusão***

As unidades cíclicas presentes em intrusões acamadadas tem sido atribuídas às sucessivas entradas de pulsos de magma primitivo na câmara magmática, como foi observado nas intrusões de Jimberlana (Campbell, 1977), Muskox (Irvine, 1980) e Rhum (Palaczy, 1985). Nestas intrusões a base de cada unidade cíclica corresponde ao nível de entrada de cada novo pulso, a partir do qual se desenvolveu toda a seqüência de cumulos, condicionada pela ordem de cristalização fracionada. Desta forma as câmaras magmáticas de expressiva dimensão, poderiam ser consideradas como produto da entrada de sucessivos e pequenos pulsos de magma ( Turner & Campbell, 1986).

Chen & Turner (1980), Huppert & Sparks (1980) e Huppert & Turner (1981) investigaram experimentalmente em soluções aquosas salinas a importância da dinâmica dos fluidos no entendimento da formação de unidades cíclicas em câmaras magmáticas. Consideraram a cristalização em um regime de **convecção por dupla-difusão**, como o principal mecanismo de formação de acamamento magmático. Turner & Campbell (1986) definiram os magmas como um sistema multicomponente representado principalmente por suas condições de temperatura, composição, viscosidade e densidade.

Em uma câmara magmática a transferência de matéria e calor pode ocorrer devido à presença de gradientes termal e composicional no interior desta ou em relação às rochas encaixantes, apresentando-se na forma de regime de **convecção** ou de **condução**.

O regime convectivo nos magmas pode ser representado por dois componentes, expressos pelo *Número de Rayleigh Termal* (Ra) e *Número de Rayleigh Composicional* (Rs). A efetividade deste processo será resultante da soma destes dois parâmetros, onde o Ra foi definido genericamente como (Cox *et. al.*, 1979):

$$Ra = L^4 \alpha_t g B / \nu k \quad \text{onde,}$$

L = tamanho da camada

$\alpha_t$  = coeficiente de expansão termal

g = aceleração gravitacional

B = gradiente vertical de temperatura

$\nu = \eta / \rho$      $\eta$  = viscosidade ;  $\rho$  = densidade

K = difusibilidade térmica

Elder (1976, in: Cox *et. al.*, 1976) considerou que somente a partir de  $Ra > 10^3$  é que a transferência de calor poderia ser efetivada por uma sistema convectivo, caso contrário este passaria para um regime de condução. Turner & Campbell (1986) observaram que nas câmaras magmáticas poderiam se estabelecer correntes de convecção, devido à forte perda de calor para as rochas encaixantes e neste caso apresentando  $Ra > 10^6$ .

O tipo de fluxo que pode atuar nas câmaras magmáticas corresponde ao : a) **fluxo laminar** e/ou b) **fluxo turbulento**, os quais são indicados pelo *Números de Reynolds* (Re) (Turner & Campbell, 1986):

$$Re = Wd/\nu \quad \text{onde,}$$

W = velocidade do fluido na fonte

d = largura ou diâmetro da fonte

$\nu = \eta / \rho$      $\eta$  = viscosidade ;  $\rho$  = densidade

O movimento turbulento ocorrerá quando  $Re > 200$ , enquanto para valores de Re inferiores a 100 se estabelecerá um fluxo laminar.

Cox *et. al.* (1979) obtiveram valores de  $Re$  superiores a  $10^3$ , para uma câmara magmática com formato de um funil, preenchida por magma basáltico. Consideraram a possibilidade de ocorrer condições similares (regime turbulento) em outras câmaras magmáticas.

Valores desta ordem constam nos experimentos de Campbell & Turner (1986) que investigaram a influência da viscosidade na mistura de soluções salinas, onde observaram a formação de fluxo turbulento. Consideraram ainda que este regime de fluxo provavelmente ocorre nas câmaras magmáticas e pode ser responsável por uma eficaz homogeneização de misturas de magmas basálticos.

Este fato foi sugerido por Turner & Campbell (1986), considerando que a convecção em uma câmara com  $Ra > 10^6$ , poderia iniciar-se em um regime turbulento, devido ao elevado gradiente termal, tornando-se com o passar do tempo, menos vigoroso e atingindo até mesmo um regime laminar. Ainda sugeriram que as câmaras magmáticas poderiam ser preenchidas através de pequenas chaminés ou fissuras, localizadas em sua base, onde o modo de entrada do novo pulso de magma pode representar um importante fator na formação do acamamento ígneo. Consideraram que o processo convectivo pode se estabelecer na câmara magmática pela injeção de novos pulsos de magma, a partir de fontes pontuais ou contínuas.

O processo de injeção de um pulso de magma a partir de um pequena fonte pode ocorrer na forma de um **jato**, uma **pluma** ou uma *fountain*, produzindo a mistura deste com um grande volume de magma residente.

O jato foi considerado como a entrada forçada de um líquido, a partir de uma fonte pontual ou contínua. Caso presente o  $Re > 100$  o jato é turbulento e mostra uma vigorosa entrada no ambiente, na forma de um cone ou cunha.

A pluma se estabelece por uma fonte isolada de *bouyance*, devido às diferenças na composição e temperatura. Mostra um fluxo laminar, na região de sua formação, tornando-se turbulento nas porções superiores, devido à força de *bouyance*.

A *fountain* se estabelece devido a um denso jato que se projeta em grande velocidade, retornando para porções inferiores da solução residente. Nesta situação o fluxo é extremamente turbulento, provocando uma expressiva mistura no ambiente.

McBirney & Noyes (1979) consideraram um fenômeno denominado de **convecção por dupla difusão** como um importante fator na formação de acamamento ígneo. Nesta situação os líquidos magmáticos poderiam se estratificar por densidade, à semelhança do que foi observado experimentalmente em soluções aquosas salinas por Chen & Turner (1980) e Huppert & Sparks (1980) (fig. 10.1 A).

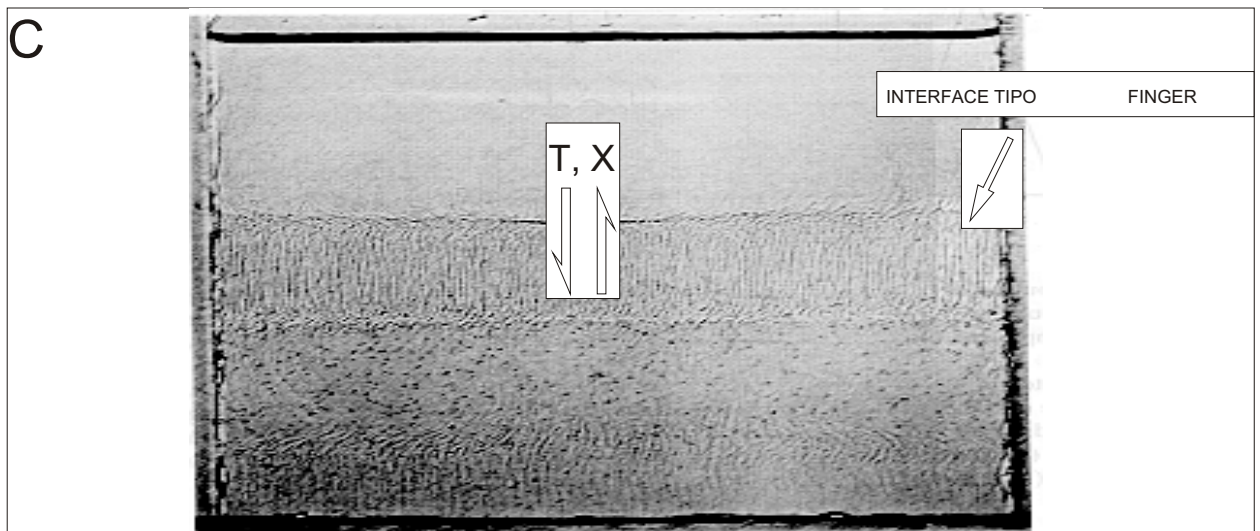
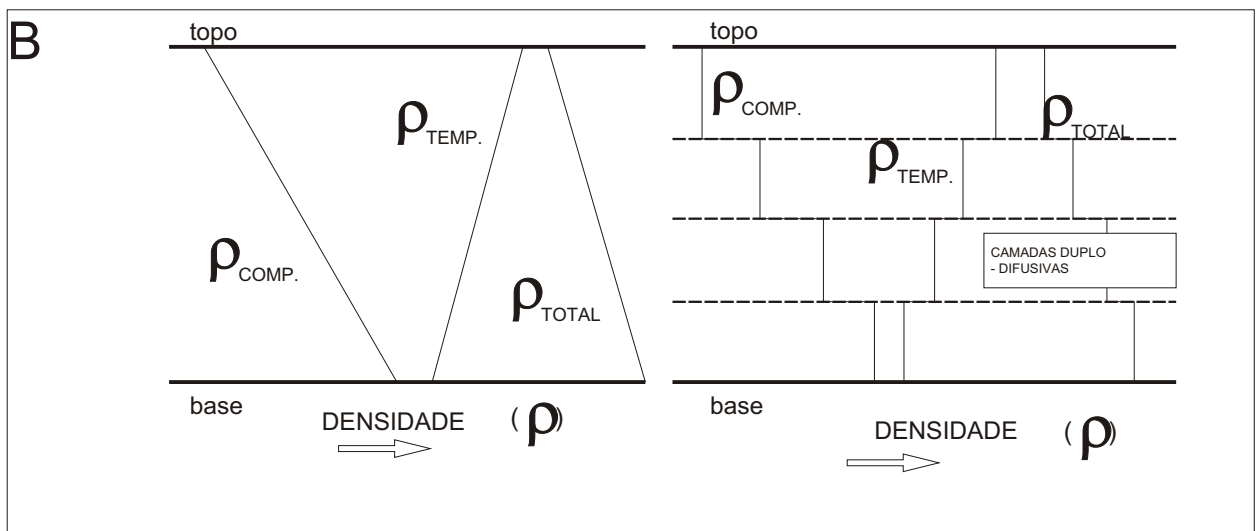


Figura 10.1 - A) Sistema de convecção por dupla difusão em soluções aquosas salinas (modificado de Chen & Turner, 1980) B) Mecanismos de estratificação por densidade no sistema de convecção por dupla difusão, em soluções salinas aquosas (adaptado de Campbell & Turner, 1984). C) Interfaces do Tipo Finger em soluções salinas aquosas ( adaptado de Turner & Campbell, 1986)

O termo convecção por dupla difusão decorre da simultânea transferência de calor e matéria nas interfaces de líquidos com diferentes temperaturas e composições. Irvine (1980) considerou que o líquido sob este regime poderia se tornar estratificado gravitacionalmente, subdividindo-se em inúmeras células convectivas de pequenas dimensões. Nesta situação ocorre uma gradativa diminuição da densidade em direção às camadas superiores, que se separam por delgadas interfaces, onde ocorrem trocas de calor e matéria.

Turner & Campbell (1986) mostraram que a estratificação por densidade nas soluções se deve principalmente à baixa difusão dos componentes químicos, preservando as camadas como unidades de densidades estáveis (fig.10.1 B).

A mais rápida transferência de calor para a camada superior, provoca o aumento do gradiente de temperatura, incrementando os movimentos convectivos nesta camada, e neste caso o calor seria transmitido de forma mais efetiva do que os componentes químicos. Estas interfaces podem ocorrer de duas formas: a) **Tipo difusivo** e b) **Tipo *finger***.

A interface difusiva se estabelece quando um líquido mais quente e denso é sobreposto por uma solução mais fria e menos densa. Nesta situação a transferência de calor da camada inferior para a superior se torna mais efetiva do que a troca de massa, aumentando o contraste de densidade entre as camadas (fig.10.1 A). Continuando este processo as trocas de massa tornam-se mais difíceis devido à transferência de calor ser mais rápida, aumentando desta forma o contraste de densidade.

A interface tipo *finger* ocorre quando uma solução mais quente e densa encontra-se sobre uma solução mais fria e menos densa. Neste caso longas e delgadas células convectivas podem se formar, aumentando em espessura com o passar do tempo (fig.10.1 C). Assim a difusão térmica ou composicional tende a inverter as densidades das camadas adjacentes.

As características físicas (temperatura, viscosidade e composição) e o modo de injeção de um novo líquido em um recipiente contendo uma solução, poderão influenciar sobremaneira a efetividade da mistura.

Chen & Turner (1980) e Huppert & Sparks (1980) iniciaram investigações experimentais sistemáticas da dinâmica dos fluidos, através da sobreposição de soluções salinas de  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{CO}_3$ , ressaltando a importância dos processos de convecção por dupla difusão nos sistemas magmáticos. Observaram que a lenta entrada de um fluido mais quente e denso em um recipiente contendo uma solução mais fria e menos densa, poderia definir uma baixa taxa de mistura entre estes dois. O novo pulso poderia se estender pelo assoalho do recipiente, dividindo-o em duas unidades, com um fluido mais frio e menos denso no topo.

Huppert & Turner (1981) observaram uma grande transferência de calor nas interfaces de soluções de  $\text{KNO}_3$ , disposta na base, e  $\text{K}_2\text{CO}_3$  (ou  $\text{NaNO}_3$ ) no topo. Devido ao resfriamento e

cristalização na base da solução de  $\text{KNO}_3$ , esta apresentou uma crescente diminuição da densidade em direção ao contato com a solução de  $\text{K}_2\text{CO}_3$ . No momento que as densidades das soluções se igualaram ocorreu uma quebra da interface e a mistura dos líquidos. Observaram também que nenhuma cristalização se realizou quando os líquidos foram misturados abruptamente.

Huppert *et. al.* (1982) investigaram o comportamento da entrada de novos influxos sob diferentes velocidades em um líquido residente, composicionalmente zonado. Em um primeiro caso admitiram a entrada de um pulso quente em alta velocidade, abaixo de um líquido mais frio e com composições diferentes. Neste caso formou-se uma série de camadas no novo pulso, que após a cristalização em suas porções inferiores, evidenciou a mistura de suas camadas superiores com o líquido residente.

No segundo caso admitiram um lento influxo de magma mais quente e denso abaixo de um líquido residente menos denso e mais frio e composicionalmente homogêneo. Neste caso ocorreu uma grande cristalização e resfriamento do novo pulso, onde somente as frações menos densas puderam se misturar com o líquido residente.

No terceiro caso admitiram uma variável do mecanismo anterior, onde um lento influxo de líquido se deu na base de uma câmara estratificada composicionalmente. Neste caso o novo fluido apresentou uma intensa cristalização na base do recipiente de onde o líquido residual, menos denso, não pôde se deslocar para porções mais elevadas devido ao gradiente composicional.

Campbell & Turner (1985) consideraram o modelo de injeção por uma *fountain*, onde um líquido mais denso seria injetado sob um regime turbulento em um líquido de similar viscosidade. Nesta situação observaram uma mistura muito efetiva, de tal forma que a camada híbrida que se formou na base teria uma maior espessura do que o líquido residente, sugerindo que as *fountains* poderiam ser um efetivo mecanismo de mistura de magmas.

Campbell & Turner (1986b) estudaram a influência da viscosidade entre o líquido residente e os novos influxos injetados sob a forma de *fountain*. Concluíram analogamente que se um líquido basáltico primitivo fosse injetado sob um regime turbulento em uma câmara com magma basáltico fracionado, os dois poderiam se misturar prontamente. No caso de uma câmara com líquido granítico receber a entrada de um líquido basáltico, poderia ocorrer pouca ou nenhuma mistura.

Turner & Campbell (1986) admitiram como principais fatores na definição dos processos da dinâmica dos fluidos, atuantes nas câmaras magmáticas, as diferenças de temperatura, composição, viscosidade, densidade, formato da câmara magmática e o modo de entrada dos novos pulsos de magma. Consideraram o influxo destes novos pulsos nas câmaras magmáticas sob as seguintes condições:



1) Entrada de um líquido mais denso na porção inferior da câmara sob um regime:

- a) influxo lento;
- b) influxo intermediário;
- c) influxo rápido.

2) Entrada de um líquido menos denso na porção inferior da câmara.

No caso da lenta entrada de um líquido com maior densidade e temperatura, poderia ocorrer o alojamento deste na base da câmara e uma baixa taxa de mistura entre estes, como foi observado experimentalmente por Huppert *et. al.* (1982). Neste caso desenvolveu-se um sistema de convecção por dupla difusão, predominando a transmissão de calor entre as camadas estratificadas.

A entrada de um pulso de maior densidade e temperatura sob um líquido mais frio e menos denso em condições intermediárias de influxo, poderia formar uma camada isolada quimicamente na base da câmara, similar ao observado experimentalmente por Huppert & Sparks (1980) e Huppert & Turner (1981) com soluções salinas aquosas.

Uma rápida entrada de um pulso denso poderia formar fluxo turbulento que permitiria uma eficaz mistura com o líquido residente de semelhante viscosidade. Caso o líquido residente apresentasse uma maior viscosidade, ocorreria uma baixa taxa de mistura entre estes, porém mantendo-se o fluxo turbulento no novo pulso de magma (fig. 10.2 A).

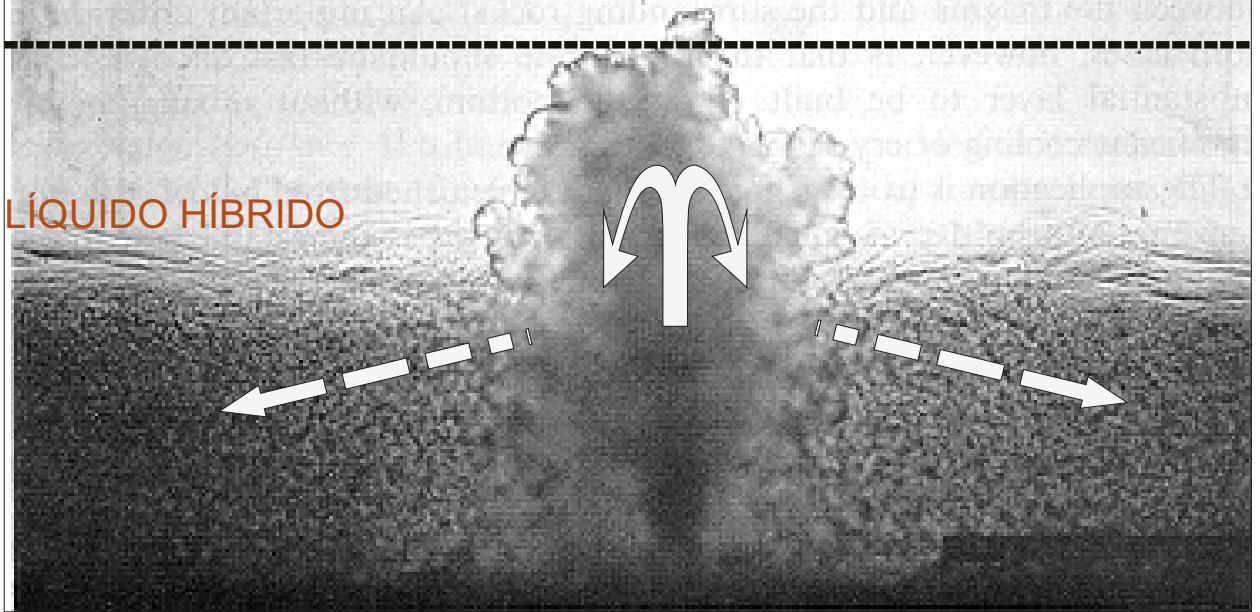
A rápida entrada de um pulso menos denso em uma câmara magmática homogênea e com magma de similar viscosidade, poderia gerar uma pluma turbulenta, que permitiria o deslocamento deste para o topo da câmara e uma eficaz mistura dos líquidos (fig. 10.2 B).

Em uma outra situação, a entrada de um pluma turbulenta em uma câmara estratificada por densidade, produziu o deslocamento desta para as porções superiores da câmara, onde a mistura se tornou eficaz e com a formação de um líquido híbrido, se deslocando posteriormente para um nível de densidade semelhante, no interior da câmara. A localização deste magma híbrido em relação à base da câmara seria controlada pelo gradiente de densidade e fluxo de *bouyancy*. Neste caso poderiam se formar interfaces do tipo difusiva, no topo, e tipo *finger* na base da camada híbrida.

A

LÍQUIDO RESIDENTE

LÍQUIDO HÍBRIDO



B

LÍQUIDO HÍBRIDO

LÍQUIDO RESIDENTE

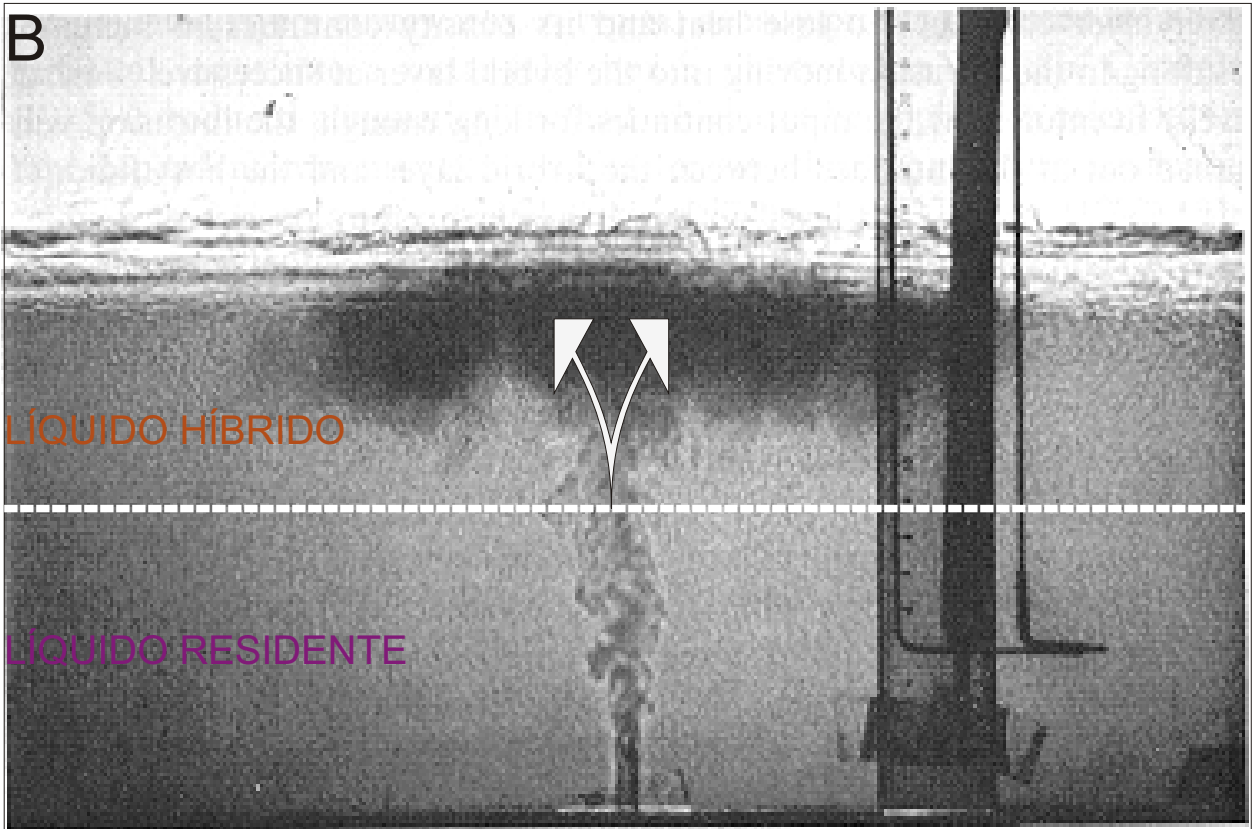


Figura 10.2 - Modelos experimentais de entrada de fluidos na forma de fountains em uma solução aquosa salina (adaptado de Turner & Campbell, 1986). A) Novo líquido mais denso e quente do que o líquido residente B) Novo líquido menos denso e mais quente do que o líquido residente.

## **10.2 - MODELO DE FORMAÇÃO DE UNIDADES CÍCLICAS NA ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA**

A presença de unidades cíclicas no Complexo de Cana Brava está bem representada na ZMS, enquanto na ZU as condições de afloramento não permitiram investigá-las com maior detalhe. As discussões a seguir se limitarão a sugerir possíveis condições de formação destas na ZMS, onde se apresentam definidas pela repetição de um membro piroxenítico na base, seguido de um membro máfico (geralmente de gabronorito) no topo.

Os estágios semelhantes de fracionamento magmático observados nestas unidades indicam a ocorrência de periódicos influxos de magma de composição semelhante, submetidos a similares mecanismos de interação com o magma residente, como sugerido por Campbell & Turner (1986).

Sparks & Huppert (1984) investigaram experimentalmente variações de densidade dos líquidos basálticos ao longo de sua seqüência de cristalização fracionada, representada na figura 10.3A. Observaram uma diminuição da densidade do líquido basáltico após a cristalização de olivina e piroxênios (Ponto A) e formação dos primeiros cumulos.

Com o início da cristalização do plagioclásio o líquido pôde apresentar um enriquecimento em FeO, tornando-se progressivamente mais denso (intervalo A-D). Uma abrupta diminuição da densidade foi obtida no momento da cristalização de óxidos de Fe-Ti ( a partir do ponto D).

Sparks & Huppert (1984) consideraram uma associação cotética do sistema basáltico para formar gabronorito (50% pl, 25% cpx e 25% opx), estimando sua densidade a partir da composição do plagioclásio e ortopiroxênio. Para verificar estas variações no Complexo de Cana Brava foram utilizadas as composições destes minerais em duas posições estratigráficas distintas da ZMI-M2 (L6000N-5750E e L6000N-5450E) que mostraram um pequeno aumento da densidade ( $2,658 \Rightarrow 2,662$ ) em direção ao topo desta unidade (fig. 10.3 B). Este fato é similar ao observado em outras intrusões acamadadas e pôde exemplificar a associação da variação da densidade com a continuidade da diferenciação magmática no Complexo de Cana Brava.

Admitindo-se que a variação de densidade observada na ZMI (fig. 10.3 B) possa ser aplicada às unidades cíclicas da ZMS, a entrada de novos pulsos poderia se dar em estágios semelhantes de fracionamento do líquido residente, representados litologicamente por gabronoritos com índices de diferenciação bem evoluídos, tais como a razão FFM em análises de rocha (0,54 - 0,69) e a molécula de En (62,2 - 51,5) em ortopiroxênio.

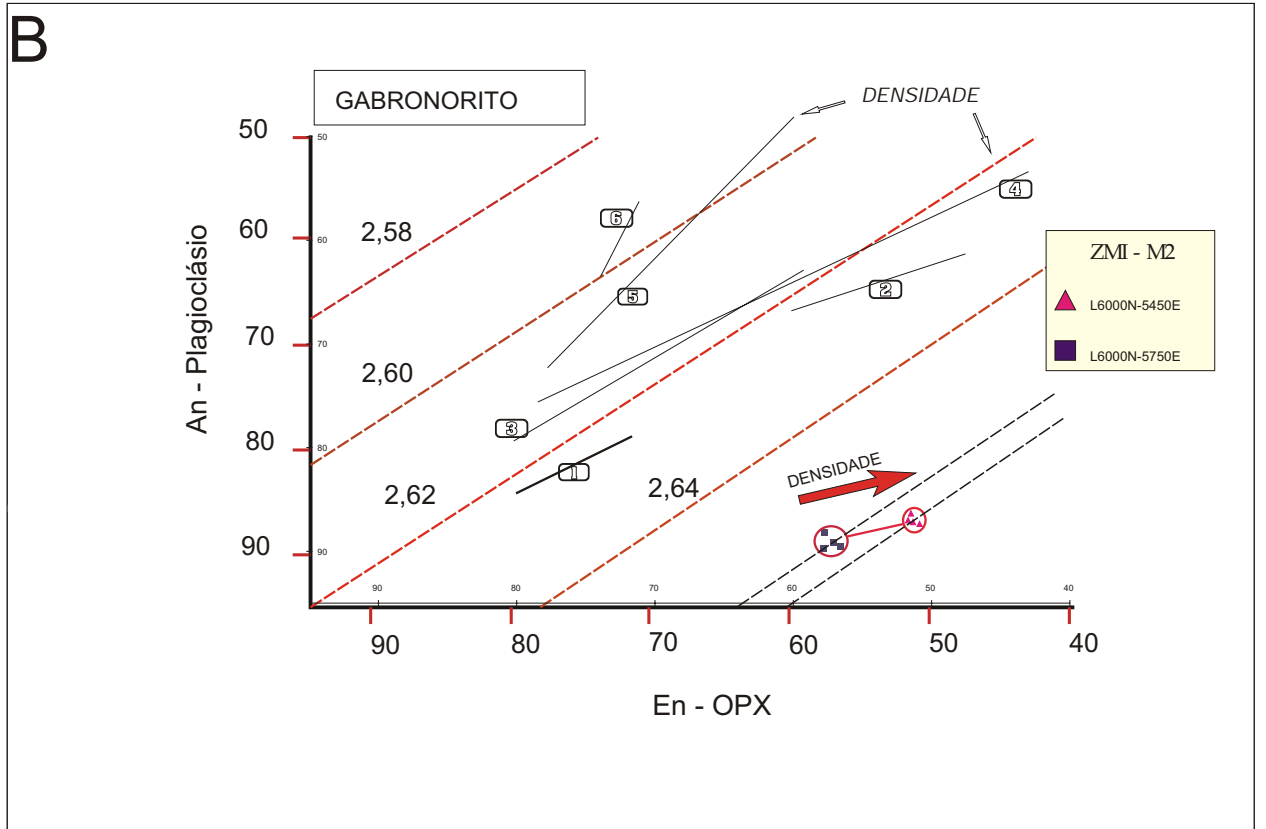
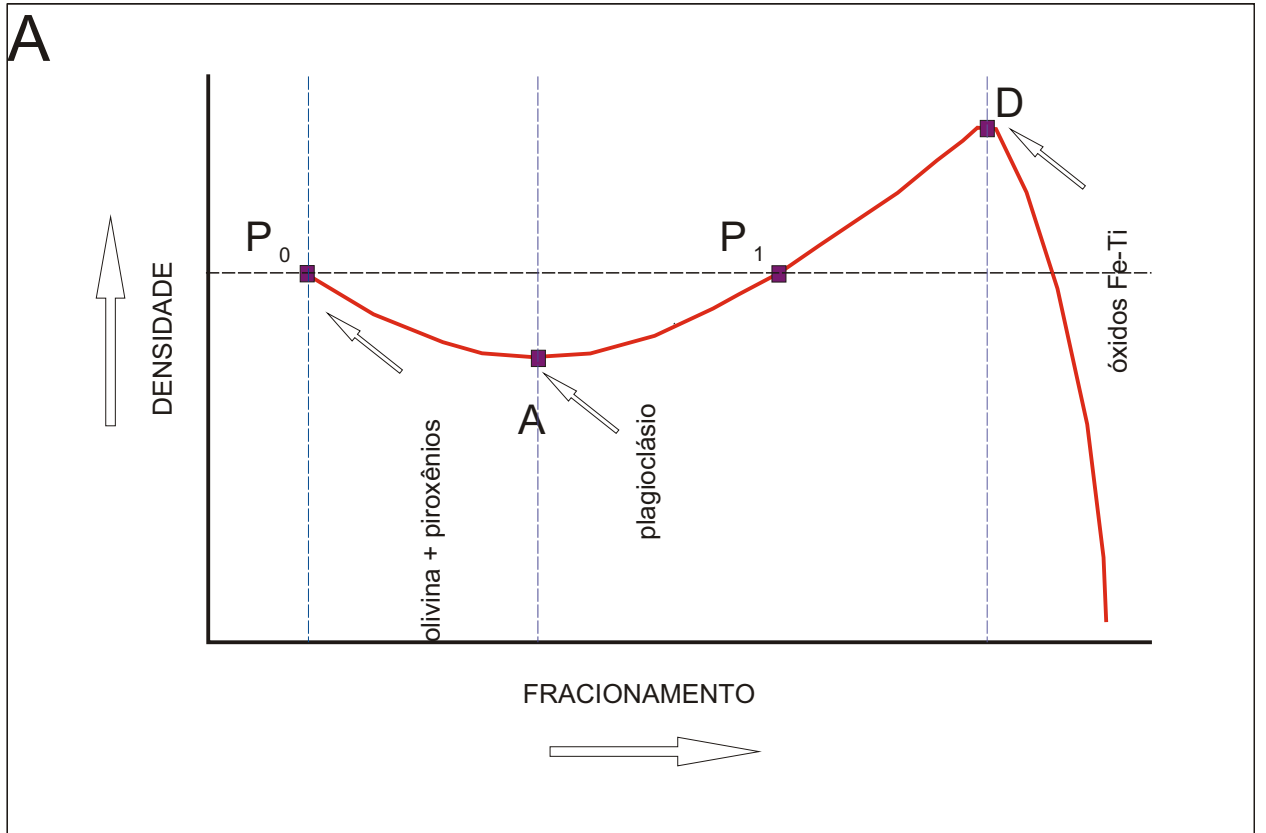


Figura 10.3 - A) Variação da densidade de líquidos basálticos durante o fracionamento magmático (adaptado de Turner & Campbell, 1986; modificado de Sparks & Huppert, 1984). B) Estimativa da variação de densidade nos gabronoritos da ZMI-M2 no Complexo de Cana Brava e comparação com outras intrusões acamadadas (Sparks & Huppert, 1984).

1 - Intrusão de Kapalagulu, 2 - Intrusão de Insch, 3 - Complexo de Stillwater, 4 - Complexo de Bushveld, 5 - Great Dyke, 6 - Intrusão de Kaeruaen

A provável variação de densidade do magma residente na ZMS, a exemplo do observado nos líquidos basálticos (Sparks & Huppert, 1984), se encontraria no intervalo A-D da figura 10.3 A, representando um aumento da densidade em direção aos termos mais diferenciados. Nestas condições os novos pulsos poderiam comportar-se como *fountain* ou plumas turbulentas (Campbell & Turner, 1986), deslocando-se respectivamente para a posição próxima à base ou bem acima da seqüência de cumulos já formados na câmara, produzindo camadas híbridas devido à mistura com o magma residente (fig. 10.4 A).

A entrada do novo pulso de composição inicial “P<sub>0</sub>” poderia se dar sob condições do líquido residente estar menos denso (A-P<sub>1</sub>) ou mais denso (P<sub>1</sub>-D). Na primeira hipótese (intervalo A-P<sub>1</sub>) a entrada do novo pulso se daria como uma *fountain* turbulenta, produzindo uma expressiva mistura dos magmas e formando uma espessa camada híbrida próxima ao topo da seqüência de cumulos já formados. A perda de calor poderia aumentar a sua densidade e neste caso, a transferência de calor produziria um sistema de convecção por dupla difusão no interior da camada híbrida.

Em uma segunda hipótese considera-se que o novo pulso de magma possa ter entrado quando o magma da câmara se apresentava mais denso (P<sub>1</sub>-D). Neste caso o novo pulso poderia se deslocar para as porções superiores da câmara como uma pluma turbulenta.

A estratificação original do magma residente poderia ser mantida, enquanto a perda de calor da camada híbrida produziria nesta, um sistema de convecção por dupla difusão.

A presença de brechas magmáticas nos membros piroxeníticos (fig. 10.4 C) parece indicar o vigor do fluxo turbulento, durante a injeção de novos pulsos de magma, permitindo provavelmente a fragmentação de porções cristalizadas.

Nos dois casos a transferência de calor da base da camada híbrida para o magma situado imediatamente abaixo deve ter promovido a formação de interfaces do tipo *finger* com simultânea transferência de calor e componentes químicos, modificando a composição do líquido residente, como é sugerido pela inversão na composição das fases minerais (plagioclásios e piroxênios) no topo de algumas unidades da ZMS (fig. 10.4 B).

Nestas camadas híbridas poderiam se desenvolver sistemas de convecção por dupla difusão, cristalizando os primeiros cumulos, representados por websterito (opx+cpx) e olivina-websterito (ol+ opx ±cr-sp) na base das camadas híbridas, bem como a posterior diferenciação do líquido, marcada pelas variações crípticas de piroxênios e plagioclásio.

A fase final na evolução destas unidades cíclicas parece estar impressa nos membros piroxeníticos, que frequentemente apresentam plagioclásio pós-cúmulus. O material pós-cúmulus provavelmente manteve-se líquido, até mesmo após a formação dos cumulos subjacentes a este, permitindo a dissolução de voláteis tardios ascendentes (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, halogênios).

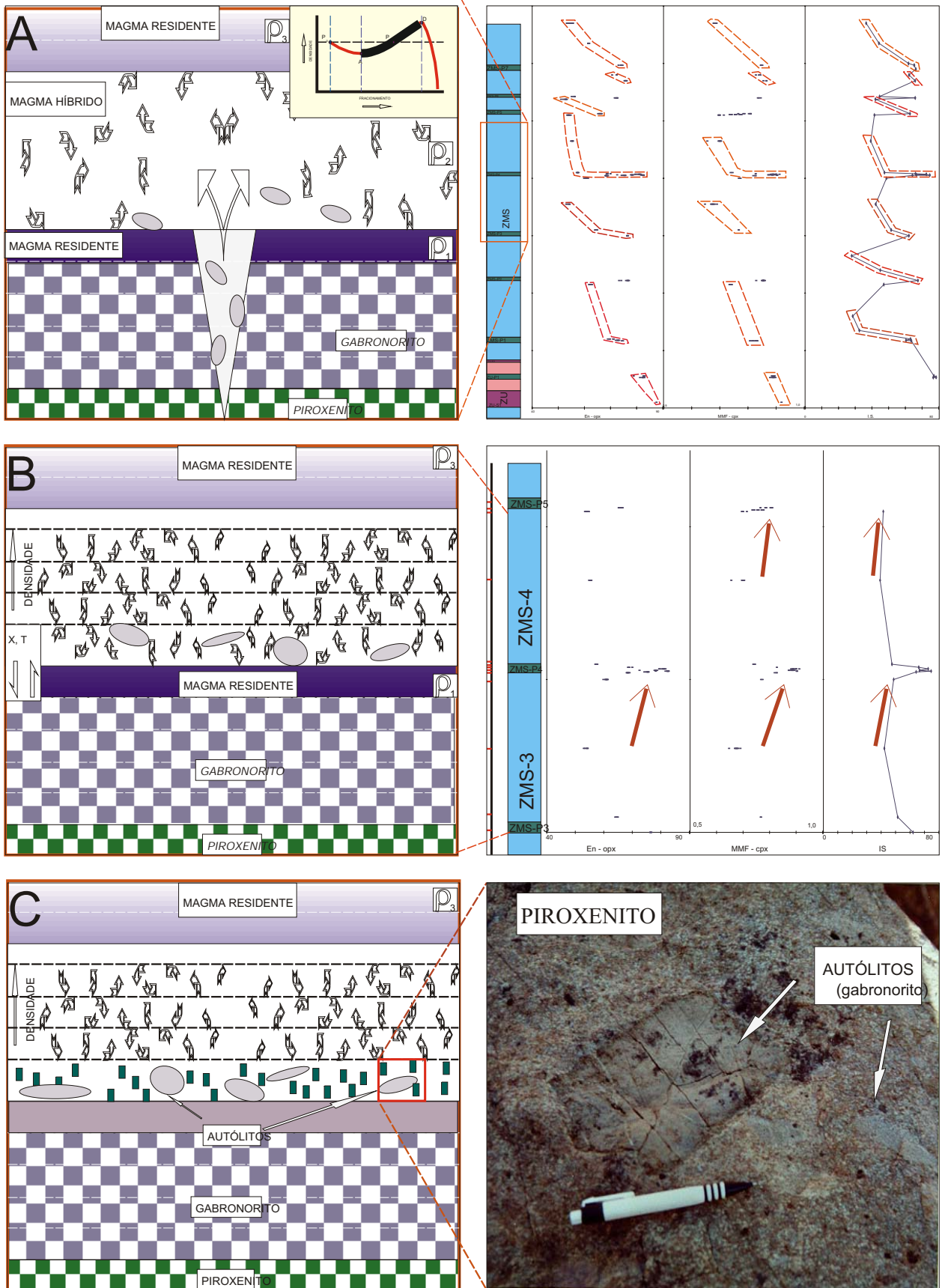


Figura 10.4 - Modelo de formação das unidades cíclicas da ZMS do Complexo de Cana Brava. A) entrada de novos pulsos de magma (transportando fragmentos das unidades inferiores) em uma câmara formada por uma pilha de cumulatos + liq. magmático diferenciado. B) Formação de camadas dupla difusivas, com interfaces tipo finger (base) e difusiva (topo). No topo das unidades máficas (mistura de magmas)- inversão no trend de diferenciação. C) Cristalização dos primeiros cumulatos (piroxenitos), em envolvendo fragmentos das unidades inferiores (autólitos- gabronorito).

A presença de biotita e anfibólio, frequentemente encontrados sobrecrescidos às fases primárias de alguns membros piroxeníticos da ZMS, parece indicar a contribuição dos componentes voláteis na etapa final da evolução magmática do Complexo de Cana Brava. Observações similares foram consideradas por Naldrett (1989) para explicar a presença de grande quantidade de minerais hidratados, a alta concentração de halogenetos e recristalização pegmatóide no *Merensky Reef*.

Portanto, a ZMS provavelmente desenvolveu-se a partir de influxos regulares de magmas de composições semelhantes, sob um regime de plumas ou *fountains* turbulentas em uma câmara magmática diferenciada. As unidades cíclicas formadas representam produtos da mistura destes dois pulsos de magma. Entretanto, outros aspectos tais como a forma da intrusão, volume de magma residente e dos novos pulsos, temperatura e densidade de cada pulso, constituem questões em aberto; a serem ainda investigadas a fim de se ter um preciso entendimento da evolução magmática do Complexo de Cana Brava.

### **10.3 - MECANISMOS DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS RICOS EM ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA (EGP)**

#### **10.3.1 - INTRODUÇÃO**

Naldrett (1993) considerou os depósitos de EGP como derivados de vários mecanismos de segregação de sulfetos em complexos acamadados, classificando-os genericamente em: depósitos *strata-bound* e *não strata-bound*. Os depósitos *strata-bound* foram agrupados em : a) **associações predominantemente com sulfetos** e b) **associações dominadas por cromititos**.

Na associação dominada por sulfetos destacam-se dois tipos: **relacionado a reef** e **não relacionado a reef**. A discussão sobre a ocorrência de EGP no Complexo de Cana Brava considera a segregação de sulfetos sob a ótica dos depósitos **relacionados a reef**.

#### **10.3.2 - SEGREGAÇÃO DE SULFETOS RICOS EM EGP EM COMPLEXO ACAMADADOS**

Naldrett & von Gruenewaldt (1989) estimaram genericamente a solubilidade do enxofre durante o fracionamento do magma responsável pela formação da Zona Inferior do Complexo de Bushveld, onde definiram a diminuição da solubilidade deste, na ordem de até 2 ou mais vezes, para os termos mais fracionados (fig.10.5 A).

Estes autores consideraram que o comportamento do enxofre em outros complexos acamadados poderia ser modelado qualitativamente por uma curva de solubilidade de similar formato obtida para o Complexo de Bushveld.

Neste modelo (fig.10.5 A) consideraram um líquido inicial com composição “A”, não saturado em enxofre, a partir do qual se iniciou a cristalização dos peridotitos. À medida que a cristalização prosseguiu (à direita do gráfico) foi possível a formação de piroxenitos e a saturação em enxofre (ponto B). A partir deste ponto a cristalização do líquido magmático mostrou uma contínua segregação de sulfetos, seguindo a curva de saturação em enxofre, até alcançar os termos mais fracionados, representados por cumulos de plagioclásio + piroxênios.

Considerando que nas intrusões acamadadas a ocorrência de unidades cíclicas é decorrente da entrada de novos pulsos de magma, a mistura destes com o magma residente mais fracionado poderia induzir a precipitação de sulfetos. Assim Naldrett *et. al.* (1990) admitiram duas possibilidades de entrada de um novo pulso de magma:

- a) na presença de um magma residente saturado em enxofre, porém pouco fracionado (campo dos ortopiroxênios - Ponto C);
- b) na presença de um magma residente suficientemente fracionado e posicionado no campo dos gabros ( Ponto D), portanto cristalizando plagioclásio.

No caso do magma residente se encontrar no campo dos gabros (Ponto D), a mistura com o novo pulso de magma (Ponto A) poderia produzir um magma híbrido de composição intermediária (Ponto AD), se posicionando no campo de saturação em enxofre, permitindo a precipitação de sulfetos. Desta forma poderiam se desenvolver os depósitos de EGP **associados ao predomínio de sulfetos**, como no caso do *Merensky Reef* (Complexo de Bushveld) e *J-M Reef* (Complexo de Stillwater).

A concentração de EGP nos líquidos sulfetados mostra-se intensamente controlada pelos coeficientes de partição entre os líquidos sulfetado e silicático, além de sua concentração inicial no líquido silicático. Campbell *et. al.* (1983), Campbell & Turner (1986) e Naldrett (1989) consideraram a concentração do metal no líquido sulfetado pela relação:

$$Y_i = D_i \times X_i \quad (\text{eq. 01}) \quad \text{onde,}$$

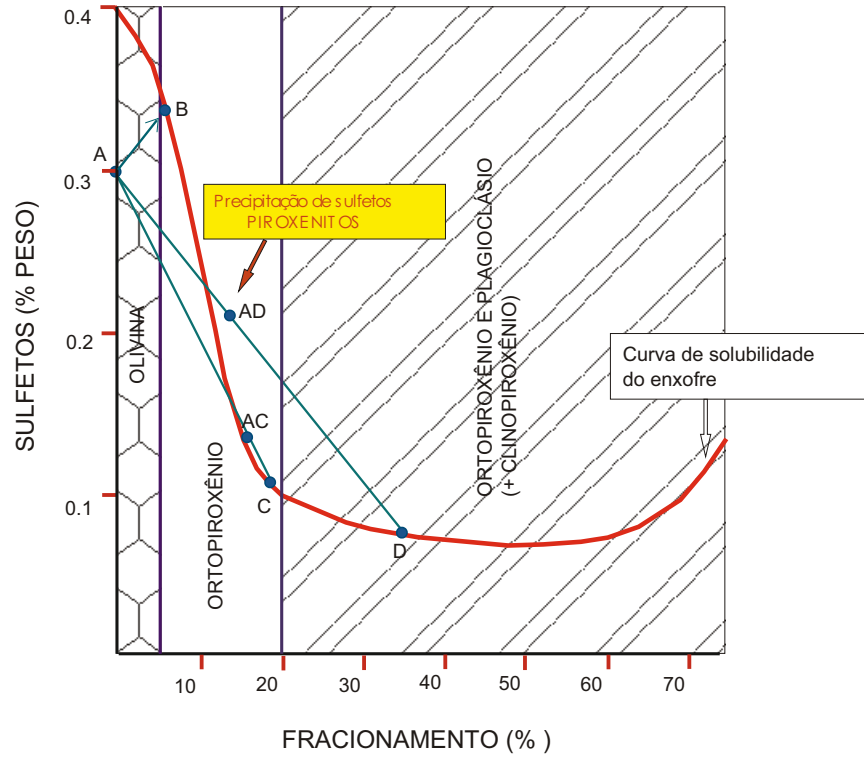
$Y_i$  = concentração do metal  $i$  no líq. sulfetado

$X_i$  = concentração do metal  $i$  no líq. silicático

$D_i$  = coeficiente de partição do metal  $i$  entre o líquido sulfetado/líquido silicático



A



B

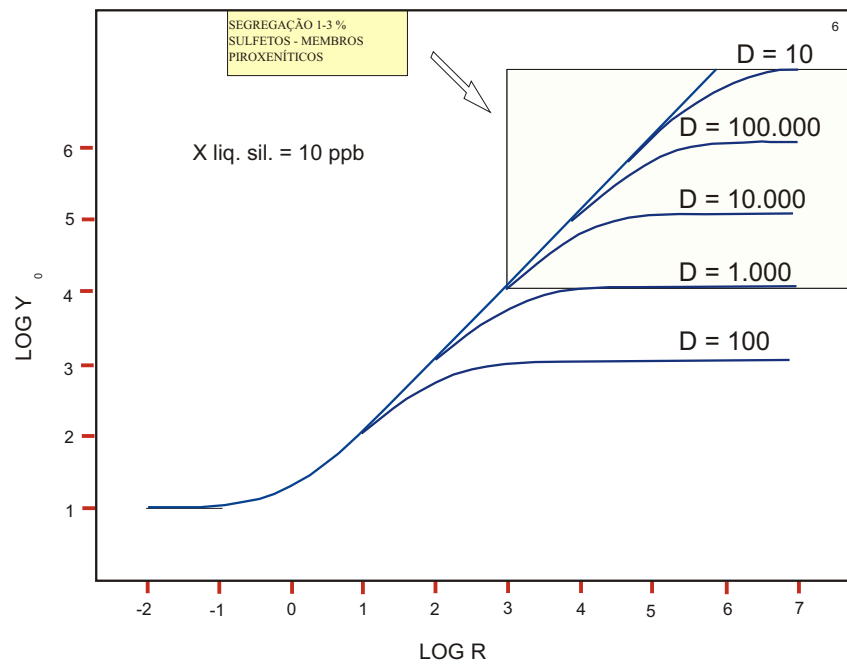


Figura 10.5 - A) Variação da solubilidade do enxofre durante o fracionamento e mecanismos de precipitação de sulfetos no Complexo de Cana Brava (adaptado de Naldrett & von Gruenevald, 1989). B) Variação da concentração de metais (Y) no líq. sulfetado, para diferentes coeficientes de partição (D). R = massa do líquido silicático/massa do líquido sulfetado. (adaptado de Campbell et. al., 1983)

Campbell *et. al.* (1983) estimaram que os coeficientes de partição dos EGP (ou coeficiente de partição de Nernst) entre os líquidos sulfetado/silicático normalmente apresentariam valores superiores a  $10^4$ . As variações dos valores dos coeficientes de partição para os diversos EGP poderiam conduzir ao entendimento das diferenças em suas concentrações nos diversos tipos de depósitos.

Os altos coeficientes de partição dos EGP foram usados por Campbell & Naldrett (1979) para desenvolverem a idéia que os altos teores deste metais poderiam ser consequência do equilíbrio do líquido sulfetado com uma grande massa de líquido silicático. A razão entre as massas dos líquidos silicático/sulfetado, denominaram de *fator R*. Entretanto, devido aos altos coeficientes de partição dos EGP, a concentração destes nos líquidos silicáticos poderia diminuir rapidamente, modificando as suas concentrações, a medida que o fator R diminuísse. Este fato já não permitiria considerar a primeira expressão (eq. 01) para estimar a concentração inicial de EGP no líquido sulfetado ( $Y_i$ ), sendo redefinida uma nova relação dada por:

$$Y_i = X_i D_i (R+1) / (R+D_i) \quad (\text{eq. 02}) \quad \text{onde,}$$

$Y_i$  = concentração do metal  $i$  no líq. sulfetado

$X_i$  = concentração do metal  $i$  no líq. silicático

$D_i$  = coeficiente de partição do metal  $i$  entre o líquido sulfetado/líquido silicático

$R$  = massa do líq. silicático/massa líq. sulfetado

A figura 10.5 B ilustra esta relação, onde se pode verificar que para os elementos com alto coeficiente de partição ( $> 10^5$ ), como no caso dos EGP, as pequenas variações no *fator R* poderiam conduzir a uma grande variação na concentração destes no líquido sulfetado. Para os elementos com baixo coeficiente de partição ( $< 10^3$ ), como no caso do Cu, Ni e Co, suas concentrações nos líquidos sulfetados somente apresentariam grandes variações caso o *fator R* fosse inferior a  $10^2$ , similar ao que ocorre nos depósitos de sulfetos maciços. Portanto, para se obter altas concentrações de EGP nos líquidos sulfetados, o sistema magmático deveria apresentar um alto *fator R*.

Campbell & Turner (1986a) observaram experimentalmente a influência do fator R na concentração de sulfetos ricos em Pt, ressaltando a necessidade dos sulfetos se comunicarem com um grande volume de líquido silicático na presença de um vigoroso processo de mistura entre estes. Analogamente, para as câmaras magmáticas, concluíram que esta efetiva mistura se daria através do processo convectivo.

O desenvolvimento de processo convectivo nos magmas foi considerado por Campbell *et. al.* (1983) e Campbell & Turner (1986a) como resultante da entrada de novos pulsos de magma. Neste caso, o modo de injeção mais favorável para a uma efetiva mistura de líquidos e formação de um magma híbrido se daria por meio de um pluma ou um *fountain* sob um regime turbulento.

O alojamento deste na câmara magmática poderia ser principalmente controlado por sua densidade, proporcionando a sua estabilização em um nível de densidade semelhante ao do líquido residente. Neste caso, o magma híbrido se estenderia lateralmente, apresentando um movimento convectivo turbulento e satisfazendo às condições de um alto *fator R* com uma eficaz mistura, o que produziria um enriquecimento em EGP nos líquidos sulfetados. Irvine *et. al.* (1983, In: Naldrett,1989) sugeriram que nestas condições poderia ocorrer a formação de gotículas imiscíveis de sulfetos que se manteriam próximas ou na pluma convectiva. A precipitação dos sulfetos poderia se dar juntamente com os primeiros cristais cúmulus a se formarem na base das unidades cíclicas.

### 10.3.3 - MODELO DE FORMAÇÃO DOS DEPÓSITOS DO TIPO *MERENSKY REEF*

Naldrett *et. al.* (1986,in: Naldrett, 1989) e Campbell & Turner (1986a) desenvolveram modelos similares de formação de depósitos de EGP no Complexo de Bushveld e Stillwater, considerando principalmente os aspectos da dinâmica dos fluidos nas câmaras magmáticas para uma efetiva concentração dos EGP. O Complexo de Bushveld notabilizou-se pela presença do mais importante depósito de EGP, denominado de *Merensk Reef*, associado predominantemente à presença de sulfetos.

Sharpe (1981) demonstrou a existência de três diferentes magmas associados à formação das principais unidades do Complexo de Bushveld. Cawthorn *et. al.* (1981) e Sharpe (1985) reconheceram a existência de dois principais tipos de magma, denominados de **Tipo U** (de afinidade com líquidos bonínicos) e **Tipo A** (composição similar a de basaltos toleíticos de alto Al), como responsáveis pela evolução de grande parte do complexo. Assim, as múltiplas injeções de magma do Tipo U poderiam dar origem à Zona Inferior do complexo. Estes gradativamente seriam substituídos pela entrada de magma do tipo A, modificando desta forma a sequência de cristalização.

Harmer & Sharper (1985) mostraram a partir das diferenças isotópicas deste líquidos, que estes poderiam ser derivados da fusão de duas regiões do manto com distintas razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciais.

Barnes & Naldrett (1986,in: Naldrett,1989) observaram que o magma responsável pela formação da Zona Inferior (Tipo U), desenvolveu variação em sua densidade durante o seu

fracionamento (fig.10.6), levando os termos finais de cristalização (com plagioclásio cúmulus) a apresentarem maiores densidades que o líquido inicial.

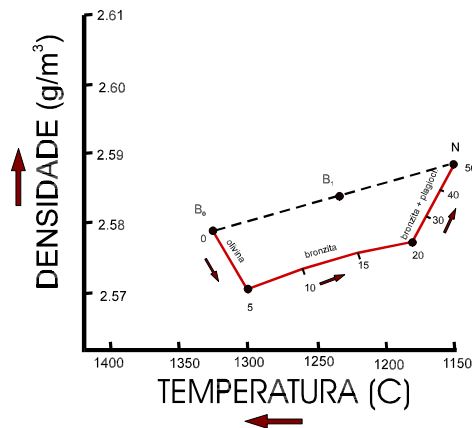


Figura 10.6 - variação de densidade do líquido da Zona Inferior do Complexo de Bushveld, para diferente percentagem de fracionamento deste (Barnes & Naldrett, 1986; in: Naldrett, 1989).

Campbell *et. al.* (1983) consideraram que a entrada de um líquido de afinidade boninitica (B₀), sob o regime de uma pluma turbulenta, poderia se misturar com o magma residente já fracionado, dando origem a um líquido híbrido (B₁). Propuseram que nesta situação, caso o magma estivesse próximo do limite de saturação em enxofre, o magma híbrido poderia exceder à saturação em enxofre, formando um líquido de sulfeto imiscível.

No modelo sugerido por Naldrett *et. al.* (1986, in: Naldrett, 1989), considerou-se que a perda de calor do novo pulso para o magma residente, disposto sobre este, poderia causar uma rápida e turbulenta convecção. À medida que o calor fosse dissipado, a olivina e/ou bronzita poderiam se formar, permanecendo em suspensão, juntamente com as gotas de sulfetos, devido ao sistema ainda permanecer em convecção turbulenta. Após uma grande perda de calor, poderia se estabelecer um fluxo laminar, permitindo a precipitação de cristais em suspensão, gotas de sulfetos e parte do líquido híbrido (B₁), na forma de interpenetrações no magma imediatamente abaixo.

Este posteriormente assentaria no topo dos cumulos já desenvolvidos, formando uma discreta camada de ortocumulo denominada de *Merensky Reef*.

Após este estágio um regime laminar deve ter se estabelecido definitivamente, permitindo o aumento da densidade do magma híbrido B₁ e o seu deslocamento para o magma situado imediatamente abaixo. Neste estágio permitiu-se a formação de cristais, modificando a viscosidade deste líquido e possibilitando a mistura com o magma residente, dando origem a um magma

híbrido B<sub>2</sub>. A partir deste foi possível a cristalização de bronzita e plagioclásio que formaram os bronzitos e noritos presentes acima do ortocumulato do *Merensky Reef*.

Naldrett (1989) considerou portanto que, a poucos centenas de metros acima do início da cristalização do plagioclásio, foi possível de se desenvolver as condições para a mistura de magmas, sob um regime convectivo, responsável pela formação do *Merensky Reef* e *J-M Reef*.

## **10.4 - MODELO DE SEGREGAÇÃO DE SULFETOS NA ZMS DO COMPLEXO DE CANA BRAVA E IMPLICAÇÕES NA PROSPECÇÃO DE EGP**

### **10.4.1 - INTRODUÇÃO**

No Complexo de Cana Brava a presença de unidades cíclicas foi definida principalmente a partir de variações crípticas dos grãos cúmulus de piroxênios presentes na ZMS. A ausência de exposições contínuas da ZU na área de estudo, tornou difícil o reconhecimento de sua seqüência estratigráfica, entretanto admite-se que a sua estruturação seja definida pela presença de unidades cíclicas formadas por peridotito-piroxenito. Na ZMI, devido ao reduzido número de intervalos estratigráficos analisados, não foi possível verificar a presença de possíveis unidades cíclicas. Face a estes aspectos o modelo a ser discutido objetivou somente indicar os sítios mais favoráveis à saturação de enxofre e conseqüentemente para a prospecção em EGP na ZMS do Complexo de Cana Brava.

### **10.4.2 - DISCUSSÃO**

A formação de unidades cíclicas na ZMS foi sugerida anteriormente como produto de entrada de novos pulsos de magma de composição semelhante, submetidos ao controle da dinâmica dos fluidos em câmara magmática.

As variações de cobre nos diversos litotipos do Complexo de Cana Brava, bem como a caracterização petrográfica dos sulfetos em alguns níveis piroxeníticos são apresentados na figura 10.7.

Pode-se observar uma maior concentração de cobre ( $\text{Cu}^{+2}$ ) nos termos piroxeníticos em relação aos membros gabronoríticos (fig. 10.7 A). A distribuição deste elemento reflete o seu maior particionamento para as fases sulfetadas, que se encontram em maiores concentrações nos membros piroxeníticos. As feições petrográficas indicam a presença de uma associação de sulfetos interticiais de alta temperatura formadas principalmente por (fig. 10.7 B/C):

pirrotita + calcopirita + pentlandita

Localmente foram encontradas outras fases sulfetadas primárias, a exemplo de (fig. 10.7 D):

troilita e gersdorffita

A formação de unidades cíclicas na ZMS, compostas por um membro piroxenítico basal e um membro máfico (geralmente de gabronorito) no topo, seria decorrente da cristalização fracionada de novos pulsos magmáticos, injetados a partir de uma pluma ou *fountain* turbulenta em uma câmara estratificada por densidade (fig.10.8 A).

Neste processo duas condições para a precipitação de sulfetos e subsequente enriquecimento em EGP, poderiam ter sido atendidas (Campbell & Turner, 1986; Naldrett *et. al.* 1986):

- a) uma efetiva mistura de magma;
- b) desenvolvimento de sistema convectivo turbulento.

A formação dos membros piroxeníticos provavelmente associou-se ao abaixamento da temperatura na pluma convectiva, devido à perda de calor para o magma residente, permitindo o assentamento de olivina+ Cr-espínélio+ ortopiroxênio ( $\pm$  clinopiroxênio) + sulfetos na base da camada híbrida (fig.10.8 B e C).

O modelo qualitativo de Naldrett & von Gruenewald (1989) (fig. 10.5 A), pode ser utilizado para sugerir o mecanismo de saturação de enxofre para ZMS do Complexo de Cana Brava. Neste caso, a saturação deve ter sido alcançada pela entrada de um novo pulso de magma de composição mais primitiva (Ponto A) em uma câmara com magma diferenciado (Ponto D), dando origem a um magma híbrido (Ponto AD) saturado em enxofre, que permitiu a formação dos termos piroxeníticos ricos em sulfetos na base de cada unidade cíclica.

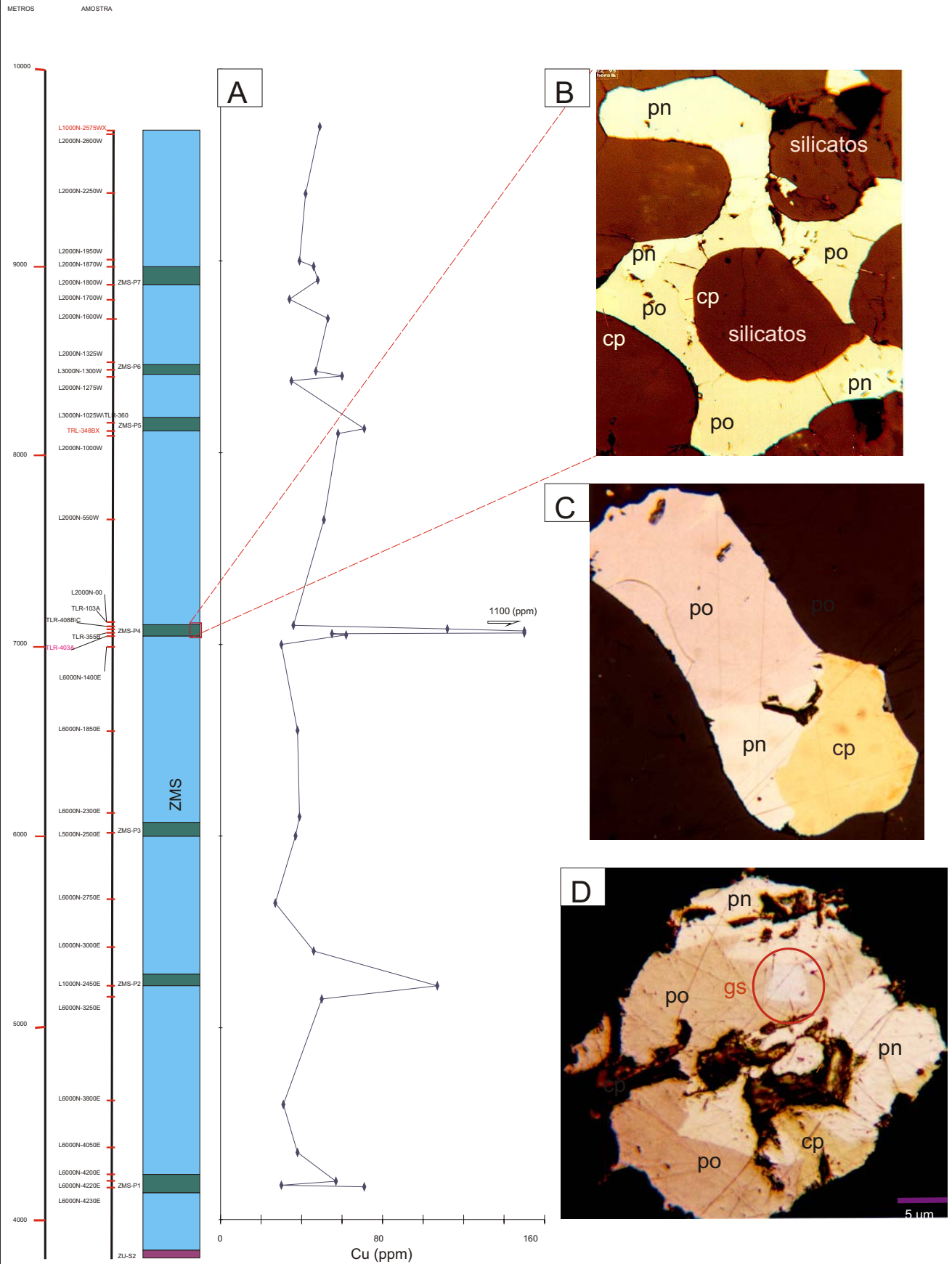


Figura 10.7 - A) Variação da concentração de cobre (ppm) em análises de rocha. B) Textura intersticial dos sulfetos presentes nos membros piroxeníticos. C) Principal associação de sulfetos (pirrotita + pentlandita + calcopirita) - aumento 200x. D) Gersdorffita incluída em pirrotita formando associações sulfetadas pouco frequentes - aumento 500 x.

Entretanto o nível de saturação de enxofre nas unidades do Complexo de Cana Brava, poderá ser distinto daquele observado no Complexo de Bushveld, em função das diferenças composicionais dos seus líquidos originais.

Nas unidades de magmas híbridos parecem ter sido alcançadas as condições ideais para um enriquecimento em EGP, devido ao estabelecimento de um regime convectivo turbulento, proporcionando uma efetiva mistura dos líquidos sulfetado e silicático. A presença de sulfetos disseminados (1-3%) nos membros piroxeníticos indica que nestas unidades foram alcançadas condições para a saturação de enxofre, podendo satisfazer às condições para ocorrerem altas concentrações de EGP no líquido sulfetado, caso o *fator R* (razão massa líquido silicático/ massa líquido sulfetado) seja alto, como previsto teoricamente por Campbell & Naldrett (1979) (fig. 10.5 B).

Desta forma, os membros piroxeníticos que formam a base das unidades cíclicas, constituem-se nos primeiros alvos prospectivos da ZMS do Complexo de Cana Brava. Entretanto, a presença econômica de EGP nestas unidades está também vinculada a outros fatores, tais como a efetividade dos processos convectivos e a concentração de EGP nos líquidos iniciais de cada unidade cíclica.



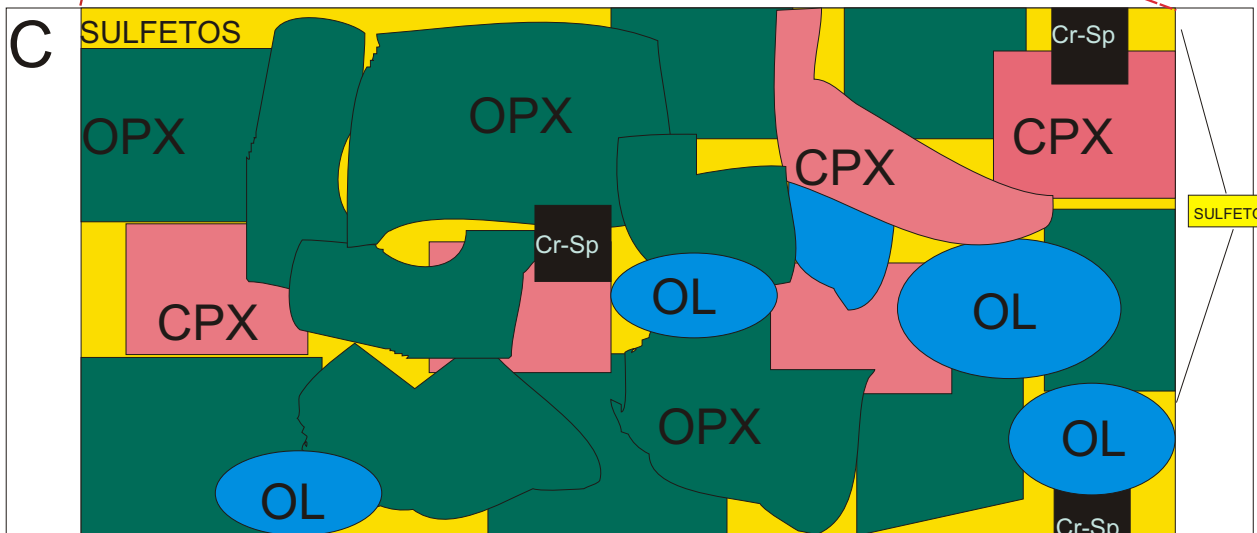
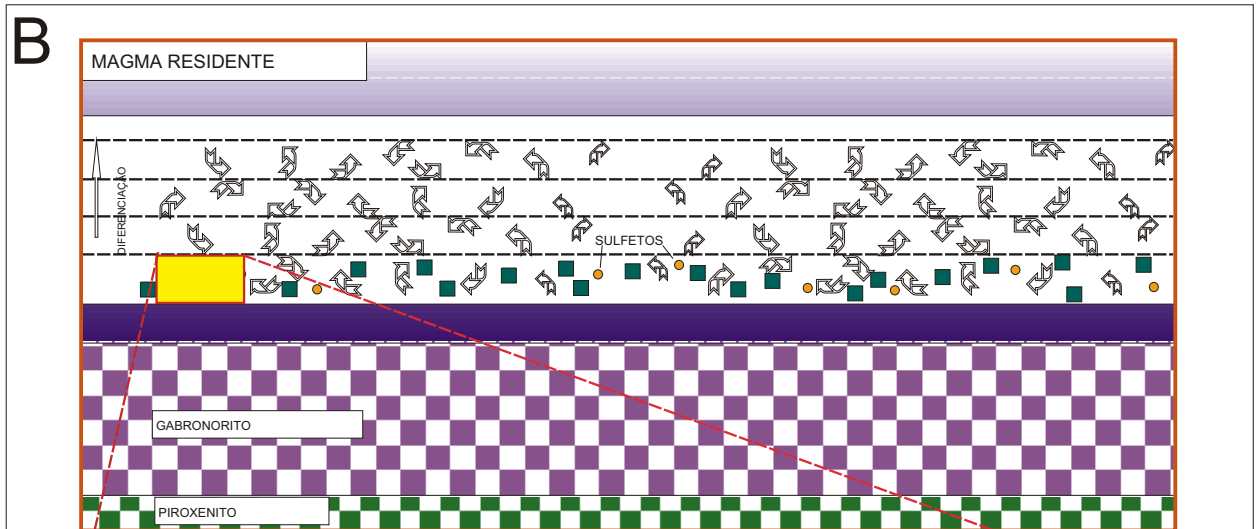
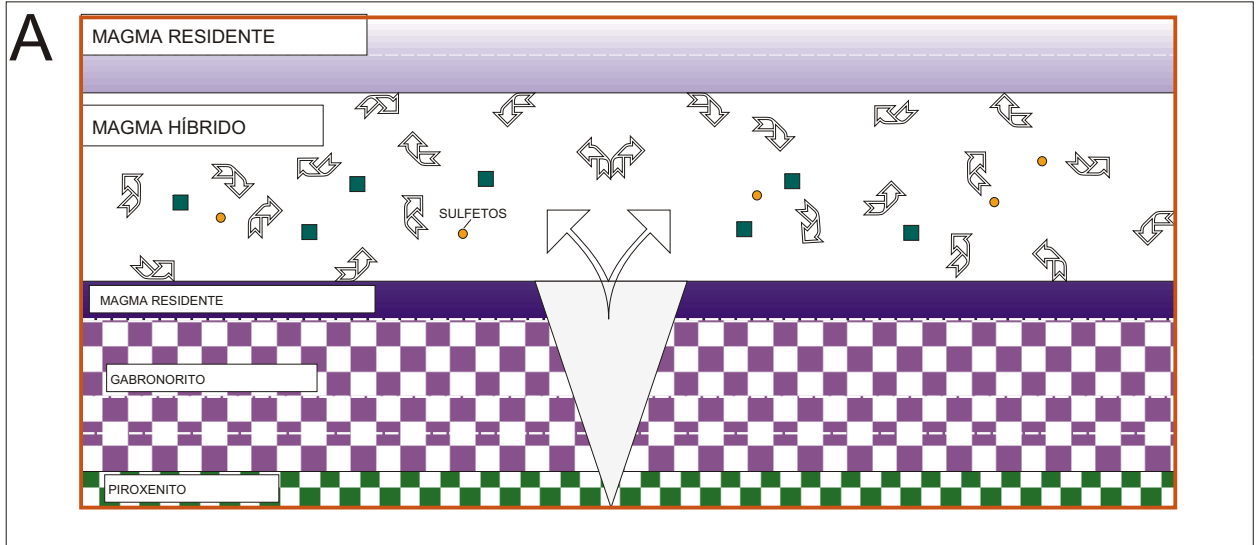


Figura 10.8 - Modelo de segregação de sulfetos nas unidades cíclicas da ZMS do Complexo de Cana Brava. A) Entrada de novo pulso de magma em uma câmara magmática parcialmente cristalizada (cumulatos + líquido) e formação das primeiras gotículas de sulfetos. B) Formação dos cumulatos da base (opx + cpx + ol + cr-sp) + precipitação de sulfetos na base da unidade cíclica. C) Detalhe da camada de cumulatos basais (piroxenitos e olivina-piroxenitos) com sulfetos (cp+po+pn) interciais.

## *CONCLUSÕES*

---

As informações obtidas no presente estudo permitiram indicar as principais seqüências da evolução magmática do Complexo de Cana Brava, bem como identificar suas feições deformacionais e metamórficas superimpostas. Destaca-se a caracterização deste complexo como uma câmara magmática desenvolvida principalmente pela entrada de sucessivos pulsos de magma, formando unidades cíclicas, que o caracteriza como um sistema aberto.

Nas unidades superiores do complexo são encontradas Intrusões Noríticas, provavelmente associadas aos estágios finais do processo de geração de magmas do Complexo de Cana Brava.

As unidades geológicas adjacentes ao complexo são representadas pela Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis e Complexo Granito-Gnáissico que apresentam contatos tectônicos com este, obliterando a observação direta de relações primárias de contato entre estas unidades.

O Complexo de Cana Brava apresenta características geológicas e geoquímicas semelhantes aos complexos de Niquelândia e Barro Alto, sugerindo idêntico padrão de evolução magmática para as maiores intrusões máfico-ultramáficas do Brasil.

As principais feições geológicas, estratigráficas, petrográficas, de química mineral e litogeoquímicas encontradas no Complexo de Cana Brava e unidades adjacentes permitem as seguintes conclusões:

- O Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava representa uma intrusão acamadada. A subdivisão estratigráfica proposta considera que ainda se preserva o empilhamento original formado pela Zona Máfica Inferior, Zona Ultramáfica e Zona Máfica Superior, agrupadas sob a denominação de Série Cana Brava. Estas foram subdivididas em subzonas e membros.

- A Zona Máfica Inferior corresponde a uma grupo de borda formada por olivina-melagabronorito na base, seguida de uma homogênea seqüência de metagabronorito. O topo da unidade apresenta abundante cúmulus de apatita. De forma localizada ocorrem intercalações de membros piroxeníticos.
- A Zona Ultramáfica corresponde a seqüências de metaperidotito na base e piroxenito no topo. Em locais específicos foi identificado dunito com cromo-espinélio disseminado. O piroxenito é representado por websterito, às vezes feldspático ou pegmatóide.
- A Zona Máfica Superior foi subdividida em sete subzonas, compostas, na base, por membro piroxenítico e, no topo, por membro metagabronorítico. No membro piroxenítico predomina websterito, frequentemente feldspático ou, mais raramente, olivina-websterito (com cromo-espinélio disseminado). No Membro Piroxenítico ZMS-P4 foi identificada, de forma localizada, a presença de brecha magmática com autólitos de gabronorito.
- As Intrusões Noríticas situam-se no topo do Complexo de Cana Brava, podendo de forma localizada ser observada a Zona Norítica Central e a Zona Norítica de Borda. Nesta zona de borda podem ocorrer xenólitos de norito, hornblenda-norito e anfibolitos, atribuídos ao Complexo de Cana Brava.
- As principais feições deformacionais são representadas por um evento dúctil (Dn) que é definido por uma foliação Sn de direção N00-30E e caimentos convergentes à região central do complexo. A intensidade da deformação aumenta em direção à base do complexo desenvolvendo termos que variam de: protomilonito → milonito → ultramilonito. O evento rúptil se caracteriza por fraturas/falhas com direções preferenciais em N40-60W e N40-50E.
- Associado ao evento de deformação dúctil (Dn) desenvolveu-se no Complexo de Cana Brava um metamorfismo do fácies granulito. Nas unidades geológicas adjacentes foram encontradas paragêneses do fácies anfibolito.
- O contato do Complexo de Cana Brava com o Complexo Grantito-Gnáissico é representado por uma falha reversa oblíqua. Com a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis se faz por meio de uma falha, aparentemente direcional.

- No Complexo de Cana Brava as características de química mineral indicam que o clinopiroxênio e ortopiroxênio apresentam variação críptica similar, representada principalmente por uma diminuição da razão MMF e  $\text{Cr}^{+3}$  e aumento de  $\text{Mn}^{+2}$  em direção ao topo das subzonas.
- Na Zona Máfica Inferior os piroxênios apresentam um contínuo *trend* de variação críptica, a partir da base até o topo desta unidade.
- Na Zona Máfica Superior observa-se uma repetição do *trend* de variação críptica dos piroxênios, em cada subzona estratigráfica, definindo-as como unidades cíclicas.
- O plagioclásio apresenta uma grande dispersão dos resultados analíticos para um mesmo nível estratigráfico, não formando *trends* de variação críptica bem definidos. O  $\text{Na}^{+1}$  mostra correlação positiva com o  $\text{K}^{+1}$ .
- As análises dos grãos de olivina em diferentes níveis estratigráficos apresentam composições semelhantes às de olivinas de complexos acamadados.
- O cromo-espinélio possui a razão  $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al} = 0,37-0,55$ , dispendo-se fora do campo de classificação de cromitas de complexos acamadados e peridotitos mantélicos, provavelmente associado a rearranjo químico subsólidos.
- O Índice de Solidificação (I.S), das análises litogeoquímicas mostra correlação negativa com  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ , Sr e Y além de correlação positiva com o Ni e Cr.
- A razão FFM das análises litogeoquímicas mostra boa correlação com a variação críptica de piroxênios, ressaltando os *trends* de diferenciação e a presença das unidades cíclicas.
- O padrão de ETR nos líquidos que deram origem à base da Zona Máfica Inferior e de unidades cíclicas da Zona Máfica Superior mostra-se coincidente, indicando líquidos de semelhante composição.

- Uma estimativa da grau de fracionamento (F), obtida pela aplicação do modelo de *crystalização fracionada* em algumas unidades cíclicas da Zona Máfica Superior, sugere que o topo destas unidades podem representar uma fração inferior a 50% da coluna de magma inicialmente adicionada, por cada pulso.
- Na Zona Máfica Superior os membros piroxeníticos dispostos na base de cada unidade cíclica apresentam maior concentração de cobre e sulfetos (pirrotita, pentlandita e calcopirita) disseminados (1-3%), representando o principal alvo prospectivo para os elementos do grupo da platina (EGP), nesta unidade.

# REFERÊNCIAS

## BIBLIOGRÁFICAS

---

- AFIFFI, A.M. & ESSENE, E.J. 1988. *MINFILE - user manual*. Michigan, Univ. Michigan. 25p.
- ALLÈGRE, C.J. & MINSTER, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Plan. Sci. Let.*, 38:1-25.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1969. Idades Potássio-Argônio de rochas do Centro-Oeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL.; 22. Salvador, 1969. *Resumos...* Salvador, SBG. Bol. Esp. 1, p.80-81.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG, pp.363-391
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, IG-USP, *Bol.* 7:45-80.
- AMARAL, G. 1982. Manual de sensoriamento remoto com ênfase em geologia. *Comissão técnica-científica de sensoriamento remoto*. INPE/CNPq, p.173-209.
- AMARO, V.E & STRIEDER, A.J. 1994. Análise de fotolineamentos e padrões estruturais em imagens de satélite. In: CONGR. BRAS. GEOL.; 38. Camburiú, 1994. *Anais...* Camburiú, SBG, p.443-444.
- ARAÚJO, S.M. & NILSON, A.A. 1987. Caracterização petroquímica e petrotectônica dos anfíbolitos da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis- Goiás. In: CONG. BRAS. GEOQ., 1, Porto Alegre, 1987, *Anais...* Porto Alegre, SBG\SBG, v.1, p.335-348.
- ARAÚJO, S.M. 1986. *Petrologia e mineralizações sulfetadas da Sequência Vulcano-Sedimentar de Palmeirópolis-Goiás*. 196p. Brasília. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- ARAÚJO, V.A. & ALVES, A.C. 1979. *Projeto Canabrava-Porto Real - Relatório Final*. DNPM\CPRM, v.1-2 (inédito).
- ATKINS, F.B. 1969. Pyroxenes of the Bushveld Intrusion, South Africa. *Jour. Petrol.*, 10(2):222-249.

- BAETA Jr., J.D.A; FIGUEIREDO,A.N.;SOUZA,E.P.MELLO,J.C.R.1972.*Projeto Goianésia-Barro Alto*.Goiânia,DNPM/CPRM.2 V.(inédito).
- BAILEY,S.W.1984.Classification and structures of the micas.In:BAILEY,S.W.(ed).*Micas - Reviews in Mineralogy*.13.p.1-12.
- BARBOSA,O.;BATISTA,M.B.,DYER,R.C.;BRAUN,O.P.G.,COSTA,J.C.1969.*Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília*.Rio de Janeiro,PROSPEC/DNPM (inédito).
- BARBOSA,O.;BATISTA,M.B.,DYER,R.C.;BRAUN,O.P.G.,COSTA,J.C.1981.*Geologia e inventário dos recursos minerais da região central do Estado de Goiás - Projeto Brasília*.Brasília,DNPM. Série Geol.n° 18.148p.
- BARKER,A.J.1990.*Introduction to metamorphic textures and microstructures*.1°ed. New York, Chapman and Hall.162p.
- BARNES,S.J. & NALDRETT,A.J.1986. Geochemistry of the J-M Reef of the Stillwater Complex, Minneapolis Adit Area II. Silicate mineralogy and paragenesis.*Jour. Petrol.*,25:791-825.
- BEACH,A.1980.Retrogressive metamorphic process in shear zones with special reference to the Lewisian complex.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):257-263.
- BELL,T.H. & HAMMOND,R.L.1984.On the internal geometry of mylonite zones.*Jour. Geol.*,92:667-686.
- BERBERT,C.O.1968.Notícia sobre o Projeto Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;22.Belo Horizonte,1968.*Anais...*Belo Horizonte,SBG.,p.219-222.
- BERBERT,C.O.1970.Geologia geral dos complexos básicos-ultrabásicos de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;20.Brasília,1970.*Bol. Esp.01...*Brasília,SBG,p.20-24.
- BOTELHO,N.F. & PIMENTEL,M.M.1993.Geocronologia Rb-Sr das fase intrusivas do Maciço Granítico da Pedra Branca, Província Estanífera de Goiás.In: CONG. BRAS. GEOQ.,4,Brasília,1993.*Anais...*Brasília,SBGq.p.253-254.
- BRITO NEVES,B.B.;CORDANI,U.G.1991.Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.*Precambrian Research*,53:23-40.
- BRODIE,K.H.1980.Variations in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):265-272.
- BROWN,W.L.;MACAUDIÈRE,J.;OHNENSTETTER,M.1980.Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase.*Jour. Struc. Geol.*,2(1/2):281-287.
- BUTLER,R.W.H.1982.The terminology of structures in thrust belts.*Jour. Struc. Geol.*,1(3):239-245.
- CAMERON,E.N.1982.The Upper Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex-precursor to the Merensky Reef.*Economic Geology*.77:1307-1327.

- CAMERON, M. & PAPIKE, J.J. 1980. Crystal chemistry of silicate pyroxenes. In: PREWITT, C.T. (ed). *Pyroxenes; Reviews in Mineralogy*, 7, p.5-92.
- CAMPBELL, I.H. & BARNES, S.J. 1984. A model for the geochemistry of the platinum-group elements in magmatic sulfide deposits. *Can. Mineral.*, 22:152-160.
- CAMPBELL, I.H. & BORLEY, G.D. 1974. The geochemistry of pyroxenes from the Lower Layered Series of the Jimberlana Intrusion, Western Australia. *Contr. Miner. Petrol.*, 47:281-297.
- CAMPBELL, I.H. & NALDRETT, A.J. 1979. The influence of silicate/sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. *Economic Geology*, 74:1503-1505.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1986b. The influence of viscosity on fountains magma chambers. *Jour. Petrol.*, 27(1):1-30.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1985. Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature*, 313:39-42.
- CAMPBELL, I.H. & TURNER, J.S. 1986a. The role of convection in the formation of platinum and chromitite deposits in layered intrusions. In: SCARFE, C.M. (ed). *Short Course on Silicate Melts*. Mineralogical Association of Canada, 12:236-278.
- CAMPBELL, I.H.; NALDRETT, A.J.; BARNES, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Jour. Petrol.*, 24(2):133-165.
- CAMPBELL, I.H. 1977. A study of macro-rhythmic layering and cumulate processes in the Jimberlana Intrusion, Western Australia. Part I: The Upper Layered Series. *Jour. Petrol.*, 18(2):83-215.
- CAMPBELL, I.H. 1978. Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, 11:311-323.
- CANDIA FORNONI, M.A.; MAZZUCHELLI, M.; SIENA, F. 1989. Sub-solidus reactions and corona structures in the Niquelândia Layered Complex (Central Goiás, Brazil). *Miner. Petrol.*, 40:17-37.
- CANDIA FORNONI, M.A. 1983. *Petrologia dos complexos mafico-ultramáficos de Mangabal I e Mangabal II, Sancrelândia, Goiás*. São Paulo. 400p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- CAWTHORN, R.G.; MEYER, P.S.; KRUGER, F.J. 1991. Major addition of magma at the Pyroxenite Marker in the Western Bushveld Complex, South Africa. *Jour. Petrol.*, 32(4):739-763.
- CAWTHORN, R.G. 1996. Models for incompatible trace-element abundances in cumulus minerals and their application to plagioclase and pyroxenes in the Bushveld Complex. *Contr. Miner. Petrol.*, 123:109-115.
- CAWTHORN, R.G.; DAVIES, G.; CLUBLEY-ARMSTRONG, A.; McCARTHY, T.S. 1981. Sills associated with the Bushveld Complex, South Africa: An estimate of the parental magma composition. *Lithos*, 14:1-15.



- CHEN,C.F. & TURNER,J.S.1980.Crystallization in double-diffusive system.*Jour. Geophysical Research*,85-B5:2573-2593.
- CORREIA,C.T. & GIRARDI,V.A.V.1994.Inferred composition of parental magma of mafic ultramafic complex of Cana Brava, Goiás, Brazil.In:INTER. SYMP. PHYS. CHEM. UPPER MANTLE.São Paulo.1994.*Preceedings.....*São Paulo.p:163-165.
- CORREIA,C.T.;GIRARDI,V.A.V.;LAMBERT,D.D.;KINNY,P.D.;REEVES,S.J.1996. 2 Ga U-Pb (SHRIMP-II) and Re-Os ages for the Niquelândia Basic-Ultrabasic Layered Intrusion, Central Goiás, Brazil. n: CONG. BRAS. GEOL.,39.Salvador,1996.*Anais.....*Salvador,SBG.v.6.p.187-189.
- CORREIA,C.T.1994.*Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás*.151p.São Paulo.(Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- COUTO,L.F.1989.*Estudo petrológico do Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Alegre de Lourdes (BA) e dos óxidos de Fe, Ti (V) associados*.Brasília.169p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- COX,K.G.;BELL,J.D.;PANKHURST,R.J.1979.*The interpretation of igneous rocks*.London,Georg Allen & Unwin Ltd. 450p
- CULLERS,R.L. & GRAF,J.L.1984.Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. In:HENDERSON,P.ed.*Rare earth element geochemistry*.Amsterdam,Elsevier.p.237-274.
- D'EL-REY SILVA,L.J.H.;FUCK,R.A.;FERREIRA FILHO,C.F.;NILSON,A.A.1996.The Niquelândia Layered Intrusion and underthrusting in the Brasília Fold Belt.In: CONG. BRAS. GEOL.,39.Salvador,1996.*Anais.....*Salvador,SBG.v.6.p.87-91.
- DANNI,J.C.M. & LEONARDOS,O.H.1978.As sequências granulítica,anortosítica-anfibolíticae ultramáfica da região de Niquelândia-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL.;30.Recife,1978.*Resumos...Recife,SBG.Bol. n° 1,p.45*.
- DANNI,J.C.M. & LEONARDOS,O.H.1981. The Niquelândia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anorthosite-metavolcanic associations (inedito).
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.;KUYUMJIAN,R.M;LEONARDOS,O.H.;WINGE,M.1984.O Complexo de Barro Alto na região de Ceres-Rubiataba, Goiás.*Rev. Bras. Geoc.*,14(2):128-136.
- DANNI,J.C.M.;FUCK,R.A.;LEONARDOS,O.H.1982.Archaeon and Lower Proterozoic Units in Central Brazil.*Geol. Rundschau.*,71(1):291-317.
- DARDENNE,M.A. & FARIA,A.1985.Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso, Goiás.In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,2,Goiania,1985.*Ata...Goiania,SBG-Núcleo Centro-Oeste*.p.65-71.
- DARDENNE,M.A. et. al.1973. Ocorrência de estromatólitos colunares na região de São Gabriel (Goiás).In:CONG. BRAS. GEOL.27, Aracaju,*Resumos....*Aracaju,SBG,1973,v.2,p139-141 (boletim 1).

- DARDENNE, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONG. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife. SBG. v. 2, p. 597-610.
- DARDENNE, M.A. 1981. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMP. SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais...* Salvador, SME/SBG-Núcleo da Bahia. p. 140-157.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1962. *Rock forming minerals. Non-silicates*. Vol. 5. Longman London. 371p.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1978. *Rock forming minerals. Single-chain silicates*. Vol. 2A. Longman London. 528p.
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1982. *Rock forming minerals. Orthosilicates*. Vol. 1A (2ed). Longman London & New York. 919p.
- DePAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planet. Sci. Let.*, 53: 189-202.
- DREHER, A.M.; GIRARDI, V.A.V, COMIN-CHIARAMONTI, P. 1989. Petrologia dos rodingitos do Complexo Máfico-Ultramáfico de Cana Brava, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2): 224-236.
- EALLES, H.V.; TEIGLER, B.; MAIER, W.D. 1993. Cryptic variations of minor elements Al, Cr, Ti and Mn in Lower and Critical Zone orthopyroxenes of the Western Bushveld Complex. *Miner. Magaz.* 57: 257-264.
- ELLIOTT, D. 1981. The strength of rocks in thrust sheets. *EOS*. 62: 397.
- EVANS, A.M. 1980. *An Introduction to ore geology (Geoscience text)*. Vol 2. London, Blackwell Scienc. Publ. 231p.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geoch. Cosm. Acta*, 42: 1199-1212.
- FARIA, A. & DARDENNE, M.A. 1995. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região Alto Paraíso de Goiás-São João da Aliança. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 5, Goiânia, 1995. *Anais...* Goiânia, SBG. Núcleos Centro-Oeste e Brasília, p. 75-76.
- FERREIRA FILHO, C.F. & NALDRETT, A.J. 1993. The Niquelândia mafic-ultramafic complex revisited: tectonic setting and potential for PGE deposits. [ext.abs]: I Brazilian PGE Metg., *Extended Abstract Volume*, p. 25-28.
- FERREIRA FILHO, C.F.; FAWCETT, J.J.; NALDRETT, A.J. 1992a. The hercynite and quartz equilibria assemblages from the Niquelândia layered mafic-ultramafic complex, Brazil: Petrology and tectonic implications. [abst.]: Geol. Soc. America, Ann. Metg., *Abstracts with Program*. v24, p. A265.
- FERREIRA FILHO, C.F.; NALDRETT, A.J. 1991. Prograde metamorphism of the Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex - Brazil: Preliminary results. [abst.]: Geol. Assoc. Canada - Mineral Assoc. Canada, Ann. Metg., *Program with Abstracts*, v. 19, A37.

- FERREIRA FILHO,C.F.;NILSON,A.A.;NALDRETT,A.J.1992b.The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás,Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data.*Precambrian. Research.*,59:125-143.
- FERREIRA FILHO,C.F.1995.*The Niquelândia Mafic-Ultramafic Layered Complex, north-Goiás, Brazil: petrology, age and potencial for PGE ore deposits*.Toronto.270p.(Doctor of Philosophy Thesis, Departament of Geology of the Universit of Toronto).
- FERREIRA FILHO,CF;KAMO,S.;FUCK,R.A.;KROGH,T.E.;NALDRETT,A.J.1994.Zircon and rutile geochronology of the Niquelândia layered mafic ana ultramafic intrusion, Brazil: constrains for the timing of magmatism and high grade metamorphism.*Precambrian Research*.68:241-255.
- FIGUEIREDO,A.N.1978.*Geologia e mineralizações do extremo norte do Complexo de Barro Alto, Goiás*. Brasília.104p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- FIGUEIREDO,J.A.;LEÃO NETO,R.;VALENTE,C.R.1981.Depósitos de sulfetos maciços de Zn, Cu e Pb da região de Palmeirópolis,GO.In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,1,Goiania,1981.*Ata...*Goiania,SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília.p.422-441.
- FLEET,M.E.;MacRae,N.D.;HERZBERG,C.T.1977.Partition of nickel between olivine and sulfide: A test for immiscible sulfide liquids. *Contr. Min. Petr.*,65:191-198.
- FONSECA,M.A. & DARDENNE,M.A.1995.Tectônica transpressional no contexto do núcleo metamórfico externo da Faixa Brasília, em seu segmento sententrional.In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,5,Goiania,1995.*Anais...*Goiania,SBG-Núcleos Centro Oeste e Brasília.p.84-86.
- FROST,B.R. & LINDSLEY,D.H.1991.Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks.In:LINDSLEY,D.H. (ed).*Oxide minerals: petrologic and magnetic significance - Reviews in mineralogy*.25.p.433-468.
- FUCK,R.A. & MARINI,O.J.1981.O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMP. SOBRE CRATON SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS,1,Salvador,1981.*Anais....*Salvador,SBG.p.118-130.
- FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;WINGE,M.;ANDRADE,G.F.;BARREIRA,C.F.;LEONARDOS,O.H.; KUYUMJIAN,R.M.1981.Geologia da região de Goianésia. In:SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,1,Goiania,1981. *Anais...*Goiania,SBG,p.447-467.
- FUCK,R.A.;JARDIM DE SÁ,E.F.;PIMENTEL,M.M.;DARDENNE,M.A.;SOARES,A.C.P. 1993.As faixas de dobramentos marginais do Craton do São Francisco.In.:DOMINGUEZ,J.ML.;MISI,A.(ed.),*O Craton do São Francisco*.SBG\SGM\CNPq,Salvador.p.161-185.
- FUCK,R.A.;MARINI,O.J.;DARDENNE,M.A.;FIGUEIREDO,A.N.1988.Coberturas metassedimentares do Proterozóico Médio: os grupos Araí e Paranoá na região de Colinas,Goiás.*Rev. Bras. Geoc*.18(1):56-62.

- FUCK,R.A.;NEVES,B.B.B.;CORDANI,U.G.;KAWASHITA,K.1989.Geocronologia Rb-Sr no Complexo de Barro Alto, Goiás: Evidência de metamorfismo de alto grau e colisão continental há 1300 Ma no Brasil Central.*Geochim. Brasil.*,3(2):125-140.
- FUCK,R.A.1994.A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins.In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,4. Brasília,1994.*Resumos...*Brasília,SBG.p.184-187.
- FUJI,M.1989.*REE geochemistry and Sm/Nd geocronology of the Cana Brava Complex-Brazil*.Kobe.55p (Master Thesis, Universit of Kobe).
- GIRARDI,V.A.V. & KURAT,G.1982.Precambrian mafic and ultramafic rocks of the Cana Brava Complex, Brazil - mineral compositions and evolution.*Rev. Bras. Geol.*,12(1-3):313-323.
- GIRARDI,V.A.V.; FERRARA,G.R.;SIENA,F;SINIGOI,S.1981.Precambrian Barro Alto Complex of Goiás, Brazil: Bulk geochemistry and phase equilibria.*N. Jb. Miner. Abh.*,142(3):270-291.
- GIRARDI,V.A.V.;KAWASHITA,K.;BASEI,M.A.S.;CORDANI,U.G.1978.Algumas considerações sobre a evolução geológica da região de Cana Brava, a partir de dados geocronológicos.In:CONGR. BRAS. GEOL.;30.Recife,1978.*Anais...*Recife,SBG.v.1,p.337-347.
- GIRARDI,V.A.V.1978.Estudo preliminar sobre a petrologia do Maciço de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;30.Recife,1978.*Resumos...*Recife,SBG.Bol.1,p.76.
- GIRARDI,V.A.V;COUTINHO,J.M.V.;MATSUI,K.;SILVEIRA,T.1976.Os rodingitos do Complexo de Cana Brava, Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL.;29.Ouro Preto,1976.*Resumos...*Ouro Preto,SBG., p.342.
- GIRARDI,V.A.V;RIVALENTI,G.;SINIGOI,S.1986.The petrogenesis of the Niquelandia Layered Basic-Ultrabasic Complex, Central Goiás, Brazil.*Jour. Petrol.*27(3):715-744.
- GODOY,A.C.1968.Mapa das ocorrências minerais do Estado de Goiás, com localização dos principais maciços básicos e/ou ultrabásicos. In: CONGR. BRAS. GEOL.;22.Belo Horizonte,1968.*Anais...*Belo Horizonte,SBG.,p.223-229.
- GRAIG,J.R. & VAUGHAN,D.J.1981.*Ore microscopy and ore petrography*.John Wiley & Sons, Inc.405p.
- GREEN,D.H. & RINGWOOD,A.E.1967a.The genesis of basaltic magmas.*Contr. Min. Petrol.*15:103-190.
- GREEN,D.H. & RINGWOOD,A.E.1967b.An experimetal investigation of the gabbro to eclogite tranformation and its petrological applications.*Geoch. Cosm. Acta*,31:767-833.
- HAGGERTY,S.E.1976.Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks.RUMBLE III,D.(ed), *Oxide Minerals-Reviews in Mineralogy* 3:Hg101-Hg300.
- HANSON,G.N.1980.Rare earth elements in petrologenetetic studies of igneous systems.*Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*,8:371-406.

- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D.1979.Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bul.*,63(7):1016-1058.
- HARMER,R.E. & SHARPER,M.R.1985.Field relations and strontium isotope systematics of the marginal rocks of the Eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*. 80:813-837.
- HASKIN,L.A.1984.Petrogenetic modelling - use of rare earth elements. In:HENDERSON,P.(ed).*Rare earth element geochemistry*.Amsterdam,Elsevier.p.115-152
- HASUI,Y. & MAGALHAES,F.S.1990.Modelo estrutural e evolutivo da Mina de Cana Brava (GO) e sua importância.*Geociências*,9:1-34.
- HAWTHORNE,F.C.1982. Crystal chemistry of the amphiboles.In.VEBLEN,D.R. & RIBBE,P.H. (ed). *Amphibole: Petrology and experimental phase relations - Reviews in Mineralogy*. 9A.p.1-25.
- HENDERSON,P.1984.General geochemical properties and abundances of the rare earth elements.In:HENDERSON,P(ed).*Rare earth element geochemistry*. Amsterdam,Elsevier.p1-32.
- HOOVER,J.D.1989.Petrology of the Marginal Bordes Series of the Skaergaard Intrusion.*Jour. Petrol.* 30 (2):399-349.
- HUPPERT,H.E. & SPARKS,R,S.1984.Double-diffusive convection due to crystallization in magmas.*Ann. Rev. Earth Planet.Sci.*12:11-37.
- HUPPERT,H.E. & SPARKS,R,S.J.1980.The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense, ultrabasic magma.*Contr. Miner. Petrol.*,75:279-289.
- HUPPERT,H.E. & TURNER,J.S.1981.A laboratory model of a replenished magma chamber.*Earth and Planet. Sci. Let.*,54:144-152.
- HUPPERT,H.E.; TURNER,J.S. & SPARKS,R,S.1982. Replenished magma changes: effects of compositional zonation and input rates.*Earth and Planet. Sci. Let.*,57:345-357.
- IRVINE,T.N.1980.Magmatic density currents and cumulus processes.*Amer. Jour.Science*,280-A:1-58.
- IRVINE,T.N.1980.Magmatic infiltration metasomatism, double-diffusive fractional crystallization,and adcumulus growth in the Muscox Intrusion and other layered intrusions.In.HARGRAVES,R.B.(ed),*Physics of magmatic processes*.New Jersey. Princeton Univers. press.p.325-383.
- IRVINE,T.N.1982.Terminology for Layered Intrusions.*Jour. Petrol.*,23(2):127-162.
- IRVING,A.J.1978.A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geoch. Cosm. Acta*,42:743-770.
- ISHIWATARI,A.1984.Granulite-facies metacumulates of the Yakuno Ophiolite, Japan: Evidence for unusually thick oceanic crust.*Jour. Petrol.*,26(1):1-30.

- JACKSON,E.D.1967.Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke and Bushveld Intrusions.In:WILLIE,P.J.(ed).*Ultramafic related rocks*.New York.p.20-38.
- JACKSON,E.D.1970.The cyclic unit in layered intrusions-a comparasion of repetitive stratigraphy in the ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke, and Bushveld Complexes.*Spec. Publ.Geol. Soc.S.Afr.*,1:391-429.
- KRUGER,F.J & MARSH,J.S.1982.Significance of Sr87/Sr86 ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex.*Nature*.298:53-55.
- KUSHIRO,I.1960.Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. Journ. of Science*.258:548-554.
- LEAKE,B.E.1978.Nomenclature of amphibole.*Can. Mineral.*,16:501-520.
- LEÃO NETO,R. & OLIVATTI,O.1983.*Projeto Palmeirópolis - Etapa preliminar*. ConvênioDNPM-CPRM.Goiânia,29p. (inédito).
- LeBAS,M.J.1962.The role of aluminun in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage.*Amer. Journ. of Science*,260:267-288.
- LIU, C.C.1988.A geologia estrutural do estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MMS do LANDSAT.SIMP. BRAS. SENS. REMOT.,5.Natal.1988.*Anais...Natal*,p.282-293.
- LOWELL,J,D.1972.Spitsbergen Tertiary Orogeny Belt and the Spitsbergen fracture zone.*G.S.A.Bull*.83:3091-3101.
- MAMEDE, L.ROSS,J.L.S.;SANTOS,L.M.1981.Geomorfologia. In:*PROJETO RADAMBRASIL-Levantamento Recursos Naturais*.Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro.p197-248.
- MANDL,G. & CRANS,W.1981.Gravitational gliding in deltas.In:McCLAY,K.R. & PRICE,N.J.(ed).Thrust and nappe tectonics.*Spec. Publ.Geol.Soc.Lond*.9,41-54.
- MARINI, O.J.;FUCK,R.A.1981.A Formação Minaçu: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE,1,Goiania,1981.*Ata...Goiania*,SBG-Núcleo Centro-Oeste e Brasília.p.716-745.
- MARINI,O.J. & BOTELHO,N.F.1986.A província de granitos estaníferos de Goiás. *Rev. Bras. Geol*.16:119-131.
- MARINI,O.J.;DARDENNE,M.A.;FUCK,R.A.;FARIA,A.1976.Projeto Serra Dourada-GO. In: CONGR. BRAS. GEOL.;29.Ouro Preto,1976.*Resumos...Ouro Preto*,SBG, p.15-16.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.;LOGUEIRO,S.O.C.;RAMALHO,R. 1984.As faixas de dobramentos Brasília,Uruaçú e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS,C. ;CAMPOS,D.A.; DERZE,G.R.; ASMUS,H.E.(coords.). *Geologia do Brasil*. DNPM.Brasília.p.251-303.
- MARINI,O.J.;FUCK,R.A.;DANNI,J.C.M.;DARDENNE,M.A.1981.A evolução geotectônica da Faixa Brasília e do seu embasamento.In:SIMP. SOBRE O CRATON SÃO FRANCISCO E

- SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1981. *Anais... Salvador, SME/SBG-Núcleo da Bahia*. p.110-115.
- MARINI, O.J.; FUCHS, R.A.; DARDENNE, M.A.; FARIA, A. 1977. Contribuição à geologia do Pré-Cambriano da porção central de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.* 7:304-324
- MARINI, O.J.; LIBERAL, O.J.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.H.; SOUZA, S.I. 1978. Nova unidade litoestratigráfica do Pré-cambriano do Estado de Goiás. In: CONG. BRAS. GEOL., 39, Recife. 1978. *Resumos... Recife, SBG. Bol. Esp.* 1:126-127.
- MARINI, O.J.; CAMPOS NETO, M.C.; FRÁGUAS, S.R.; SILVA, M.T.; VIEIRA, S.A.B. 1974. Folha Dois de Julho (SD-22-X-D-111-3), 1/50.000. Brasília. FUB/DNPM. *Projeto Serra Dourada* (inédito).
- MASUDA, A.; NAKAMURA, N.; TANAKA, T. 1973. Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37:239-248.
- MATSUI, K.; GIRARDI, V.A.V.; BASEI, M.A.S.; HASUI, Y. 1976. Idades K/Ar do Complexo Básico-Ultrabásico de Cana Brava - Goiás. In: ONGR. BRAS. GEOL.; 29. Ouro Preto, 1976. *Anais... Ouro Preto, SBG.*, p.269-277.
- McBIRNEY, A.R. & NOYES, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Jour. Petrol.*, 20(3):487-554.
- McCALLUM, I.S.; RAEDEKE, L.D.; MATHEZ, E.A. 1980. Investigations of the Stillwater Complex: Part I. Stratigraphy and structure of the banded zone. *Amer. Jour. Science*. 280-A:59-87.
- MERCIER, J.C.C. & NICOLAS, A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Jour. Petrol.*, 16(2):454-487.
- MILEWSKI, J.P.; PAMPLONA, R.; OSTRONOFF, C.; SARMENTO, C.E.M. 1970. Excursão N°7: Região de Cana Brava. In: CONGR. BRAS. GEOL.; 24. Brasília, 1970. *Bol. Esp. n°02... Brasília, SBG*, p.115-130.
- MISHA, K.C. & FLEET, M.E. 1973. The chemical compositions of synthetic and natural pentlandite assemblages. *Economic Geology*, 68:518-539.
- MOTTA, J.; ARAÚJO, V.; MELLO, J.C.R.; OGUINO, K. 1972. *Projeto Niquelândia. Relatório Final*. Goiânia, DNPM/CPRM. vol.1, 224p (inédito).
- NAGAO, M. 1974. *Mapa geológico do Complexo de Cana Brava-GO (1:50.000)*. Mineração de Amianto S.A (SAMA), Minaçu-GO, Brasil. (inédito).
- NALDRETT, A.J. & von GRUENEWALDT, G. 1989. The association of PGE with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Economic Geology*. 84:180-187.
- NALDRETT, A.J.; GASPARRINI, E.C.; BARNES, S.J.; von GRUENEWALDT, G.; SHARPE, M.R. 1986. The upper critical zone the Bushveld Complex and a model for origin of Merensky-Type ores. *Economic Geology*, 81:1105-1118.

- NALDRETT,A.J.;BRUGMANN,G.E.;WILSON,A.H.1990.Models for the concentration of PGE in layered intrusions.*Can. Mineral.*,28:289-408.
- NALDRETT,A.J.1989.*Magmatic sulfide deposits*.New York,Clarendon Press & Oxford Univ. Press.189p
- NALDRETT,A.J.1993.Models for the formation of strata-bound concentrations of platinum-group elements in layered intrusions.In.Kirkhan,R.V.,Sinclair,W.D,Thorpe,R.I. and Duke,J.M.(eds.),*Mineral Deposit Modeling:Geological Association of Canada, Special Paper*, 40:373-387.
- NICOLAS, A.1987.*Principles of rock deformation*.2°ed.Dordrecht,D.Reidel Publishing Company.208p.
- NICOLAS,A. & DUPUY,C.1984.Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites.*Tectonophysics*,110:177-187.
- NICOLAS,A. & POIRIER,J.P.1976.*Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley-Interscience.New York.
- NILSON,A.A.;BOTELHO,N.F.;FERREIRA FILHO,C.F.1994.Rifteamento meso-proterozóico no Centro-Norte de Goiás.In: CONG. BRAS. GEOL.,38,Camburiú,1994.*Resumos...*Camburiú.p.248-259.
- O'LEARY, D.W.;FRIEDMAN,D.D.;POHN,HA.1976.Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms.*Geol. Soc. Am. Bul.* 97:1463-1469.
- OLIVEIRA,A.M.1993.*Petrologia, estratigrafia, petroquímica e potencialidade para Elementos do Grupo da Platina (EGP) no Complexo de Barro Alto na região de Goianésia, Goiás*. 86p.Brasília.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- PALACZ,Z.A.1985.Sr-Nd-Pb isotopic evidence for crustal contamination in the Rhum intrusion.*Earth Planet. Sci. Lett.*,74:35-44.
- PAMPLONA,R.I. & NAGAO,M.1981.Jazimentos de aminato crisotila da Mina de Cana Brava, Goiás.IN: SCHMARTZ,W.H.(coord.).*Os Principais depósitos minerais da região Centro-Oeste*.DNPM,1981,p.77-137.
- PARKER, R.G.1988.*Geological structures and moving plates*.1°ed.New York, Chapman and Hall.337p.
- PASSHIER,C.W. & SIMPSON,C.1986.Porphyroclast systems as kinematic indicators.*Journ. Struct. Geol.*,8(8):831-843.
- PASSHIER,C.W.;MYERS,J.S.;KRÖNER,A.1990.*Field geology of high-grade gneiss terrains*.1°ed.Berlin, Springer-Verlag.150p.
- PIMENTEL,M.M & FUCK,R.A.1987.Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis (GO).*Rev. Bras. Geoc.* 17(1):2-14.



- PIMENTEL,M.M. & FUCK,R.A.1991.Idades U-Pb em zircão de meta-riolito do Grupo Araí e granitos associados. *Bol. Infor. SBG*, Núcleo Centro-Oeste,14:41-52.
- PIMENTEL,M.M. et al.1993.Dados geocronológicos U-Pb preliminares da região de Mara Rosa, Goiás: implicações para a época de mineralização de Au e para a evolução tectônica neoproterozóica no Centro-Oeste. In: CONG. BRAS. GEOQ.,4,Brasília,1993.*Anais...*Brasília,SBGq.p.255-256.
- PIMENTEL,M.M.;HEAMAN,L.;FUCK,R.A.;MARINI,O.J.1991.U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-tupe acid magmatism in central Brazil.*Precambrian Research*,52:321-335.
- PRESNALL,D.C.;DIXON,S.A.;DIXON,J.R.;O'DONNELL,T.H.;BRENNER,N.L.;SCHROCK,R.L.;DYCUS,D.W.1978.Liquidus phase realltions on the join diopside-fosterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma.*Contr. Miner. Petrol.*,66:203-220.
- QUEIROZ,C.L.1995.*Caracterização dos domínios estruturais e da arquitetura do Greenstone Belt de Crixás,GO*.177p.Brasília.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília)
- RAEDEKE,L.D.;McCALLUM,I.S.1984.Investigations in the Stillwater Complex:Part II. petrology and petrogenesis of the Ultramafic Series. *Jour. Petrol.* 25:395-420.
- RAMSAY,R.G. & HUBER, M., I.1987.*Modern structural geology*. vol2.San Diego, Acad. Press Inc. 700p.
- RAMSAY,R.G.1967.*Folding and fracturing of rocks*.McGraw-Hill.New York.568p.
- RAMSAY,R.G.1980.Shear zone geometry: a review.*Jour.Struct. Geol.*2(1\2):83-99.
- REIS NETO,J.M. & CORDANI,U.G.1984.Influência do evento geodinâmico Brasileiro nos resultados radiométricos do centro-oeste brasileiro.In:CONGR. BRAS. GEOL.33,Rio de Janeiro,*Anais....*Rio de Janeiro,SBG,p.2276-2288.
- RIBBIE,P.H.1983.Chemistry, structure and nomenclature of feldspars.In:RIBBIE,P.H.(ed).*Feldspar mineralogy - Review in Mineralogy*.2.p.1-20.
- RIBEIRO FILHO,W. & TEIXEIRA,N.A.1981-Sequência vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Canabrava.Goiania,SBG-Núcleo Centro-Oeste,*Bol. Inform.*10:157-173.
- RICHARD,L.R.1995.Mimpet for windows-version 2.02-reference manual, Minpet Geological Software, Quebec, Canada.
- RILEY,J.F.1977.The pentlandite group (Fe,Ni,Co)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>: new data and an appraisal of structure-composition relationships.*Min. Magaz.*,41:345-349.
- RIVALENTI,G.;GIRARDI,V.A.V.;SINIGOI,S.;ROSSI,A.;SIENA,F.1982.The Niquelândia mafic-ultramafic complex of Central Brazil: petrological considerations.*Rev.Bras.Geoc.*,12:380-391.

- ROBINSON,P.1980.The composition space of terrestrial pyroxenes-internal and external limits.In:PREWITT,C.T. (ed).*Pyroxenes;Reviews in Mineralogy*.7.p.419-494.
- ROBINSON,P.;SPEAR,F.;SCHUMACHER,J.C.;LAIRD,J.;KLEIN,C.;EVANS,B.W.;DAALAN,B. L.1982.In: In.VEBLEN,D.R. & RIBBE,P.H. (ed). *Amphibole: Petrology and experimental phase relations - Reviews in Mineralogy*. 9B.p.1-227.
- RODRIGUES,J.E. & LIU,C.C.1988.A geometria da iluminação solar e sua influência na observação de estruturas geológicas em imagens orbitais.SIMP. BRAS. SENS. REMOT.,5.Natal.1988.*Anais...Natal*,p.294-302.
- SACK,R.O. & GHIORSO,M.S.1991. Chromite as a petrogenetic indicator.In:LINDSLEY,D.H.(ed).*Oxide mineral:Petrology and magnetic significance - Reviews in Mineralogy*.25.p.323-354.
- SANDERSON,D.J. & MARCHINI,W.R.D.1984.Transpression.*Jour. Struc. Geol.* (5):449-458.
- SANDIFORD,M. & POWELL,R.1986.Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples.*Earth Plan. Scie. Letters*,79:151-158.
- SHARPE,M.R.1981.The chronology of magma influxes to eastern compartment of the Bushveld Complex as exemplified by its marginal border groups.*Jour. Geol. Soc. London*,138:307-326.
- SHARPE,M.R.1985.Strontium isotope evidence for preserved density stratification in main zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Nature*,316:119-126.
- SIBSON,R.H.1977.Fault rocks and fault mechanisms.*J.Geol. Soc. Lond.*,133:191-213.
- SILVA,F.O.1991.*Geologia,estrutura,petrologia e mineralizações de Fe, Ti,V associados ao Complexo Gabro-Anortosítico Acamadado de Santa Barbara (Goiás)*.Brasília.177p.(Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de Brasília).
- SIMKIN,T. & SMITH,J.V.1970.Minor element distribution in olivine.*Jour. Geol.*,78:304-325p.
- SMITH,J.V.1983.Some chemical properties of feldspars. In:RIBBE,P.H.(ed).*Feldspar mineralogy - Review in Mineralogy*.2.p.281-296.
- SOARES,P.C. & FIORI,A.P.1976.Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografia aérea em geologia.*Notícias Geomorfológicas*.Campinas, 16(32):71-104.
- SPARKS,R.S.J. & HUPPERT,H.E.1984.Density changes during the fractional crystallization of basaltic magmas: fluid dynamic implications.*Contr. Miner.Petrol*,85:300-309.
- SPEAR,F.S.1981.An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite.*Am. Jour. Sci.*,281:697-734.
- STACHE,G.A.1973.*Untersuchungen zur Geologie, Petrografie, Metamorphose und Genese des Basich-Ultrabasischen Massivs von Barro Alto - Goiás (Brasilien)*. Clausther Geol. Abh.,24,149.Verlag Ellen Pilger, Berlin.

- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12:1-33.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A.A. 1991. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geoc.* 22 (2):204-215.
- SUN, S.-S. 1982. Chemical composition and origin of earth's primitive mantle. *Geoch. Cosm. Acta*, 46:179-192.
- TREUIL, M.; JORON, J.L.; JAFFREZIC, H. 1977. Trace element geochemistry of magmatic rock series of converging and diverging plate boundaries. *Jour. Radional. Chem.*, 38:351-362.
- TURNER, J.S. & CAMPBELL, I.H. 1986. Convection and mixing in magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 23:255-352.
- VERNON, R.H. 1987. Growth and concentration of fibrous sillimanite related to heterogeneous deformation in K-feldspar-sillimanite metapelites. *Jour. Metam. Geol.*(5):51-68.
- VON GRUENEVALDT, G.; SHARPE, M.R.; HATTON, C.J. 1985. The Bushveld complex: Introduction and review. *Economic Geology*. 80:803-812.
- WAGER, L.R. & BROWN, G.M. 1968. *Layered igneous rocks*. Oliver & Boyd, Ltd. Edimburgh, 588 p.
- WAGER, L.R. 1960. The major element variation of the layered series of the Skaergaard Intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. *Jour. Petrol.*, 1:364-398.
- WERNICK, E. & ALMEIDA, F.F.M. 1979. The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. *Precambrian Res.*, 8:1-17.
- WERNICK, E. 1981. The Archaean of Brazil. *Earth-Sci. Rev.*, 17:31-48.
- WHITE, S.H.; BURROWS, S.E.; CARRERAS, J.; SHAW, N.D.; HUMPHREYS, F.J. 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Jour. Struc. Geol.*, 2(12):175-187.
- WILSON, A.H. 1982. The geology of the Great "Dyke," Zimbabwe: The ultramafic rocks. *Jour. Petrol.*, 42:109-124.
- WILSON, M. 1989. *Igneous petrogenesis-a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman. 466p.
- WINKLER, H.G. 1976. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 4th ed. Springer. 334 p.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, 3(3):342-532.