



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TESE DE DOUTORADO
Nº 39

**GEOLOGIA E PETROLOGIA DO *SILL* MÁFICO
ULTRAMÁFICO DO RIO JACARÉ – BAHIA E
ESTUDO DAS MINERALIZAÇÕES DE Fe-Ti-V
E PLATINÓIDES ASSOCIADAS**

REINALDO SANTANA CORREIA DE BRITO

Orientador:
DR. ARIPLÍNIO ANTONIO NILSON

Brasília
2000

Brito, Reinaldo Santana Correia de.

Geologia e petrologia do sill máfico ultramáfico do Rio Jacaré - Bahia e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platinóides associadas / Reinaldo Santana Correia de Brito.

-- Brasília, 2000.

385 p. ; 30 cm

Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2000.

Orientador: Aripínio Antonio Nilson.

1. Petrologia – Brasil – Bahia. 2. Geologia econômica – Brasil – Bahia. 3. Mineralizações – Brasil – Bahia. I. Nilson, Aripínio Antonio. II. Universidade de Brasília. III. Título.

CDD 552.098142



1 - Identificação do Aluno

Nome Reinaldo Santana Correia de Brito		Matrícula 95/90714
Curso GEOLOGIA		
Área de Concentração Geologia Econômica e Prospecção	Código 01643	Departamento IGD

2 - Sessão de Defesa de Tese

Título
 " Geologia e Petrologia do Sill Máfico –Ultramáfico do Rio Jacaré – Bahia e Estudo das Mineralizações de Fe-Ti-V e Platinóides Associadas".

3 - Comissão Examinadora

Nome	Função	Assinatura
Prof. Dr. Aripilino Antônio Nilson	Orientador	
Prof. Dr. César Fonseca Ferreira Filho (UNB)	Examinador Interno	
Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira (UnB)	Examinador Interno	
Profª. Dr. Maria da Glória da Silva (UFBA)	Examinadora Externa	
Prof. Dr. Vicente Antônio Vitorio Girardi (USP)	Examinador Externo	

4 - Resultado

A Comissão Examinadora, em 22/09/00, após o exame da Defesa da Tese e arguição do candidato, decidiu:

Pela aprovação da Tese. Pela revisão de forma, indicando o prazo de 30 dias para apresentação definitiva.

Pela reprovação da Tese. Pela reformulação da Tese, indicando o prazo de _____ para nova versão.

Preencher somente em caso de revisão de forma:

O aluno apresentou a revisão de forma e a Tese foi aprovada.

O aluno apresentou a revisão de forma e a Tese foi reprovada.

O aluno não apresentou a revisão de forma.

Autenticação Presidente da Comissão Examinadora	Autenticação Coordenador do Curso
<u>23/04/2001</u> Data	<u>23/04/2001</u> Data
 Assinatura/Carimbo	 Assinatura/Carimbo

5 - Homologação

Congregação de Carreira de Curso ou Órgão Equivalente
 A CCC, em sua Reunião nº 124, de 23/04/2001, resolveu:
 Decisão:

23/04/2001
Data

Assinatura do Presidente da CCC ou Órgão Equivalente

Aprovação do Decanato de Pesquisa e Pós-Graduação

Decisão:

Data

Assinatura do Decano

*“Mas é tão difícil que eu não vejo
a hora disso terminar e
acaba como uma canção na minha guitarra...”
Kiko Zambianchi*

*Dedico esta tese ao meu saudoso pai, por seu exemplo de vida
Antonio Correia de Brito – in memorium
e a minha filha Carolina meu amor eterno*

*Presto uma homenagem especial ao meu mestre,
amigo e orientador Dr. Aripínio Antonio Nilson.*

Resumo

Na parte sudoeste do Estado da Bahia, entre os municípios de Jequié e Maracás, ocorre uma faixa de rochas plutônicas, vulcânicas e sedimentares que ocupam o bordo nordeste do Cinturão Contendas-Mirante. Esta faixa é constituída de rochas do Grupo Contendas-Mirante e compõe a parte sul do Cinturão-Lineamento Contendas-Jacobina, localizado entre os Blocos de Jequié e Gavião, na parte centro-norte do Cráton do São Francisco. O *Sill* do Rio Jacaré - **S.R.J.** é uma intrusão acamadada hospedada nas rochas vulcânicas basáltico-andesíticas e vulcanossedimentares da Formação Mirante que correspondem à Unidade Média do Grupo Contendas-Mirante. O S.R.J tem a extensão de 70 Km e largura média aflorante de 1,2 Km, com direção N10°E e mergulho entre 50° a 70° graus para SE. O **S.R.J.** foi deformado e metamorfoisado junto com suas encaixantes. As relações de contato indicam que o **S.R.J.** é sin-vulcânico e associado à sedimentação e vulcanismo de ambiente continental.

O **S.R.J.** foi dividido em duas zonas principais: Zona Inferior, com espessura média de 300 m; e Zona Superior, com espessura de 600 a 1.000m . A Zona Inferior (ZI) é constituída por rochas gabróicas maciças a clinopiroxênio e plagioclásio. A Zona Superior (ZS) foi sub-dividida em duas subzonas (I e II), a primeira de natureza gabróica a piroxenítica, e a segunda gabróica, leucogabróica e anortosítica. O contato da ZI com as rochas da Formação Mirante exhibe rochas de granularidade fina, interpretadas como resultado de resfriamento rápido, e associadas ao bordo da intrusão. O contato entre as zonas Inferior e Superior mostra uma seqüência transicional, acamadada, denominada de Zona de Transição (ZT), onde ocorrem rochas com texturas e estruturas multi-variadas denominadas de varitexturadas que foram interpretadas como produtos da mistura mecânica e de hibridização de magmas.

A Zona Inferior é constituída por gabros de grã média, maciços que aumentam a proporção de augita-diopsídica no sentido leste, enquanto diminui o tamanho dos grãos dos minerais da rocha. A ZT é formada por cumulos ultramáficos consistindo de olivina; clinopiroxênio e magnetita de cumulus, variando de proporção entre si, numa seqüência gradacional de peridotitos, magnetitos e piroxenitos e por cumulos máficos representados por gabros com plagioclásio e clinopiroxênio de cumulus, às vezes com hiperstênio associado. A magnetita é um mineral ora de cumulus, ora intercumulus nesta rochas. O arranjo textural está organizado em camadas mono a bimineralicas definindo acamadamento rítmico. As rochas varitexturadas são gabros de grã média a grossa que contém inclusões de gabros de granularidade fina em forma de sills, pillows e autólitos de tamanho de blocos a pequenos enclaves decimétricos de rocha de textura diabásica. A Zona Superior I exhibe microacamadamento rítmico de gabro, piroxenito e magnetitapiroxenito, ferrogabro e anortositos com magnetita. A Zona Superior II é leucogabróica de grã média a grossa e grada a anortositos. Os minerais metamórficos identificados são anfibólios do tipo magnésio-hornblenda na Zona Inferior, cumingtonita-tremolita-actinolita e clorita na Zona de Transição, ferro-tschermakita e granada na Zona Superior I e granada, biotita e pargasita-hastingsita na Zona Superior II.

Os clinopiroxênios são de baixo alumínio (Al_2O_3 entre 0,3 a 1,5%) variando de $Di_{50}<Di<90\%$ e $En_{41-25\%}$. Os ortopiroxênios correspondem a ferrohiperstênio ($Wo<5\%$ e $En<60\%$). As olivinas tem composições de Fo_{55} (hyalosiderita) a Fo_{42} (hortonolita). Os anfibólios são do tipo cálcico ($Ca>1,5$ e $Ca+Na>2$), exibindo um *trend* contínuo desde magnésio-hornblenda a ferro-tschermakita. Os anfibólios de origem ígnea tem composição de pargasita a Fe-hastingsita e textura intercumular. Os óxidos de Fe-Ti-V mostram variações nas proporções molares de membros finais das soluções sólidas magnetita_{ss} ($X'_{usp}<10\%$) e ilmenita_{ss} ($X'_{ilm}>90\%$).

Com exceção da olivina, as variações composicionais dos minerais definem acamadamento críptico relacionado à cristalização fracionada do magma e separação das principais fases de cumulus. As variações de Si e Mg dos anfibólios evidenciam grau metamórfico crescente de oeste para leste no sentido do Bloco de Jequié.

As rochas vulcânicas e as rochas de granularidade fina são toleítos magnesianos silicosos (SHMT). As zonas do **S.R.J.** exibem *trends* gerais decrescentes e crescentes de feldspato normativo e #Fm, respectivamente, no sentido do topo da intrusão. Os elementos-traço mostram tendência de acumulação em minerais acessórios cristalizados em estágios avançados de fracionamento magmático. O estudo dos elementos das terras raras mostra que as rochas vulcânicas exibem padrões de ETR fracionados similares à ZI, sem anomalia de Eu. Os cumulos ultramáficos mostram anomalia negativa de Eu e discreto enriquecimento de ETRP em relação a ETRL (rochas ricas em olivina), enquanto que os cumulos máficos mostram enriquecimento de ETRL e anomalia positiva de Eu. A ZS mostra forte enriquecimento de ETRL e anomalia de Eu. A litogeoquímica mostrou a provável interação de diferentes líquidos magmáticos representando as diferentes zonas do **S.R.J.**

A sistemática isotópica de Sm-Nd forneceu uma idade isocrônica como sendo de $2,841 \pm 68$ Ma para o **S.R.J.**, com $\epsilon_{Nd}(T) = -1.3$ e MSWD=6.8. O método Rb-Sr produziu uma idade de $2,757 \pm 187$ Ma ($R_o = 0.70491 \pm 0.0007$), (MSWD=1.5). O metamorfismo de facies anfibolito e deformação foram datados pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr em torno de 2,1 a 1,8 Ga, (Ciclo Transamazônico). Dados isotópicos mostram também que a razão $^{144}Nd/^{147}Nd_d$ é típica de reservatórios condriticos levemente empobrecidos enquanto a razão $^{86}Sr/^{87}Sr$ é típica de magmatismo continental. As variações verticais de $\epsilon_{Nd}(T)$ e Sr(o) evoluíram simpaticamente às variações crípticas de algumas fases de cumulus, indicando que essas rochas provêm de um mesmo reservatório isotópico que sofreu cristalização fracionada, pequeno grau de assimilação de rochas encaixantes e mistura de magma. As zonas superior e inferior foram consideradas como representantes de dois fluxos de magma, enquanto que a ZT provavelmente representa a mistura de um magma residual da ZI com uma fração do magma da ZS.

Titanomagnetita e ilmenita são os minerais de cumulus predominantes nos magnetitos. A magnetita exibe várias texturas de exsolução de ilmenita tais como, sanduíche e treliça, além de grãos de exsolução interna e externa. Ocorrem também ulvoespínélio como lamelas de exsolução na magnetita e hematita como lamelas de exsolução na ilmenita. Os minerais da ganga são clinopiroxênio e olivina de cumulus e cumingtonita, plagioclásio, granada e grafita intergranulares. Sulfetos e arsenietos ocorrem inclusos nos grãos de óxidos e também em fraturas dos mesmos. Os teores de vanádio da magnetita controlam o conteúdo de V_2O_5 em rocha total, caracterizando dois tipos de minério. O minério de alto vanádio (Alvo A) é formado por magnetitas com teores de V_2O_5 entre 2,2-4,5% que constituem magnetitos de teor médio de 2,2% de V_2O_5 . O minério de baixo vanádio é representado pelas magnetitas do Alvo B e Novo Amparo, com teores de V_2O_5 variando de 0,3 a 2,5 %; o minério em si exibe concentração variando de 1,5 a 0,5 % de V_2O_5 . Os magnetitos do Alvo B e da Fazenda Novo Amparo, mostram intervalos de 2 a 4 metros de espessura enriquecidos em cobre com 0,3 a 0,5 %Cu. A cristalização de magnetita e ilmenita de cumulus aparentemente comandou o enriquecimento de cobre no líquido intercumulus por ser incompatível com silicatos e com os óxidos de Fe-Ti-V.

Minerais do grupo da platina - MGP ocorrem associados a arsenietos e sulfetos nos magnetitos. Os MGP são esperrilita, gversita, cabriita, isoferroplatina e ligas de Pt-Pd-Fe-Ni-Cu-Sn. Os arsenietos são orcelita, maucherita, westerveldita e cobaltita e os sulfetos pentlandita, calcopirita, milerita, pirrotita e bornita. Os MGP ocorrem como partículas inclusas nos óxidos de cumulus ou nos grãos intercumulus e em franjas dos arsenietos.

Essas texturas representam uma fase de mineralização ortomagmática, uma fase hidrotermal *sin*-magmática e uma fase *pós*-magmática.

Os teores de EGP no Alvo A são em média 300 ppb; às vezes se tem teores de até 2.000ppb de Pt e até 1.200ppb de Pd. A química dos MGP foi relacionada ao fator R (massa de magma/massa de líquido de sulfeto) típicos das condições de formação dos principais depósitos de EGP. No Alvo B ocorrem três picos de EGP da ordem de 600ppb Pt e 240ppb Pd e um discreto aumento de Au (150ppb). Em Novo Amparo também ocorrem três picos de EGP com Pt > Pd >> Au e máximo de 700ppb Pt, 350ppb Pd e 200ppb de Au. Neste alvo Au atinge valor máximo associado a altos valores de S, Se-Bi-Te. Valores altos de Pt-Pd com baixas razões de Cu/Pd mostram a relação inversa entre sulfetos de Cu e EGP.

O estudo de fracionamento dos EGP sugere que:

- a- A concentração de Rh em relação a Ir refletiria a composição inicial do magma que teria se enriquecido 8 vezes em relação a um reservatório condrítico.
- b- O fracionamento de Rh em relação a Ir na mineralização comparada com esse “magma inicial enriquecido em relação a um condrito” seria de cerca de 3,2 vezes para o Alvo A, 4,7 para o Alvo B e 4,9 vezes para Novo Amparo.
- c- As razões envolvendo paládio evidenciam enriquecimento de Pd em relação a Pt e Ir por processos de fracionamento, combinados possivelmente a concentração via processos hidrotermais.

Um sistema magmático aberto com abastecimento periódico de três fluxos de magma foi utilizado para explicar as variações minerais, litogeoquímicas e as mineralizações:

- a) A cristalização de plagioclásio e clinopiroxênio da ZI promoveu a formação de um magma residual rico em Fe-Ti-V com fator de enriquecimento em vanádio de cem vezes em relação ao teor das rochas de bordo.
- b) A mistura do magma residual da ZI com o magma da ZS pode explicar a composição das magnetitas do Alvo A.
- c) O fracionamento magmático da ZS e provável mistura com um terceiro fluxo de magma foi utilizado para explicar os teores de V do minério magnético dos Alvos B e Novo Amparo. Essa mineralização pode ser explicada como resultado do fracionamento magmático provocado pela retirada da magnetita de cumulus na ZS que levou ao enriquecimento em S-Cu e EGP no líquido. A descoberta de concentrações anômalas de cobre pode constituir uma mineralização econômica.

As mineralizações de EGP são relacionadas a duas situações: Fator R maior que 100.000 para o Alvo A, enquanto que o Alvo B e Novo Amparo estariam associados a Fator R abaixo de 10.000. Esses fatores seriam atingidos no Alvo A pela mistura de magmas num conduto alimentador da intrusão, enquanto que nos demais alvos a mistura se daria em posição distal a este conduto. O estudo dos platinóides sugere portanto um modelo de mineralização de EGP associado a magnetita equivalente àqueles associados a sulfetos enriquecidos em EGP em cromititos. A importância desta descoberta é a possibilidade de se localizar depósitos econômicos de EGP relacionados a magnetita no S.R.J.

A nível geral sugere-se que uma pluma do manto interagiu com um *rift* intra-continental há 2.846 Ma colocando magmas basálticos do tipo SHMT em câmaras magmáticas rasas, produzindo sills e derrames que se interdigitaram com a sedimentação da bacia. A ascensão rápida desse magma não permitiu a saturação em enxofre, favorecendo a solubilidade dos EGP durante o transporte do magma. Um modelo de mistura de magmas, assimilação de encaixantes e fracionamento magmático foi utilizado para explicar a diferenciação da intrusão e as mineralizações observadas.

Abstract

A volcanic, plutonic and sedimentary fold belt occurs in the southwestern part of the State of Bahia, Brazil, along the northeastern border of the Contendas-Mirante Belt, which is a part of the Contendas-Jacobina Lineament. The latter defines the limit between the Jequié and Gavião Blocks in the central-northern part of the São Francisco Craton .

The R.J.S. is a layered intrusion emplaced in folded and metamorphosed basaltic and andesitic rocks interbedded with continental sediments of the Mirante Formation (FMt) which is the Intermediate Unit of the Contendas-Mirante Group. R.J.S. is a 70 Km long and about 1Km wide sheet, striking N10°E and dipping 50°-70° southeast. The sill has been deformed along with its host rocks; field relationships indicate that R.J.S. is sinvolcanic with the Mirante Formation.

R.J.S. is divided up into two broad zones : a Lower Zone (LZ) which is 300m thick and an Upper Zone (UZ) which is 600 to 1000m thick. The Lower Zone is made up of clinopyroxene and plagioclase-bearing massive medium-grained gabbro. The Upper Zone consists of two subzones (I and II); the first is gabbroic to pyroxenitic and the second is gabbroic and leucogabbroic to anorthositic. Fine-grained gabbroic rocks occur along the contact between the sill and FMt; these were interpreted as the chill border of the LZ. A Transition Zone (TZ) occurs between LZ and UZ where layered mafic and ultramafic rocks are associated with vari-textured rocks that show evidence of mixing between different magmas.

The Lower Zone consists of medium-grained gabbro that exhibits increase of the clinopyroxene modal proportion towards the east as plagioclase grain size decreases. TZ is made up of ultramafic cumulates consisting of cumulus olivine, clinopyroxene, magnetite and ilmenite that grade from magnetite peridotite, magnetite with pyroxene and magnetite pyroxenite and mafic cumulates with cumulus plagioclase and clinopyroxene with minor hypersthene. Magnetite is usually a *cumulus* phase but sometime it can be an *intercumulus* mineral. Monomineralic and bimodal cumulates define a microrhythmically layered sequence of pyroxenite and gabros with variable amounts of magnetite. Vari-textured medium-grained gabbroic rocks may contain enclaves of fine-grained gabbro, sometimes pillow-shaped or forming enclaves from decimetric to block size and thin sheets of sill-like diabasic rocks. The Upper Zone I (UZI) is a rhythmically banded sequence of micro-layered gabbro-pyroxenite-magnetite pyroxenite-ferro-gabbro and magnetite-bearing anorthosite. The Upper Zone II (UZII) consists of modally layered medium-grained leucogabbro, coarse-grained leucogabbro and medium to coarse-grained anorthosite. Metamorphic minerals are magnesium hornblende in the Lower Zone, cummingtonite, tremolite-actinolite and chlorite in TZ, ferro-tschermackite in UZI and pargasite-hastingsite in UZII. Garnet and biotite are also observed as reaction products between plagioclase and pyroxene and as alteration of amphiboles, respectively, forming coronites at places .

Pyroxenes are aluminum-poor ($0,3 < Al_2O_3 < 1,5\%$) and compositions are Wo45-52, En24-41 and Fs8-32. Orthopyroxene is ferro-hypersthene (Wo5-10, En45-55 and Fs40-65). Olivines are iron-rich, Fo₅₅-Fo₄₂ (hyalosiderite to hortonolite). The amphiboles are of calcium-type ($Ca > 1,5$ e $Ca+Na > 2$), exhibiting a continuous *trend* from magnesium-hornblende to Fe-tschermackite. Igneous amphiboles have ferro-pargasitic to Fe-hastingsitic composition and show intercumulus texture in association with cumulus plagioclase. The iron-titanium-vanadium oxides are titanium magnetite and ilmenite that represent magnetite and ilmenite solid solutions ($X'_{usp} < 10\%$) and $X'_{ilm} > 90\%$), respectively.

Compositional variations of mineral phases define cryptic layering that is ascribed to magmatic fractional crystallization related to the separation of the main cumulus phases. Si and Mg tenors of amphiboles show smooth substitution trends pointing to increasing metamorphic grade towards the east (Jequié Block).

The volcanic and the fine-grained gabbroic rocks have both silicious high-magnesium tholeiitic (SHMT) signature. Fractionation indexes such as normative feldspar and #Fm show

decreasing and increasing trend towards the top (east) of the intrusion, respectively. Minor elements such as P, Zr, Y and Nb tends to be accomodated within late crystallized magmatic accessory minerals. Volcanic rocks and ZI show similar rare earth element (REE) patterns pointing to fractionation of light rare earths (LREE) relative to heavy rare earths (HREE). Mafic cumulates show higher LREE/HREE ratios and a strong Eu anomaly that indicates plagioclase accumulation, whereas ultramafic cumulates show an almost flat REE pattern with discrete HREE enrichment relative to LREE denoting olivine and magnetite fractionation. ZS REE patterns are similar to those of TZ mafic cumulates but exhibit a stronger Eu anomaly, especially for the anorthositic rocks. Border rocks show almost flat REE patterns suggesting they are the least fractionated rocks of R.J.S. Lithochemical studies have pointed out the possibility of interaction between different magmatic liquids that now correspond to the different zones of R.J. S.

Isotopic data show that the sill has a Sm/Nd age of $2,841 \pm 68 \text{ Ma}$, $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = -1.3$ and $\text{MSWD} = 6.8$ for a 20 point isochron. A four point Rb/Sr isochron yielded an age of $2,757 \pm 187 \text{ Ma}$ ($R_o = 0.70491 \pm 0.0007$, $\text{MSWD} = 1.5$). R.J.S. metamorphic recrystallization time is indicated by an isochronic diagram which yielded an age of $1,863 \pm 26 \text{ Ma}$, ($\text{MSWD} = 5.55$, $R_o = 0.709454 \pm 0.000057$), which is almost the same age obtained by Kawashita et al (1992) who produced a mineral Rb-Sr isochron of $1,880 \pm 205 \text{ Ma}$, $\text{MSWD} = 146$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.7060 ± 0.0003 . This metamorphism is related to the Transamazonian Cycle ($2,200\text{-}1,900 \text{ Ma}$). R.J.S. $^{144}\text{Nd}/^{147}\text{Nd}_d$ ratios are related to a slightly depleted chondritic mantle source and $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ratios indicate continental related magmatism. Isotopic systematics show that both Lower and Upper zones have almost the same $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ and $\text{Sr}(o)$ that evolved sympathetically with cryptic variations, probably indicating they are magma batches from the same isotopic reservoir that underwent fractional crystallization and host-rock assimilation. However, TZ corresponds to mixing between an evolved residual magma from the Lower Zone and a pristine component from the Upper zone.

Titanomagnetite and ilmenite are the main cumulus phases of the iron ores. Magnetite displays trellis and sandwich-type ilmenite exsolution lamellae. Magnetite also hosts cloth-textured ulvospinel exsolution lamellae. Ilmenite sometimes also exhibits hematite exsolution lamellae. Primary gangue minerals are cumulus clinopyroxene and olivine, plagioclase and the metamorphic-metasomatic phases are garnet, cummingtonite, chlorite and minor intergranular graphite. Cumulus magnetite controls whole rock vanadium contents, characterizing high and low vanadium ore types. The high V orebody (Alvo A) consists of magnetite with average 2.2-4.5% V_2O_5 that yields magnetites averaging 2.2% V_2O_5 . The low vanadium orebodies from Alvo B and Novo Amparo targets contain magnetite with 0.3 a 2.5 % V_2O_5 are responsible for 1.5 to 0.5 % V_2O_5 in the magnetites. These low vanadium orebodies contain 0.3 to 0.5 %Cu in 2 to 4 meter thick intervals. Fractional crystallization of cumulus magnetite and ilmenite has apparently promoted Cu and S enrichment of the intercumulus liquid, due to their incompatibility with silicate and Fe-Ti-V oxides.

Magnetite contains Platinum-Group Minerals – PGM associated with arsenides and sulphides. PGM are sperrillite, gversite, cabriite, isoferroplatinum and Pt-Pd-Fe-Ni-Cu-Sn alloys. Arsenides are orcellite, maucherite, westerveldite and cobaltite and the sulphides are pentlandite, chalcopyrite, millerite, pyrrhotite and bornite. PGM occur as tiny particles poikilitically included within cumulus Fe-Ti oxides, in alteration rims of intercumulus arsenides and in fracture-filling arsenides. These three different textural types represent orthomagmatic mineralization, sinmagmatic hydrothermal intercumulus mineralization and metamorphic redistribution of PGE.

PGE are mainly Pt and Pd and their contents vary according to the ore type. High vanadium orebodies show 300 ppb Pt, (up to 2,000 ppb Pt) and up to 1,200 ppb Pd. Low vanadium orebodies from Alvo B show three anomalous EGP highs of approximately 600 ppb Pt and 240 ppb Pd and 150ppb Au. The Novo Amparo ore body also displays three anomalous EGP intervals ($\text{Pt} > \text{Pd} \gg \text{Au}$) with maximum grades of 700 ppb Pt, 350ppb Pd

and 200ppb Au. High Au values are associated with higher contents of S and Se-Bi-Te. Pt-Pd peaks show negative correlation with Cu/Pd ratios indicating an antipathetic relationship between Cu sulphides and EGP. PGM chemistry was related to the R-Factor (mass of magma/mass of sulphide liquid) probably implying similar conditions to those related to the formation of economic PGE deposits worldwide.

The study of PGE fractionation has allowed the following tentative conclusions:

- a- Rh enrichment relative to Ir is suggestive of initial magma composition enriched eight times relative to the chondritic reservoir.
- b- Rh fractionation relative to Ir in PGE mineralization when compared with this “relative to chondrite-enriched initial magma” points to a further increase in Rh/Ir ratios by a factor of 3.2 for Alvo A, 4.7 for Alvo B and 4.9 times for Novo Amparo magnetites.
- c- PGE ratios involving Pd, Pt and Ir indicate noble metal enrichment related to magmatic fractionation, combined with re-concentration via hydrothermal processes.

An open magmatic system with periodic magma replenishment through three distinct batches of fresh magma is proposed to explain petrographic features, mineral cryptic variations, whole rock geochemical variation, isotopic changes and mineralization:

- a) Fractional crystallization of plagioclase and clinopyroxene from LZ has possibly promoted the formation of Fe-Ti-V enriched residual magma with a vanadium enrichment factor 100 times higher than the border rock V concentration.
- b) Mixing between LZ residual magma with a fraction of UZ fresh magma would explain the high vanadium contents of Alvo A magnetite.
- c) Fractionation of UZ magma and possible mixing with a third magma batch is thought to explain vanadium grades of magnetite from Alvo B and Novo Amparo. This mineralization can be explained as a result of magmatic fractionation promoted by settling of cumulus magnetite in UZ yielding S-Cu and EGP enriched liquids. The discovery of anomalous copper contents may lead to future economic mineralization.

PGE mineralization may be explained as a result of R-Factor higher than 100,000 in Alvo A, and R-Factor lower than 10,000 in Alvo B and Novo Amparo. These R-Factor conditions might be achieved by turbulent magma mixing in the feeder pipe of the intrusion. The lower R-Factor conditions could be ascribed to magma mixing in a distal position related to that feeder.

The proposed model for R.J.S. noble metal magnetite-related mineralization is partially equivalent to those used to explain PGE and PGM concentrations related to sulfide-bearing chromitites in other layered intrusions. It is thus possible that an economic PGE deposit may be discovered in R.J.S. in the future.

Finally it is suggested that a mantle plume has intercepted a mid-continental rift at 2,846 Ma allowing SHMT-type basaltic magmas to migrate to shallow magma chambers and feed volcanic flows that became interbedded with the sediments of the basin. Rapid magma ascent is believed to have prevented sulphur saturation which might have favoured PGE solubility during magma transport. A model consisting of magma mixing combined with a low degree of crustal assimilation and fractionation (AFC) is used to explain R.J.S. differentiation and the observed metallic mineralizations.

Agradecimentos

Desejo em primeiro lugar agradecer aos meus pais pelos esforços sacrifícios e dedicação a minha educação. Agradeço a minha filha Carolina a renúncia ao conforto e carinho do pai nesses anos difíceis. Devo dar graças também ao apoio recebido dos meus irmãos e familiares pelo apoio sempre incondicional em todos os momentos difíceis durante a minha vida e nestes anos de doutorado.

Quero agradecer a CPRM pela liberação para atender a este curso, a quem devo boa parte dos méritos deste trabalho. Quero agradecer em especial a meus colegas da SUREG-RE, da SUREG-SA e do Escritório de Brasília pelo apoio logístico e pela torcida pelo meu sucesso. Desejo em especial agradecer ao Dr. Juarez Millman pelo apoio dado a minha pessoa e ao meu projeto. Agradeço também aos geólogos João de Castro Mascarenhas, Adeílson Wanderley, José Carlos Gonçalves, Thiers Muniz e ao engenheiro de Minas Marcelo Soares Bezerra pelos milhares de favores e votos de sucesso nesta pesquisa.

Agradeço a Capes e ao CNPq pelo apoio ao projeto através de bolsa de estudos e outros encargos assumidos durante o curso.

Agradeço também a Universidade de Brasília pela honra que auferi ao ser aceito no Instituto de Geociências como aluno de doutorado, onde pude experimentar do ambiente profícuo de pesquisa científica e rica vida acadêmica.

Quero agradecer em primeiro lugar aos Professores doutores, Luiz Del Rei, Nilson Botelho, Roberto Santos, José Carlos Gaspar, César Ferreira, Reinhardt Fuck, Marcel Auguste Dardenne e José Carlos Alvarenga e Elton Dantas e as Professoras doutoras Edi Mendes Guimarães, Márcia Abrão, Leonor Lopes Assad, entre outros membros do corpo docente da Pós-graduação em Geociências, que sempre muito contribuíram para que minha experiência nessa universidade fosse a melhor possível.

Quero em especial agradecer a Onésio Filho, Adalgisia Ferreira, Francisca Chagas Moraes, Márcio Ferreira, José Osmar Rodrigues Mendes, Sérgio Baiano de Paula, Marcos Fanqueiro Robério Tavares de Sousa, Raimunda R. Vale, Lusilene de Oliveira Leal e Valdeci da Silva Reis, entre outros funcionários do IG pelo tratamento com carinho e atenção.

Quero render um sincero tributo de gratidão ao Professor Doutor Márcio Martins Pimentel pela adoção de parte do meu trabalho entre os seus mais variados interesses científicos, a quem eu devo parte do mérito desta pesquisa e a quem sempre deverei respeito e admiração.

Quero agradecer aos professores Dr. Geraldo Boaventura e Dr. José Carlos Gaspar pelo apoio recebido nos laboratórios de Geoquímica e Microsonda, que muito contribuíram para o sucesso do meu trabalho.

Quero Agradecer ao Professor Dr. Manoel Jerônimo Cruz pela ajuda nas análises dos platinóides no laboratório de microsonda do IG-UFBa. E o Professor Dr. Léo Hartman por algumas análise de microsonda feitas na UFGRS.

Devo agradecer em particular aos meus colegas e amigos Adriana Chatack Carmelo, Renato Moraes, Mônica Elizete Freitas Carlos Tadeu T. do Nascimento, Claudia

Valéria de Lima, Percy Klein, Luciana Miyara, Ana Lúcia Moraes, Danielle Fischel, pela ajuda estratégica na leitura dos manuscritos da Tese.

Agradeço especialmente a Simone Maria Gioia pelo dedicação que recebi no laboratório de Geocronologia do IG-UnB e a ajuda durante a fase final de edição da Tese, além da amizade sincera, fiel e leal durante a nossa convivência.

Quero agradecer de todo o meu coração a colega amiga e irmã Joselisa Maria Chaves pela força, carinho e envolvimento na edição da tese, sem a qual seria muito difícil o término dos trabalhos. Deus e Meishu Sama ilumine seus passos e a sua Família.

Fica difícil falar dos amigos e irmãos Oswaldo Ordoñez Carmona, Joil Celino e Patrícia Cárdenas que juntos representaram a família de irmãos dedicados ao trabalho e a amizade que me serviram de exemplo e reserva de força e coragem para enfrentar as difíceis tarefas acadêmicas.

Sou muito grato também ao amigo João Almeida pelo incentivo e ajuda que dele recebi, e a meu grande amigo Luiz Fernando Magalhães pelo convívio fraterno no ambiente de sua família.

Desejo agradecer também àqueles que conviveram comigo durante a minha carreira de geólogo, colegas, funcionários de outras empresas que trabalhei, pelo companheirismo, exemplos de fé e amor na geologia que muito me incentivou a seguir sempre em frente.

Quero especialmente agradecer ao Dr. Yvon T. Maurice e ao Programa de Coperação Brasil-Canadá e a CIDA, pela oportunidade de enriquecer a minha Tese com os dados obtidos durante a minha permanência no Canadá e com os conhecimentos recebidos dos pesquisadores canadenses. Nesse respeito quero agradecer ao Professor Dr. Anthony J. Naldrett por me receber em seus laboratórios na Universidade de Toronto, e ao Dr. Mohamed Asif, pela orientação segura nos trabalhos analíticos de EGP. Também sou grato ao Professor Dr. Louis J. Cabri pela permissão dos laboratórios do CANMET, em Otawa e a Gilles Laflame pela preciosa ajuda na identificação dos Minerais do Grupo da Platina.

Quero agradecer a Rocilda Maria de Freitas Lopes pela compreensão, carinho e amor dedicado durante esse doutorado em que ela ouvia apenas queixas, e eu sempre ouvi de sua parte palavras de incentivo e de amor sincero.

Agradeço de todo meu coração a Ana Maria Correa Martinez pela ajuda inestimável na correção final da Tese para impressão definitiva, para quem dedico meu amor, carinho e gratidão eterna.

Finalmente quero agradecer a Bahia, aos amigos e irmãos baianos, Iordan Gurgel de Oliveira, Diana Vechioni, José Antonio Castelano, Tatiana Castelano, Mané Barreto, Maria Alice, Maria da Glória, Artur Dultra, Fátima Dultra, meus compadres, Antonio Rivas, Margareth Prates, José Acúrcio, Adalberto Ribeiro e Walter Mônaco pelo inesgotável axé.

Por fim quero honrar ao meu orientador, mestre e amigo Professor Doutor Aripínio Antonio Nilson, a quem devo todo o respeito e admiração pela oportunidade de receber sua orientação valiosa, pelo exemplo de vida e pelo convívio familiar que me proporcionou. A ele eu dedico uma parcela considerável do mérito deste trabalho, que recebeu todo o seu apoio até em momentos em que a vida e o destino lhes foram severos, e que Deus colocou a prova sua força e perseverança e lhe recompensará sem dúvida, da perda irreparável que sofreu.

ÍNDICE

DEDICATÓRIA	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	v
AGRADECIMENTOS	viii
ÍNDICE	x
ANEXOS	xvi
ÍNDICE DE FIGURAS	xvii
ÍNDICE DE TABELAS	xxii
ÍNDICE DE PRANCHAS	xxiv

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Histórico	2
1.2 Objetivos	3
1.3 Metodologia	3
1.3.1 Informações básicas sobre Sill do Rio Jacaré – S.R.J.	3
1.3.2 Levantamentos de Campo	4
1.3.3 Amostragem litogeoquímica de afloramentos	4
1.3.4 Descrição e amostragem de testemunhos de sondagem	4
1.4 Procedimentos Analíticos	5
1.4.1 Geoquímica de Rocha Total	5
1.4.2 Elementos Radiogênicos	5
1.4.3 Elementos do grupo da Platina	6
1.4.4 Determinações de Enxôfre e CO ₂	7
1.4.5 Petrografia de Silicatos	7
1.4.6 Petrografia de minério	8
1.4.7 Química Mineral	8
1.4.8 Determinações de Sulfetos, Arsenietos, MGP e Ligas de EGP	9

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Introdução	11
2.2 Geologia Regional	11
2.3 O Grupo Contendas-Mirante - GCM	13
2.3.1 A Formação Jurema-Travessão.....	17
2.3.1.1 Rochas Vulcanoclásticas.....	17
2.3.1.2 Lavas.....	17

2.3.1.3 Rochas Metassedimentares	18
2.3.2 Formação Mirante	18
2.3.2.1 Rochas Metavulcânicas Calcialcalinas	19
2.3.3 O Granito Pé de Serra	19
2.3.4 Granitos Transamazonicos	20
2.3.5 O Sill Estratificado do Rio do Jacaré	20
2.3.6 A deformação do Cinturão Contendas-Jacobina	20
2.3.7 Aspectos Geocronológicos	21

CAPÍTULO 3 – O SILL ESTRATIFICADO DO RIO JACARÉ e GEOLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES

3.1 Geologia do Sill Estratigráfico do Rio Jacaré – S.R.J.	25
3.1.1 Complexo Mirante	25
3.1.2 O <i>Sill</i> do Rio Jacaré	32
3.1.2.1 Unidade 1 - Série de Bordo (Sb)	40
3.1.2.2 Unidade 2 - Zona Inferior	40
3.1.2.3 Unidade 3 - Zona de Transição	41
3.1.2.3.1 Seqüência mineralizada em magnetita	44
3.1.2.4 Unidade 4 - Zona Superior	50
3.1.2.5 Unidade 4 - SubZona Superior I	50
3.1.2.6 Unidade 5 - Subzona Estratificada I	52
3.1.2.7 Unidade 5 - Subzona Estratificada II	61
3.1.3 Aspectos Estruturais	67
3.1.3. 1 Introdução	67
3.1.3.2 Sub-área Oriental (Bloco Jequié)	67
3.1.3.3 Sub-área Oriental (Granito Pé-de-Serra)	68
3.1.3.4 Sub-área Ocidental (<i>Sill</i> do Rio Jacaré e Complexo Mirante)	72
3.1.3.5 Interpretação Tectônica	74
3.1.4 Resumo da Geologia do Sill Estratigráfico do Rio Jacaré	74
3.1.5 Considerações Finais	78

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA

4.1 Introdução	81
4.2 Classificação Modal	81
4.3 Rochas Encaixantes	82
4.4 Rochas de Bordo	85
4.5 Zona Inferior	88

4.6 Zona de Transição	90
4.6.1 Rochas Varitexturadas	90
4.6.1.1 Rochas varitexturadas tipo 1	92
4.6.1.2 Rochas varitexturadas tipo 2	92
4.6.2 Rochas Mineralizadas a Magnetita	93
4.6.2.1 <i>Cumulatos</i> Ultramáficos	93
4.6.2.2 <i>Cumulatos</i> Máficos	98
4.7 Zona Superior	100
4.7.1 Zona Superior I	100
4.7.1.1 Zona Superior Ia	100
4.7.1.2 Zona Superior Ib	102
4.7.2 Zona Superior II	102
4.7.2.1 Zona Superior IIa	102
4.7.2.2 - Zona Superior IIb	104
4.7.2.3 - Zona Superior IIc	106
4.8 Comentário sobre a Petrografia	107
4.9 Comentário Final	110

CAPÍTULO 5 - QUÍMICA MINERAL

5.1 Introdução	113
5.2 Piroxênio	113
5.2.1 – Classificação Geral	113
5.3 Olivina	117
5.4 Plagioclásio	118
5.5 Anfibólio	120
5.6 - Óxidos de ferro	122
5.6.1 – Titanomagnetita	122
5.6.2 – Ilmenita	127
5.7 – Geotermobarometria	128
5.7.1 Silicatos	128
5.7.2 Óxidos de Fe-Ti-V	131
5.7.3 Piroxênio	132
5.8 – Variações Crípticas	134
5.8.1 Plagioclásio	134
5.8.2 Piroxênio	136
5.8.3 Óxidos de ferro-titânio	138
5.9 Comentário Final	139

CAPÍTULO 6 - LITOGEOQUÍMICA

6.1 Introdução	141
6.2 Rochas Vulcânicas	141
6.3 - Classificação químicas ou mesonormativa das rochas do S.R.J.	142
6.4 Elementos Maiores	143
6.4.1 Mobilidade dos Elementos	144
6.4.2 O comportamento do Silício e do Ferro	145
6.4.3 Relação do Silício com Cálcio e Magnésio	148
6.4.4 A relação Sílica – Alumina	150
6.4.5 A Relação Alumínio – Álcalis	150
6.4.6 Manganês	150
6.4.7 Fósforo	151
6.4.8 Diagramas Ternários	151
6.5 - Elementos Traços	154
6.5.1 Bário e estrôncio	155
6.5.2 Nióbio e ítrio	157
6.5.3 Zircônio	157
6.5.4 Metais de transição	160
6.5.5 Elementos do Grupo das Terras Raras	163
6.5.5.1 Padrões de ETR normalizados em relação aos condritos	165
6.5.6 Padrões normalizados dos elementos traço - (<i>Spidergrams</i>)	167
6.5.6.1 Zona Inferior	168
6.5.6.2 Cumulatos Máficos	168
6.5.6.3 Cumulatos Ultramáficos.	170
6.5.6.4 Magnetitos	171
6.5.6.5 Zona Superior	171
6.5.6.6 Rochas Varitexturadas	172
6.5.6.7 Rochas Vulcânicas	172
6.6 Índices de Fracionamento	173

CAPÍTULO 7 - GEOLOGIA ISOTÓPICA

7.1 Introdução	178
7.2 Método Rubídio-Estrôncio	178
7.2.1 – Conceituação	178
7.2.2 - Geocronologia	180
7.3 Método Samário-Neodímio	183

7.3.1 Conceituação	183
7.3.2 - Geocronologia	183
7.3.3 - Evolução isotópica do neodímio	187
7.3.4 - Estudos de Correlação Isotópica de Estrôncio e Neodímio	190
7.4 Variações Verticais da Composição Isotópica.....	192
7.5 – Comentários Finais	197

CAPÍTULO 8 - GELOGIA ECONÔMICA 1 – MINERALIZAÇÕES DE Fe-Ti-V e Cu DE BAIXO TEOR

8.1 Introdução	200
8.2 Caracterização dos Corpos Mineralizados em Ferro-Titano-Vanadio	200
8.2.1 Distribuição dos Corpos Mineralizados	200
8.2.1.1 Tipologia dos Depósitos de Ferro-Titânio-Vanádio	201
8.2.2 Minério de Alto Teor do Alvo A da Fazenda Gulçari (Zona de Transição)	202
8.2.2.1 Corpos tipo <i>Pipe</i>	202
8.2.2.2 Minério Maciço	203
8.2.2.3 <i>Minério Disseminado</i>	203
8.2.2.4 Minério Fitado	204
8.2.3 Magnetitos da Zona Superior	207
8.2.4 Aspectos mineralógicos e texturais dos óxidos de Fe – Ti	207
8.2.4.1 Magnetita	210
8.2.4.2 Ilmenita	210
8.2.4.3 Ulvoespinélio e espinélios alumino-magnesianos	213
8.2.5 Geoquímica dos Magnetitos	214
8.2.5.1 Introdução	214
8.2.5.2 Variações dos Teores de V, Ti e Mg em Minerais e em Rochas	215
8.2.5.3 Variações crípticas na Magnetita	216
8.3 Variações dos Teores de Metais-Base nos Magnetitos	220
8.3.1 Variações Verticais de Cu-Zn-Ni	221
8.3.1.1 Distribuição de Metais-base nos Magnetitos de Alto Vanádio	221
8.3.1.2 Distribuição de Metais-base nos Magnetitos de Baixo Vanádio ...	223
8.4 Considerações Finais	226

CAPÍTULO 9 - GEOLOGIA ECONÔMICA 2– CARACTERIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS DE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA – EGP

9.1 – Introdução	228
9.1.1 Mineralogia das paragêneses com EGP	228
9.1.1.1 Introdução	228
9.2 Paragênese dos Minerais do Grupo da Platina – MGP no Alvo A da Fazenda Gulçari	229
9.2.1 Trabalhos anteriores	229
9.2.2 Resultados Obtidos	230
9.2.2.1 Arsenietos	232
9.2.2.1.1 Orcelita	232
9.2.2.1.2 Maucherita	233
9.2.2.1.3 Westerveldita	234
9.2.2.1.4 Cobaltita	236
9.2.2.2 Sulfetos	237
9.2.2.2.1 Introdução	237
9.2.2.2.2 Pentlandita	237
9.2.2.2.3 Calcopirita	239
9.2.2.2.4 Bornita	240
9.2.2.2.5 Millerita	241
9.2.2.2.5 Pirrotita	244
9.2.2.2.6 Breitaupita	244
9.2.2.3 Arsenietos e Sulfetos Não Definidos	245
9.3 Minerais do Grupo da Platina – MGP	245
9.3.1 Introdução	245
9.3.2 Esperrillita	246
9.3.3 Gversita	246
9.3.4 Awaruita	247
9.3.5 Liga de Pd-Pt-Cu-Sn	249
9.3.6 Estano-arsenieto de paládio, cobre, níquel e ferro (Cabriita)	250
9.3.7 Liga de Pd-Pt-Fe-Cu	250
9.3.8 Outros Minerais do Grupo da Platina	252
9.4 Padrões de EGP normalizados dos MGP e Minerais Associados	253
9.5 Geoquímica dos EGP em rocha total	254
9.5.1 Relação entre Pt-Pd-Au e Cu-Ni-Zn	254
9.5.2 Distribuição Vertical dos EGP	256
9.5.2.1 Perfis de EGP do Alvo A	257
9.5.2.2 Perfis de EGP do Alvo B	258
9.5.2.3 Perfis de EGP do Alvo Novo Amparo	260

9.6 Fracionamento dos EGP no S.R.J.	260
9.6.1 Introdução.....	260
9.6.2 Resultados obtidos	262
9.6.3 Estudo das razões entre EGPP e EGPI	264
9.6.4 Perfis de EGP Normalizados	266
9.6.4.1 Perfis normalizados do Alvo A da Fazenda Gulçari	267
9.6.4.2 Perfis normalizados do Alvo B da Fazenda Gulçari	267
9.6.4.3 Perfis normalizados do Alvo da Fazenda Novo Amparo	268
9.7 Considerações Finais	268
CAPÍTULO 10 - DISCUSSÃO E CONSIDERAÇÕES FINAIS	
10.1 Introdução	273
10.2 Evolução Geodinâmica	273
10.3 Modelos de evolução petrogenética do S.R.J.	275
10.4 Discussão dos Processos Metalogenéticos	279
10.4.1 Gênese de camadas de magnetitito	279
10.4.2 O enriquecimento em Fe-Ti-V da Zona Inferior	279
10.4.3 Modelo para os teores de V das camadas de magnetitito do Alvo A	281
10.4.4 Modelo geral de AFC para a origem dos teores de V da magnetita	282
10.5 A Mineralização Cuprífera de Baixo Teor da Zona Superior	283
10.6 Mineralização de Elementos do Grupo da Platina	287
10.6.1 A origem dos EGP da Fazenda Gulçari	287
10.6.2 Modelo da evolução textural e mineralógica dos MGP do Alvo A da Fazenda Gulçari	289
10.6.3 A origem dos EGP dos Alvos B e Novo Amparo	291
10.6.4 A Fonte do Enxofre	295
10.7 O potencial econômico do S.R.J.	296
10.8 Conclusões	298
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	302

ANEXOS

- ANEXO 1 Análises Químicas dos Piroxênios
- ANEXO 2 Análises Químicas dos Plagioclásios
- ANEXO 3 Análises Químicas dos Anfibólios

- ANEXO 4 Análises Químicas das Magnetitas
 ANEXO 5 Análises Químicas das Ilmenitas
 ANEXO 6 Análises Químicas de Rocha Total
 ANEXO 7 Análises Químicas dos Magnetitos Alvo A
 ANEXO 8 Análises Químicas dos Magnetitos Alvo B
 ANEXO 9 Análises Químicas dos Magnetitos Alvo Novo Amparo

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 (A) Situação do Estado da Bahia no Brasil e na América do Sul e (B) Esboço do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia (Mascarenhas, 1976) e suas Faixas Marginais (Almeida & Hasui, 1981).	11
Figura 2.2 Lineamento/Cinturão Contendas-Jacobina. Segundo Mascarenhas (1976) e Almeida e Hasui (1981)	13
Figura 2.3 Esboço Geológico da parte sul do Estado da Bahia	14
Figura 2.4 Mapa geológico da parte nordeste da Faixa Contendas-Mirante	16
Figura 3.1 Mapa geológico da parte nordeste da Faixa Contendas-Mirante	26
Figura 3.2 Seção estratigráfica medida do Complexo Mirante no perfil geológico do Rio Jacaré/Estrada Porto Alegre a Santana	27
Figura 3.3 Mapa geológico simplificado do Sill do Rio Jacaré	35
Figura 3.4 Correlação entre as seções geológicas descritas ao longo do Sill do Rio Jacaré entre as Fazendas Gulçari e Santo Antônio (Braga)	36
Figura 3.5 Seções esquemáticas das diversas zonas do S.R.J. na Fz. Gulçari	37
Figura 3.6 Plagioclásio-cumulatos segundo Wager e Brown (1960)	39
Figura 3.7 Seção geológica composta do perfil 100S e da seção geológica BB' da Fazenda Gulçari	43
Figura 3.8a Mapa geológico do Sill do Rio Jacaré na Fazenda Gulçari	59
Figura 3.8b Legenda das figuras 33 e 35	60
Figura 3.9 Esboço geológico apoiado em perfil realizado no Rio Jacaré	63
Figura 3.10 Esboço geológico de parte do Sill do Rio Jacaré na Fazenda Lagoa dos Pinhões	69
Figura 4.1 Classificação das rochas com granularidade máxima menor que 100mm, segundo a proporção relativa de minerais claros/escuros (índice de cor) (Le Maitre, 1989)	83
Figura 4.2 Classificação das rochas com granularidade máxima menor que 10mm., segundo a moda calculada por contagem de pontos em seções delgadas de rochas representativas de cada zona	83

Figura 4.3 Coluna estatigráfica do S.R.J. com os principais minerais primários	111
Figura 5.1 Composição e classificação dos piroxênios das rochas do Sill	116
Figura 5.2 Teores de alumínio por unidade de fórmula nos piroxênios do S.R.J.	117
Figura 5.3 Perfis composicionais do zonção química inversa de dois diferentes cristais de plagioclásio 'ameboide' (amostra RB103	119
Figura 5.4 Composição do plagioclásio em função dos seus teores de anortita, albita e ortoclásio do S.R.J. apresentados neste estudo	119
Figura 5.5 Diagrama de proporções catiônicas de Si/Mg+Fe ²⁺ para anfibólios cálcicos, com Na+K(sítio A) de 0.5 por unidade de fórmula, segundo Leake et al. (1997).	121
Figura 5.6 Substituição acoplada de Si por Al ^{iv} no sítio "T" (Si+Al ^{iv} = 8) dos anfibólios no sentido oeste-leste no perfil da Fazenda Gulçari. No extremo oeste a maior parte do Al ocorre como Al ^{vi} , (Al ^{vi} = Al ^{tot} -Al ^{iv})....	121
Figura 5.7 Diagrama discriminante entre espinélios cromíferos e ferríferos.	124
Figura 5.8 Comparação das concentrações dos óxidos divalentes e trivalentes nas magnetitas segundo a proveniência das amostras	125
Figura 5.9 Composição das magnetitas e ilmenitas	125
Figura 5.10 Dados geotermobarométricos de clinopiroxênio do S.R.J.	130
Figura 5.11 Diagrama demonstrando as variações de temperatura dos anfibólios calculadas pelo geotermometro de Blundy e Holland (1990)	133
Figura 5.12 Dados geotermomométricos e oxi-barométricos para as paragêneses de óxidos de Fe-Ti do S.R.J.	133
Figura 5.13 Variações crípticas em função da posição estratigráfica dos principais minerais de cumulus do Sill do Rio Jacaré	135
Figura 5.14 Variações crípticas dos óxidos de ferro-titânio no furo FGA-41 da Fazenda Gulçari	137
Figura 6.1 Lista de elementos analisados segundo a tabela periódica simplificada	141
Figura 6.2 Classificação de rochas vulcânicas aplicada às rochas de grã fina do S.R.J.	142
Figura 6.3 Classificação química das rochas do S.R.J. no perfil da Fazenda Gulçari, baseados em Le Maitre (1989) e Eales (1986)	143
Figura 6.4 Diagrama de avaliação variação da mobilidade sódio e potássio	145
Figura 6.5 Representação gráfica e numérica da estatística descritiva dos elementos maiores, com exceção do vanádio	147
Figura 6.6 Correlação de FeO e SiO ₂ nas diferentes unidades do S.R.J.	147
Figura 6.7 Diagramas tipo "Harker" para os elementos maiores	149
Figura 6.8 Diagramas ternários representando vários planos do tetraedro do basalto	153

Figura 6.9 Variações composicionais dos elementos Sr, Ba, Y e Zr	156
Figura 6.10 Geoquímica de Y, Nb, Zr e P ₂ O ₅	159
Figura 6.11 Variações composicionais dos metais-traço em função da posição estratigráfica no Sill do Rio Jacaré	162
Figura 6.12 Padrões de concentrações dos elementos do grupo das Terras Raras (ETR) normalizados em relação a concentração de ETR nos meteoritos condríticos com os valores de Sun (1982)	164
Figura 6.13 Padrões de concentrações dos elementos traço normalizados em relação ao manto primitivo (Thompson, 1979)	169
Figura 6.14 – Variações de vários índices de fracionamento – feldspato normativo, SI, #Fm (A) e La/Yb, La/Sm, Gd/Yb e ETR total (B) em função da posição estratigráfica do Sill do Rio Jacaré	175
Figura 7.1 Diagrama isocrônico Rubídio-Estrôncio para as rochas do S.R.J., vulcânicas encaixantes	181
Figura 7.2 Diagrama isocrônico Rubídio-Estrôncio para o metamorfismo do fácies anfíbolito das rochas do S.R.J.	182
Figura 7.3 Diagrama isocrônico Sm/Nd para o Sill do Rio Jacaré e as rochas vulcânicas encaixantes.	184
Figura 7.4 Composição isotópica inicial (T=2.841 Ma) como função das razões Sm/Nd para as rochas do S.R.J.	186
Figura 7.5 Diagrama de evolução do neodímio para as rochas do S.R.J. e vulcânicas da Fm. Mirante	189
Figura 7.6 Diagrama das variações isotópicas de Sr e Nd para as rochas do S.R.J. e Fm. Mirante	191
Figura 7.7 Perfis de variação vertical das composições isotópicas de Nd e Sr	194
Figura 7.8 Perfis re-interpretados da variação vertical das composições isotópicas	195
Figura 8.1 Seção geológica G-G' do corpo de minério do Alvo A da Fazenda Gulçari. Geologia compilada e adaptada de Galvão et al. (1983)	204
Figura 8.2 Perfil descritivo do Furo FGA 41-55 do Alvo A da Fazenda Gulçari ..	205
Figura 8.3 Perfil descritivo do furo FGAB-06 do Alvo A da fazenda Gulçari	206
Figura 8.4 Perfil descritivo do furo FNA-03 do Alvo A da fazenda Gulçari	208
Figura 8.5 Detalhes das ocorrência de grafita associada aos óxidos de Fe-Ti-V e silicatos	209
Figura 8.6 Diagrama de barras mostrando as diferentes concentrações de V ₂ O ₅ nos minérios de Fe-Ti-V do S.R.J.	215
Figura 8.7 Diagrama de variação dos teores de pentóxido de vanádio na	

magnetita obtidos por análises por microsonda eletrônica e em rocha total para os diferentes minérios do S.R.J.	216
Figura 8.8 Variações das concentrações dos principais constituintes químicos da magnetita no perfil do furo FGA41	217
Figura 8.9 Perfis de variações da proporção molar de uvoespínélio e de V ₂ O ₅ dissolvidos na titanomagnetita e as variações de V/Tix1.000 (índice de magnetita) e Mg em peso na rocha	219
Figura 8.10 Geoquímica dos elementos-base para os magnetitos. A-Diagrama triangular das concentrações de metais-base nos magnetitos do S.R.J.	221
Figura 8.11 Relação V ₂ O ₅ XNi, para os minérios de Fe-Ti-V, do S.R.J.	222
Figura 8.12 Variações das concentrações dos principais constituintes químicos da magnetita no perfil do furo FGA41	223
Figura 8.13 Perfis de variação dos elementos Cu-Zn-Ni-S-P nos magnetitos dos Alvos B e Novo Amparo	225
Figura 9.1 Variação da composição das pentlanditas	242
Figura 9.2 Perfis de EGP normalizados em relação à concentração desses elementos nos meteoritos condriticos para as principais fases portadoras de EGP no minério magnético de Fe-Ti-V do Alvo da Fazenda Gulçari	253
Figura 9.3 Diagrama triangular mostrando as relações entre Pt-Pd-Au analisados por INAA (PbS)	255
Figura 9.4 Representação gráfica das razões Pt/Pd, Cu/(Cu+Ni) e Zn/(Zn+Ni) para os magnetitos do S.R.J.	256
Figura 9.5 Perfis de distribuição vertical de EGP nos Alvos do Sill do Rio Jacaré	259
Figura 9.6 Padrões de concentrações dos EGP em rocha total normalizados em relação aos condritos	269
Figura 10.1 Modelo simplificado de crosta estratificada registrando idades desde o Paleo-Arqueano ao Paleo-Proterozóico Inferior	275
Figura 10.2 Modelo de evolução do S.R.J. através de injeções múltiplas de magma	278
Figura 10.3 Relações entre as concentrações relativas de um elemento no magma submetido à assimilação com cristalização fracionada – AFC – e o parâmetro “F” - a massa de magma como fração da massa de magma original, segundo DePaolo (1981)	280
Figura 10.4 Evolução dos teores de V na magnetita para os três casos expostos no texto: ZT, ZSI e ZSII	283
Figura 10.5 A -. Correlação vertical entre as concentrações de FeO, Cu/(Cu+Ni) e	

S segundo a posição estratigráfica das amostras. B - Relação entre S e FeO utilizando a relação de Poulson e Ohmoto (1990): $\log SX = -0.08 + 2.0 \log X_{FeO}$ determinada para o Complexo de Skaergaard.	285
Figura 10.6 Teores de S e FeO de análises de rocha total do S.R.J. e do Complexo de Bushveld	286
Figura 10.7 Associação paragenética simplificada de minerais do grupo da platina no corpo de minério de Fe-Ti-V da Fazenda Gulçari	288
Figura 10.8 Evolução microtextural das mineralizações de Fe-Ti-V e EPG	290
Figura 10.9 Relação entre as razões Cu/Pd e Pd para as amostras do S.R.J. , utilizando o diagrama de Barnes (1995), incluindo também o campo das razões Cu/Pd e Pd dos depósitos econômicos de EGP	294
Figura 10.10 Diagrama de Pt+Pd x Se/Se de Barnes <i>et al.</i> (1996), para explicar a Influência combinada de assimilação de enxofre das encaixantes e Fator R no teor de Pt+Pd dos sulfetos do depósito de Duncan Road do Complexo de Duluth	296
Figura 10.11 Padrões de concentração de EGP normalizados em relação a concentração desses elementos nos meteoritos condriticos dos MGP, rochas e paragénese associada no S.R.J.	297

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1 - Estratigrafia do Grupo Contendas–Mirante (Marinho et al., 1994) ...	15
Tabela 2.2 - Equivalência entre as Nomenclaturas dos Eventos Estruturais para a Faixa Contendas-Mirante, segundo Marinho (1991)	20
Tabela 2.3 – Geocronologia do Bloco de Gavião-Jequié e Cinturão Contendas-Mirante	23
Tabela 5.1 - Análises de olivinas do Sill do Rio Jacaré	118
Tabela 5.2 – Análises representativas de titanomagnetitas do Sill do Rio Jacaré...	123
Tabela 5.3 – Análises representativas de ilmenitas do Sill do Rio Jacaré.....	128
Tabela 6.1 – Matriz de correlação dos elementos maiores.....	146
Tabela 6.2 - Coeficientes de correlação entre os elementos HFSE	158
Tabela 6.3 - Razões entre os elementos terras raras leves, intermediários e pesados para as diferentes zonas do <i>Sill</i> do Rio Jacaré e rochas encaixantes da Formação Mirante	163
Tabela 7.1 – Resultados Rubídio-Estrôncio	180
Tabela 7.2– Resultados Samário-Neodímio	185
Tabela 8.1 – Estatística paramétrica das concentrações de metais-base nos Magnetitos	220
Tabela 9.1 Distribuição dos MGP e principais minerais associados no furo FGA 41 do Alvo A da Fazenda Gulçari	231
Tabela 9.2 Análise de orcelita dos pontos de profundidade 118 e 129 metros correspondentes a magnetitito e magnetitito com serpentina, respectivamente do furo FGA41	233
Tabela 9.3 Análises representativas de maucherita	234
Tabela 9.4 Análises representativas de westerveldita	234
Tabela 9.5 Análises representativas de cobaltita euhédrica, em equilíbrio com calcopirita	236
Tabela 9.6 Análises representativas de pentlanditas do Alvo A da Fazenda Gulçari	238

Tabela 9.7 Análises representativas de calcopirita do Alvo A da Fazenda Gulçari.	240
Tabela 9.8 Análises de bornita associada sulfeto de Co-Ni-Cu-Fe (não definido) ...	240
Tabela 9.9 Análises de millerita mostrando impurezas de As+Se+Sb+Te e Pt+Pd+Au	241
Tabela 9.10 Análises representativas de pirrotita do Alvo A da Fazenda Gulçari	244
Tabela 9.11 Análise de breitaupita exibindo proporções apreciáveis de Fe Co	244
Tabela 9.12 Análises do sulfeto de Co-Ni-Cu, mineral não definido	245
Tabela 9.13 Análises de sperrillita da amostra 129-7 que corresponde a piroxenito com magnetita disseminada e olivina modal	246
Tabela 9.14 Análise de gversita da amostra 129-9	247
Tabela 9.15 Análise de awaruita da amostra 122	249
Tabela 9.16 Análise de estanieto de platina, paládio e cobre da amostra 97-9.....	249
Tabela 9.17 Análise do estano-arsenieto de Pd-Cu-Ni-Fe	250
Tabela 9.18 Análise de isoferroplatina distorcida, deficiente em Pt da amostra 129.9	250
Tabela 9.19 Estatística descritiva das análises de Pt-Pd-Au obtidos por INNA com pré-concentração por chumbo, e análises de correlação entre esses elementos nos diferentes Alvos estudados.	254
A tabela 9.20 Resultados analíticos de todos os EGP e Au obtidos por análise feitas por INAA com pré-concentração por <i>fire assay</i> com sulfeto de níquel	263
Tabela 9.21 Estatística paramétrica das análises de EGP por INAA (NiS)	264
Tabela 9.22 Índices de fracionamento magmático baseados em razões entre EGP	265

ÍNDICE DAS PRANCHAS

Prancha 2.1 - Paisagem Morfoestrutural do Complexo Jequié e detalhes de afloramento dos gnaisses kinzigíticos do Bloco de Jequié e do granito Pé de Serra	22
Prancha 3.1 Detalhes de afloramento do Complexo Mirante no perfil do Rio Jacaré – Fz Utiara – Ilha Grande	29
Prancha 3.2 Detalhes de afloramento do Complexo Mirante no perfil do Rio Jacaré – Fz Utiara – Ilha Grande	33
Prancha 3.3 Detalhes de afloramento do Complexo Mirante no perfil do Rio Jacaré – Fz Utiara – Ilha Grande	34
Prancha 3.4 Detalhes de afloramento dos leucogabros maciços da Zona Inferior	42
Prancha 3.5 Detalhes de testemunhos de sondagem dos diferentes tipos de rocha da mineralização de Fe-Ti-V da Zona de transição na Fazenda Gulçari	47
Prancha 3.6 Detalhes de afloramento dos gabros varitexturados da Fazenda Gulçari	48
Prancha 3.7 Gabros varitexturados da Fazenda Gulçari com evidências de mistura de magmas	49
Prancha 3.8 Detalhes de afloramento da zona acamadada na Fazenda Gulçari	54
Prancha 3.9 Detalhes de afloramento dos melanogabros e anortositos microacamadados da Zona Superior I na Fazenda Gulçari e do contato destes com os anortositos da Zona Superior II	55
Prancha 3.10 Detalhes de afloramento da zona acamadada no leito do Rio Jacaré na Fazenda Santo Antônio (Braga)	56
Prancha 3.11 Detalhes de afloramento dos gabros de granularidade grossa da Zona Superior no leito do riacho da Tapagem na Fazenda Gulçari	57
Prancha 3.12 Detalhes de afloramento dos anortositos de granulação grosseira da Zona Superior no leito do rio Jacaré na Fazenda	

Caldeirãozinho	58
Prancha 3.13 Detalhes de afloramento dos gabros de granularidade grossa da Zona Superior no leito do riacho da Tapagem na Fazenda Gulçari	64
Prancha 3.14 Detalhes de afloramento dos anortositos de granularidade grossa da Zona Superior no leito do riacho da Tapagem na Fazenda Gulçari	65
Prancha 3.15 Detalhes de afloramento dos anortositos de granularidade grossa da Zona Superior no leito do riacho da Tapagem na Fazenda Gulçari	66
Prancha 3.16 Principais elementos estruturais do Bloco Central ou do Granito Pé de Serra	70
Prancha 3.17 Principais elementos estruturais do Bloco Oriental ou Bloco Jequié	71
Prancha 3.18 Principais elementos estruturais do Bloco Oriental ou do <i>Sill</i> do Rio Jacaré	73
Prancha 4.1 Detalhes texturais e mineralógicos das rochas vulcânicas	86
Prancha 4.2 Detalhes texturais e mineralógicos das rochas de bordo em contato Com as rochas vulcânicas e com a Zona Inferior	87
Prancha 4.3 Detalhes texturais e mineralógicos das rochas da Zona Inferior	89
Prancha 4.4 Detalhes texturais e mineralógicos das rochas varitexturadas.....	91
Prancha 4.5 Detalhes texturais e mineralógicos dos cumulos ultramáficos (I)..	96
Prancha 4.6 Detalhes texturais e mineralógicos dos cumulos ultramáficos (II)..	99
Prancha 4.7 Detalhes texturais e mineralógicos dos cumulos máficos	101
Prancha 4.8 Detalhes texturais e mineralógicos dos leucogabros e anortositos da Zona Superior	103
Prancha 8.1 Detalhes texturais e mineralógicos dos óxidos, sulfetos e arsenietos do furo FGA 41 do Alvo A da Fazenda Gulçari	212
Prancha 9.1 Detalhes texturais e mineralógicos dos arsenietos associados aos MGP do furo FGA 41 do Alvo A da Faz Gulçari	235
Prancha 9.2 Detalhes texturais e mineralógicos dos sulfetos associados aos MGP do furo FGA 41 do Alvo A da Faz Gulçari	243
Prancha 9.3 Detalhes texturais e mineralógicos dos sulfetos associados aos MGP do furo FGA 41 do Alvo A da Faz Gulçari	248
Prancha 9.4 Detalhes texturais e mineralógicos dos minerais do MGP	251

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Histórico

As referências bibliográficas relativas à porção em estudo da Província do São Francisco começam quando Maack (1963) identificou quartzitos e siltitos que ele correlacionou às séries Jacobina e Minas. Söfner (1973) também se referiu a essas rochas como Formação Livramento, denominação dada por Lenz (1971) considerando a unidade basal da Chapada Diamantina e situando-as abaixo da Formação Tombador. Durante a execução do Projeto Bahia pelo Convênio DNPM/CPRM (Pedreira *et al.*, 1975), as rochas dessa porção do Estado da Bahia foram denominadas de Complexo Contendas-Mirante, por aflorarem na região entre essas duas cidades. Mascarenhas (1976) identificou este complexo como um *greenstone belt*, o que levou a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) a implantar um projeto de mapeamento geológico regional (Marinho *et al.*, 1979), seguido de vários outros programas de prospecção de detalhe, tais como aqueles realizados por Cunha *et al.* (1981). Esses projetos (Galvão *et al.*, 1981 e Brito, 1981) resultaram na localização de prospectos mineralizados em vanádio numa faixa identificada como anfibolitos e metagabros por Marinho *et alli.* (1979) e posteriormente como Sill Estratificado do Rio Jacaré (Brito, 1984). Trabalhos de pesquisa de Avena (1987) revelaram a primeira descoberta de platinóides no Sill do Rio Jacaré (**S.R.J.**). Programas de prospecção sistemática levaram à descoberta de ouro na “Faixa Jurema Leste” por Nonato (1983). Dentro do contexto do Sill do Rio Jacaré e do Complexo Contendas Mirante foram desenvolvidas duas dissertações de mestrado (Brito, 1983a e Gomes, 1991) e uma Tese de Doutorado (Marinho, 1991). Destacaram-se também os trabalhos do Dr. Haroldo José da Silva Sá (em prep.) sobre a mineralogia e geoquímica dos EGP do Alvo A da Fazenda Gulçari (comunicação pessoal).

Brito (1994) sugeriu que a mineralização de EGP esteja litologicamente controlada pela associação com magnetitos. Veiga (1996) através do Projeto Platina indica vários alvos potencialmente promissores para EGP e Au no **S.R.J.**, após trabalhos de prospecção.

A motivação para a pesquisa científica desenvolvida nesta tese provém do reconhecimento por parte do autor, da CPRM e da UnB, da importância do **S.R.J.** e suas mineralizações para aprofundar o conhecimento geológico desta parte do Arqueano brasileiro.

1.2 Objetivos

A presente tese tem por objetivos principais o estudo da petrologia e geologia econômica do Sill do Rio Jacaré. Os estudos petrogenéticos visam explicar os processos e mecanismos envolvidos na geração, colocação e cristalização do Sill do Rio Jacaré. A pesquisa envolve o problema de enriquecimento em ferro em líquidos basálticos e os fatores que influenciam a cristalização e acumulação de horizontes de espinélios do tipo magnetita ricos em titânio e vanádio e fases silicáticas associadas, a relação entre líquidos oxi-sulfetados e geoquímica de metais-base e nobres em estágios avançados de fracionamento magmático e o estudo da mineralização platinífera associada aos magnetitos. É também objetivo da tese produzir um modelo que explique a evolução da intrusão no que se refere à geração do corpo de magma, colocação, evolução térmica, com regimes de cristalização, fracionamento e formação de depósitos econômicos de EGP em camadas de óxidos de Fe - Ti e V.

1.3 Metodologia

Os trabalhos de pesquisa científica sistemática deste doutorado envolveram etapas de coleta de dados bibliográficos, levantamentos geológicos de campo e estudos de laboratório. Os trabalhos de laboratório envolveram petrografia, estudos de química mineral, geoquímica de elementos maiores, traços (compatíveis e incompatíveis) e estudos de geoquímica de isótopos radiogênicos e de metais preciosos.

1.3.1 Informações básicas sobre Sill do Rio Jacaré – S.R.J.

Os trabalhos de interpretação geológica do **S.R.J** basearam-se em contribuições cartográficas de vários autores, em diferentes escalas, com ênfase para os trabalhos de Marinho *et al.* (1979) na escala 1:250.000 e de Galvão *et al.* (1981) na escala 1:40.000, este último cobrindo 2/3 da área de exposição do sill. Os mapas geológicos de detalhe dos Alvos A e B da Fazenda Gulçari na escala 1:250 foram elaborados por Brito (1981). Um mapa detalhado na escala 1:10.000 também foi confeccionado por Brito (1983b). Foram ainda utilizadas seções geológicas e mapas de detalhe de Galvão e Nonato (1984), baseadas em dados de 60 furos de sonda que perfazem 6.000 metros de sondagem.

Além destes trabalhos, destacam-se estudos de Gomes (1991), em tese de mestrado, no corpo de minério da Fazenda Novo Amparo, bem como os trabalhos de Marinho (1991) sobre petrologia, geoquímica e geotectônica do Complexo Contendas-

Mirante-CCM. São de autoria deste último as correlações entre o sill e outras intrusões do CCM, além de fornecer as primeiras datações geocronológicas da intrusão.

1.3.2 Levantamentos de Campo

A base geológica da presente pesquisa se refere a dados coletados em três campanhas executadas entre janeiro-fevereiro, abril-maio e setembro-outubro de 1996. A primeira teve como objetivo a execução de reconhecimento através de seções geológicas estratégicas. Estas seções geológicas foram escolhidas de modo a cobrir cerca de 1/3 da intrusão. O segundo trabalho de campo foi destinado a estudar as relações entre a Zona Inferior e as rochas vulcânicas encaixantes do **S.R.J.** e também detalhar ocorrência de rochas gabróicas de granularidade fina consideradas até então como zonas resfriadas da intrusão. A situação geológica de alguns corpos de diabásio, que ocorrem associados aos depósitos da Fazenda Gulçari, na Zona Superior do sill, foi também investigada.

1.3.3 Amostragem litogeoquímica de afloramentos

A amostragem foi planejada com o intuito de evitar materiais intemperizados e contaminados com veios de quartzo e carbonato e impregnações de hidróxidos de ferro. Foram coletadas amostras de 6 quilogramas de rocha em afloramentos considerados representativos dos litotipos ou unidades amostradas. Estas amostras foram britadas, moídas e quarteadas para produzir amostras de 1 quilograma que foram re-quarteadas até produzir alíquotas de 100 gramas.

1.3.4 Descrição e amostragem de testemunhos de sondagem

Essa etapa envolveu a elaboração de perfis de sondagem, através da descrição de testemunhos de furos de sonda. As amostras foram coletadas de acordo com os tipos representativos de características magmáticas e metamórficas. Foi realizado também a integração dos perfis dos alvos selecionados, que compõem três mapas na escala 1:2.500 e seções estratigráficas-tipo para cada alvo. Amostras de intervalos com teores anômalos em platinóides foram re-estudadas e coletadas para novas análises para os diferentes elementos do grupo de platina. Este estudo objetivou a confirmação de resultados analíticos conhecidos e sua correlação com feições petrográficas dos litotipos associados e geoquímica de elementos maiores e menores.

1.4 Procedimentos Analíticos

1.4.1 Geoquímica de Rocha Total

A litogeoquímica de material silicático foi realizada no laboratório do IG-UnB sob a supervisão do Prof. Dr. Geraldo Boaventura. Os elementos maiores e traços foram determinados por ICP AES, com fusão em cadinhos de platina com LiBO₄ e ataque com três ácidos para abertura total especialmente para Nb, Ti, Y e Zr. Os metais-base foram analisados por espectroscopia de absorção atômica. As determinações de FeO/Fe₂O₃ foram feitas por colorimetria. O controle das análises revelou boa qualidade dos dados, ressaltando-se ganhos de SiO₂, devido à moagem em moinho de ágata, e cobalto, para amostras moídas em moinho de vídia. Algumas amostras portadoras de sulfetos, carbonato e ricas em ferro apresentaram perda ao fogo superiores a 1,5%. Rb foi determinado por fluorescência de raios-x nos laboratórios da Geosol-Lakefields, com recursos da Fundação de Apoio a Pesquisa do Distrito Federal, FAP-DF.

Os elementos do grupo das terras raras foram analisados em parte nos laboratórios da Geosol-Lakefields e em parte no Activation Laboratories – Actlabs (Ancaster, Canada), ambos por separação iônica padrão em colunas de dessorção e análises por ICP MS. Os resultados mostraram excelente precisão e exatidão, comparável com os resultados de Sm/Nd por diluição isotópica. As análises de ETR foram pagas com recursos da Fundação de Apoio a Pesquisa do Distrito Federal, FAP-DF.

1.4.2 Elementos Radiogênicos.

As análises de isótopos foram realizadas no Laboratório de Geocronologia do IG-UnB. Os elementos Rb, Sr, Sm e Nd foram separados pela técnica cromatográfica de troca iônica, segundo método descrito por Gioia e Pimentel (2.000). As composições isotópicas de Sr e Nd foram obtidas através do espectrômetro de massa FINIGAN multicoletor, de modo estático. Os brancos totais para Sr foram de ordem de 0,2 ng, e para Nd < 0,2ng. As incertezas 2σ para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram menores que 0,01% e 0,005%, respectivamente.

As constantes de decaimento usadas para o sistema Rb–Sr foram aquelas recomendadas por Steiger e Jäger (1977) e as idades registradas referem-se a intervalos de 95% de confiança. A análise de Sr do padrão NBS-987 forneceu valor de 0,71024 e 0,71029 e foram determinados valores de 0,511830 e 0,511848 para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ no padrão LaJolla.

As amostras analisadas provêm da seção geológica principal do **S.R.J.**, de cerca de 1.400 metros na Fazenda Gulçari. As amostras pertencem às zonas Inferior, de Transição, Bordo, Superior e rochas vulcânicas encaixantes do **S.R.J.**. Os procedimentos de tratamento e interpretação de dados dos elementos radiogênicos estão descritos no corpo do Capítulo 7.

1.4.3 Elementos do Grupo da Platina

As determinações analíticas para os platinóides e ouro foram realizadas pela técnica de Ativação Neutrônica Instrumental e Espectrometria de Raios Gama, utilizando dois métodos de pré-concentração por *fire assay* e envolveram duas etapas. A primeira compreendeu a coleta e amostragem de 83 amostras para triagem do espectro de variação dos teores de Pt, Pd, e Au. Deste grupo 61 eram de amostragem contínua de testemunho, realizada nos Alvos B e Fazenda Novo Amparo, com cada amostra correspondendo a 1 metro de intervalo de testemunho de sondagem. A amostragem de testemunho do Alvo A da Fazenda Gulçari compreendeu a coleta de vinte e três amostras de 30 cm de testemunho, espaçadas de aproximadamente 3 metros, quando possível.

As amostras foram britadas e moídas a -250# em moinhos de porcelana, no Laboratório de Preparação de Amostras da CPRM em Feira de Santana, Bahia. Esse grupo de triagem foi analisado para Pt+Pd+Au por ativação neutrônica instrumental - INAA, pelo método de Hoffman *et al.* (1978), com pré-concentração por *fire assay* e coleta com sulfeto de chumbo. Essas análises foram realizadas pelo laboratório Activation Laboratories – Actlabs (Ancaster, Canadá) com amostras de alíquota de 20 gramas, irradiadas no reator da Universidade McMaster em Hamilton, Ontario, Canadá.

Um grupo de 30 amostras com teores altos de Pt, Pd e Au foi selecionado entre as 83 iniciais, para análises de Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd e Au . Nesta etapa, procurou-se selecionar 10 amostras para cada alvo, com 3 amostras de grupos litológicos distintos. Essas análises foram realizadas no laboratório do Professor Dr. Anthony J. Naldrett *no Earth Science Department of the University of Toronto*, Ontario, no Canadá, orientados pelo Dr. Mohamed Asif. As amostras, em alíquotas de 20 gramas, foram pré-concentradas por *fire assay* com sulfeto de níquel, pelo método de Asif e Parry (1990). As amostras foram fundidas a 1.000 °C e moídas a mão, em moinho de ágata, seguido de dissolução ácida com HCl concentrado e filtragem. Os filtrados ricos em EGP foram irradiados em um fluxo de neutrons de baixa energia no reator nuclear de pesquisa da Universidade McMaster em Hamilton, Ontario, Canadá. A espectrometria de raios gama foi realizada na

Universidade de Toronto em um contador de cristal, durante 2 horas por amostra. O controle de qualidade foi realizado através de análises de padrões internos do laboratório, duplicatas e brancos, e comparação de resultados entre os dois laboratórios. O coeficiente de correlação entre os resultados foi superior a 0,8. A pré-concentração por chumbo registrou teores maiores para uma dada amostra, enquanto que a coleta por níquel propiciou melhor exatidão. Os resultados foram considerados como de qualidade analítica satisfatória.

1.4.4 Determinações de Enxofre e CO₂

As determinações de enxofre e CO₂ de material silicático foram realizadas pelo método Leco ou combustão e leitura de raios infravermelhos, nos laboratórios da Geosol-Lakefields com recursos da FAP-DF. As determinações de enxofre dos magnetitos foram realizadas também pelo método *Leco* nos laboratórios do Geological Survey of Canadá com validades absolutas e relativas de 0,02 e 5%, e 0,1 e 3% da concentração para enxofre e CO₂, respectivamente.

Os custos do programa analítico de EGP, Au, Cu, Ni, Zn, Ti –V, Mg, P, S e CO₂ dos magnetitos foram arcados pela CIDA - Canadá International Development Agency, como parte do Programa de Cooperação Brasil-Canadá, através de convênio CPRM-GSC- Geological Survey of Canada.

1.4.5 Petrografia de Silicatos

Os estudos petrográficos foram realizados no laboratório de Microscopia do IG-UnB em 150 lâminas delgadas polidas de amostras selecionadas por critérios estratigráficos, estruturais, composicionais e texturais. Foram utilizados um fotomicroscópio polarizante binocular Leitz e um microscópio binocular Zeiss, com aumento máximo da objetiva de 64x e ocular de 10x. Foram selecionadas 40 lâminas representativas dos fácies petrográficos para contagem de 1.000 pontos por amostras num contador SWIFT Modelo F eletro-mecânico, constituído de doze dígitos de sub-totais. As proporções modais obtidas foram transformadas nos parâmetros de classificação litológica recomendadas pelo IUGS (Le Maitre, 1989) para definição da composição modal. As fotomicrografias foram obtidas com uma câmara Leitz, acoplada ao microscópio binocular Leitz e através de uma câmara Olympus acoplada a um microscópio Olympus, modelo BHZ-VMA.

1.4.6 Petrografia de minério

Os óxidos de Fe-Ti-V foram estudados através de 60 seções polidas confeccionadas no Laboratório de Laminação do IG-UnB. O estudo minerográfico das texturas dos óxidos foi executado utilizando-se uma lupa binocular equipada com luz refletida. Os estudos microtexturais foram realizados com um microscópio Olympus, modelo BHZ-VMA.

Os sulfetos, arsenietos e MGP foram identificados nos laboratórios do CANMET - Canada Centre for Mineral and Energy Technology, utilizando-se um microscópio Olympus, modelo BHZ-VMA com câmara polaróide acoplada, com aumentos de ocular de 10X e objetivas de 20 a 60X. Os campos identificados como grãos de interesse foram selecionados para obtenção de imagem eletrônica de varredura em Microscópio eletrônico de varredura (MEV), quando algumas análises semi-quantitativas de algumas fases foram obtidas por dispersão de energia EDS. Campos com identificação positiva foram selecionados para análises químicas quantitativas por microsonda eletrônica e identificação definitiva da fase portadora de EGP.

1.4.7 Química Mineral

Como parte do estudo da petrografia e geoquímica das rochas do **S.R.J.** e suas encaixantes foram feitas análises químicas quantitativas por microsonda eletrônica das principais fases minerais constituintes de cada litotipo. Foram executados estudos das variações composicionais dos grãos minerais, avaliando homogeneidade, zonação, intercrescimento e auréolas de reação e exsoluções.

Estes estudos objetivaram avaliar a atividade de vários componentes químicos dos minerais no magma em que estas fases estavam em equilíbrio ou possíveis reações metamórficas. A variação do teor de membros finais de soluções sólidas foi investigada para determinar os *trends* de fracionamento dos magmas formadores da intrusão. Esses dados serviriam eventualmente para modelamento deste fracionamento e determinar a influência de possíveis contaminações e assimilações já suspeitadas por evidências de campo em conjunto com padrões de elementos compatíveis e incompatíveis em análises químicas de rocha total.

As fases analisadas foram plagioclásio, piroxênios, anfibólios, olivina, óxidos de ferro-titânio-vanádio e sulfetos.

As determinações desses minerais foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-UnB por microsonda Cameca SX-50, tendo condições de

trabalho 15KV e 25 μ a, utilizando padrões sintéticos e minerais naturais. Cuidado especial foi dado às análises de magnetita com respeito a interferência das linhas VK α e Ti K β . O procedimento adotado foi de redução do *background* do vanádio para 300 e restrição do pico utilizando [PHA] manual na calibração para selecionar as linhas base e janelas de interferências mínimas. (Essas magnetitas tem V₂O₅ acima de 1,5 %, podendo atingir até 4%. Outro problema com as magnetitas é a exsolução de espinélio aluminoso, que pode aumentar a contagem do alumínio. Neste caso, o feixe usado foi bem estreito, desviando-se dessas inclusões e evitando também a contagem de uma área muito grande para se evitar o efeito de matriz com contribuição de Al e Si dos silicatos adjacentes.

1.4.8 Determinações de Sulfetos, Arsenietos, MGP e Ligas de EGP

Foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IG-UFBa, numa sonda Cameca SX-80 sob a supervisão do Prof. Dr. Manoel Jerônimo Cruz. As condições físicas de trabalho das análises foram de 15 keV 30 μ a e contagem de 20 segundos para cada um dos seguintes elementos: As, Se, Te, Bi, As, Sb, Pt, Pd, Au, Ru, Rh, Os, Fe, Ag, Cu, Ni, Co, Zn, In e Pb. Foram utilizados padrões sintéticos da ARTMEX e as análises sofreram correções de ZAF, utilizando o programa PAP.

Parte dos MGP foram determinados numa microsonda Jeol 733 nos laboratórios do CANMET, por WDS (espectrometria de comprimento de ondas), sob condições físicas de trabalho de 20KV, 20na e 20 segundos de contagem por elemento determinado, utilizando as seguintes linhas de raios x: Pt L α Fe K α (PtFe e Pt₃Fe), Pd L α Rh L α , Ru L α Os M α , Cu K α , Ni K α , Sb L α , As L α , S K α . As análises sofreram correções do programa ZAF.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Introdução

A área em estudo está localizada na parte sudoeste do Estado da Bahia e situada na parte sul do Lineamento/Cinturão Contendas-Jacobina, na entidade denominada por Marinho *et al.* (1994) de Faixa ou Cinturão Contendas-Mirante. No Estado da Bahia, o Lineamento Contendas-Jacobina ocupa a parte central da Província do São Francisco, anteriormente designada como Cráton do São Francisco -**C.S.F.** Esta denominação é dada à plataforma *sin*-Brasiliana formada por terrenos Arqueo-Proterozóicos compostos do Escudo Brasileiro, a qual cobre uma extensa área desde a parte central do Estado de Minas Gerais no Quadrilátero Ferrífero, até o norte da Bahia (Almeida, 1978), (figura 2.1).

2.2 Geologia Regional

Almeida (1971) considerou a entidade geotectônica denominada de Cráton do São Francisco, como um núcleo continental que teve seu embasamento consolidado em época pré-Brasiliana. Os limites desse cráton são as faixas móveis brasilianas denominadas de Riacho do Pontal e Rio Preto, a norte; Sergipana, a nordeste, Araçuai, a sudeste; Rio Grande, a sul e Brasília, a oeste (figura 2.1).

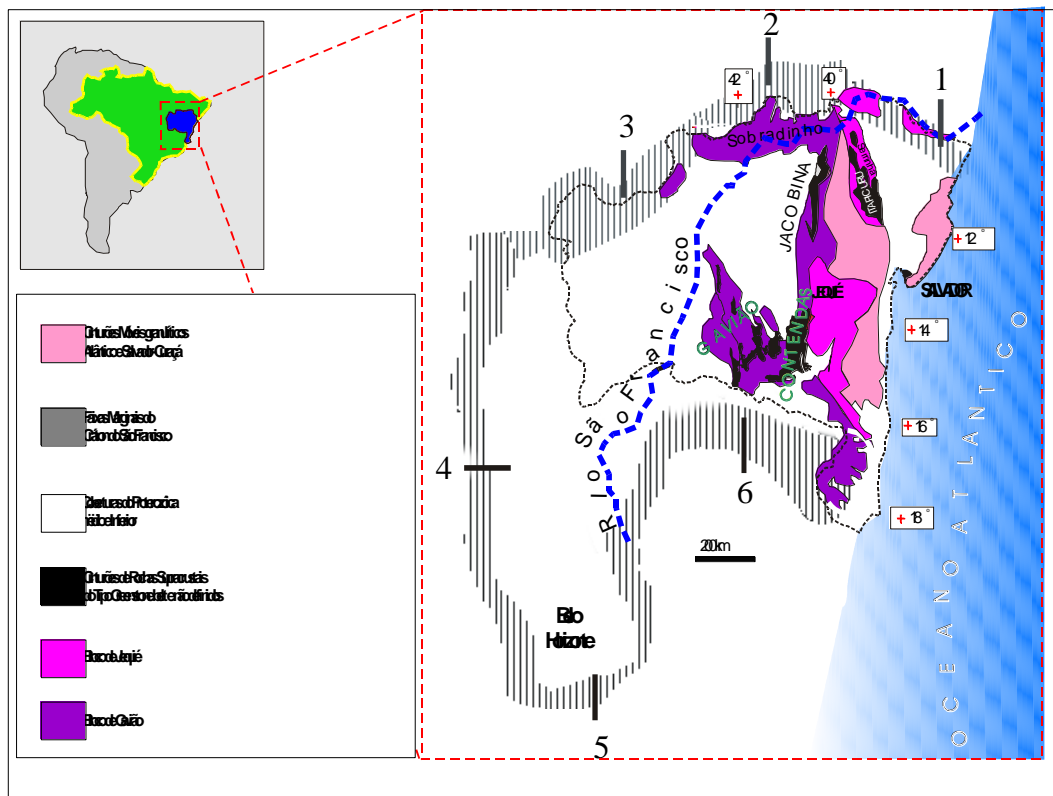


Figura 2.1- (A) Situação do Estado da Bahia no Brasil e na América do Sul e (B) Esboço do Cráton do São Francisco no Estado da Bahia (Mascarenhas, 1976), e suas Faixas Marginais (Almeida et al, 1981) 1)-Faixa Sergipana, (2) Faixa Riacho Pontal, (3) Faixa Rio Preto, (4) Faixa Brasília, (5) Faixa Araçuai, (6) Faixa Rio Grande

O embasamento do Cráton do São Francisco é formado de núcleos metamórficos de alto grau, compostos de complexos gnáissicos e migmatíticos arqueanos, os quais são denominados de blocos. No Estado da Bahia são reconhecidos os blocos e compartimentos arqueanos de Sobradinho, Mairi, Gavião, Paramirim, Guanambi, Serrinha e Jequié, que tem os seus núcleos amalgamados por terrenos *granito-greenstone*, datados do Arqueano ao Paleoproterozóico. Segundo Mascarenhas (1981), esses blocos estão envolvidos pelos cinturões móveis Gurienses (Pré-Jequié), os quais formam grandes complexos granulíticos, que separam antigos crátons arqueanos.

Segundo Mascarenhas (op.cit.) os blocos de Serrinha e Guanambi seriam os núcleos dos crátons Arqueanos de Serrinha e Guanambi, respectivamente, enquanto os demais blocos formaram o Cráton de Remanso.

Assim a área em estudo encerra rochas arqueanas que jazem numa região cratonizada desde o Arqueano, que pode ser denominada de Cráton Arqueano de Remanso (Mascarenhas, 1981) e Cráton Transamazônico do São Francisco (Almeida, 1978), e mais genericamente de Província do São Francisco, que engloba o Cráton do São Francisco e suas coberturas Brasilianas.

O Cráton Arqueano de Remanso está limitado a leste pelo bloco de Jequié (2,7-2,9 Ga), formado por granitóides, granulitos, migmatitos e porções reliquiares de rochas supracrustais e a oeste, pelo Bloco ou Cráton de Guanambi. O Bloco de Gavião consiste de um núcleo Arqueano formado por domos de TTG e granitóides de 3,4 Ga e seqüências vulcanossedimentares do Neo-Arqueano e Proterozóico Inferior.

O *Sill* do Rio Jacaré e suas encaixantes estão geologicamente localizadas no cinturão Contendas-Mirante, na parte sul do Lineamento Contendas-Jacobina (Sabaté, 1996, em Barbosa e Dominguez 1996) (figura 2.2) e são estratigraficamente, parte integrante do Grupo Contendas-Mirante (Marinho *et al.*, 1994).

Nesta tese será dada preferência à denominação descrita em Mascarenhas (1981), que considera a área em estudo como regionalmente localizada no Lineamento Contendas-Jacobina que separa submeridianamente o Bloco de Gavião – integrante do Cráton Arqueano de Remanso, do Bloco de Jequié - integrante do Cráton de Serrinha.

A área deste estudo compreende localmente, a parte norte do *Sill* do Rio Jacaré - **S.R.J.** que está contido estratigraficamente no Grupo Contendas-Mirante-**G.C.M.** (figura 2.3 e 2.4). O **S.R.J.** ocorre no bordo nordeste da área de ocorrência do **G.C.M.**, precisamente no limite entre os dois referidos blocos.

O **S.R.J.** é uma das intrusões gabróicas mais extensas da Província do São Francisco, medindo 70 km de comprimento na direção norte-sul com largura média aflorante de 1,0 km. Está encaixado entre o corpo granítico de Pé de Serra no bordo

oeste do Bloco de Jequié e as rochas metavulcano-sedimentares do bordo leste do Complexo Contendas-Mirante.

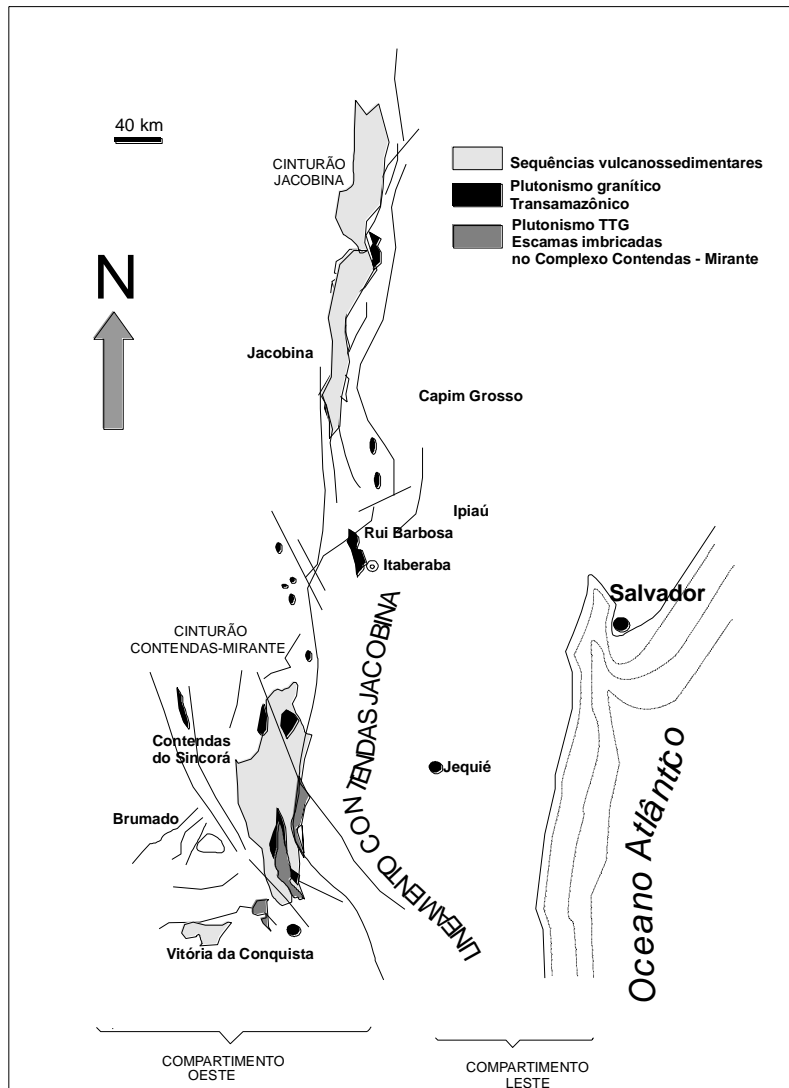


Figura 2.2. Lineamento/Cinturão Contendas. Segundo Barbosa e Dominguez (1996).

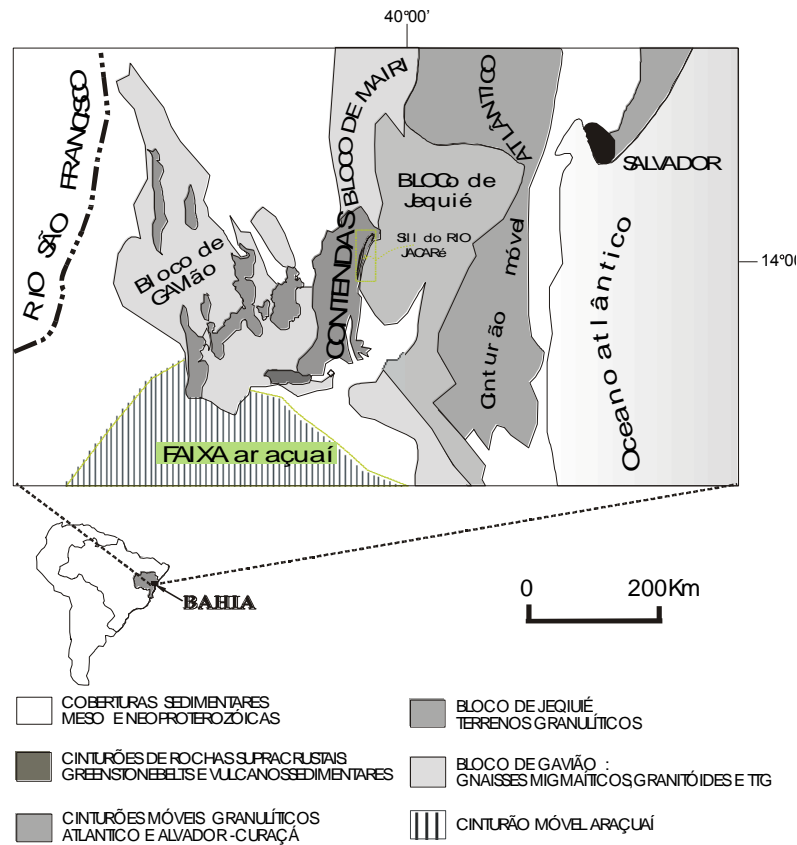
2.3 O Grupo Contendas-Mirante - GCM

A descrição da Faixa Contendas-Mirante que será feita nesta seção é uma transcrição adaptada de um texto de Moacir Moura Marinho, Cláudio Ferreira Galvão, Israel F.B.P. Notato, Daniel S. Luz e Reinaldo Santana Correia de Brito publicado no exemplar número 6 da “Série Arquivos Abertos”, CBPM, Salvador, (1994), editado por Augusto J. Pedreira.

A Faixa Contendas-Mirante ocorre como um cinturão em forma de um sinforme de eixo norte-sul com cerca de 190 km de comprimento e 65 km de largura, comprimido entre os Blocos de Jequié e do Gavião, onde afloram os metassedimentos e rochas metavulcânicas do grupo homônimo. A norte e a sul, ela se ramifica em outras seqüências mais estreitas, metamorfozadas na fácies anfíbolito (figuras 2.3 e 2.4), ora

como enclaves encaixados em corpos de granito mais jovens, ora encaixadas nas rochas do embasamento de alto grau, como é o caso da região da Folha de Iramaia (Silveira, inédito). O metamorfismo é progressivo no sentido de oeste para leste, do topo para a base da pilha, desde a zona da clorita até a zona da silimanita-feldspato potássico (Marinho, 1991). Os terrenos do Bloco de Jequié, adjacentes à Faixa Contendas-Mirante, compreendem rochas metamorizadas nos fácies anfibolito e granulito. Tratam-se, segundo Barbosa *et al.* (1992) e Marinho *et al.* (1992), de rochas supracrustais (quartzitos granadíferos, rochas calciossilicáticas, formações ferríferas, níveis grafitosos, kinzingitos) e rochas metamáficas e metaultramáficas).

Figura 2.3- Esboço Geológico da parte sul do estado da Bahia. Segundo Mascarenhas (1976) e Almeida e Hasuí (1981).



O Bloco do Gavião, na região estudada, compreende domos do embasamento, denominados Sete Voltas, Boa Vista/Mata Verde e Serra dos Meiras. Parte do último é exibido na figura 2.4. Esses domos são formados por gnaisses, granitóides e migmatitos, representados, pelo menos em parte, por terrenos tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granito). Na parte sul da sequência, esses domos estão soerguidos e justapostos tectonicamente a fatias de rochas supracrustais na região denominada de Lineamento

Contendas-Jacobina, considerada por Marinho e Sabaté (1992) como a zona de colisão Transamazônica entre os Blocos de Jequié e Gavião.

A seqüência vulcanossedimentar foi inicialmente denominada de Complexo Contendas-Mirante pelos integrantes do Projeto Bahia (Pedreira *et al.*, 1975). A partir da execução de mapeamentos mais detalhados e da subdivisão em formações por Marinho (1982), as razões para uso do termo complexo deixaram de existir, incluindo o detalhamento das idades e individualização dos ambientes de formação das mesmas. O **G.C.M.** está dividido em três subunidades: uma inferior, onde predominam rochas vulcânicas; uma média, epiclástica, pelito-psamítica e uma superior, psamítica (Marinho *et al.*, 1982). A estratigrafia do **G.C.M.** é mostrada na tabela 2.1 de acordo com Marinho (1982, 1991) e Marinho *et al.* (1992).

A unidade inferior é um típico terreno *granito-greenstone* que ocorre preferencialmente na região de Contendas do Sincorá. Esse complexo vulcanossedimentar tipo *greenstone belt* tem idade Arqueana Média determinada por Marinho (1992) de 3,15 Ga em formações ferríferas e 3,3 Ga num corpo subvulcânico em Barra da Estiva. A unidade média é uma seqüência vulcanossedimentar formada em *rift* continental de idade 2,84 Ga (Brito *et al.*, 1999), enquanto a unidade superior corresponde uma seqüência de sedimentos psamíticos relacionados ao Ciclo Transamazônico (Marinho, 1991).

Tabela 2.1 - Estratigrafia do Grupo Contendas - Mirante (Marinho *et al.*, 1994)

UNIDADE	FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO
SUPERIOR	Areião	Metarenitos quartzosos impuros, feldspáticos, com níveis conglomeráticos e abundante estratificação cruzada.
MÉDIA	Rio Gavião	Filitos e metagrauvasas resultantes do metamorfismo de uma associação de folhelhos e grauvasas sob as condições inferiores àquelas da isógrada da biotita.
	Mirante	Xistos, por vezes nodulosos, com níveis de metarenitos, resultantes do metamorfismo de uma associação de folhelhos e grauvasas sob condições superiores àquela da isógrada da biotita. Ocorrem também intercalações de rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas e intrusões máficas e ultrmáficas.
INFERIOR	Barreiro D'Anta	Rochas piroclásticas félsicas com intercalações de sedimentos detríticos (grauvasas e folhelhos) e sedimentos químicos exalativos (cherts e formações ferríferas bandadas).
	Jurema-Travessão	Rochas metavulcânicas máficas e félsicas com intercalações de quartzitos, metacherts, rochas calcisilicáticas, formações ferríferas bandadas, metacarbonatos e metagrauvasas

O **G.C.M.** é intrudido pelos granitóides de Anagé-Pau de Colher, Lagoa do Morro e Serra dos Pombos, datados de Neoarqueanos por Basto Leal (1997) e Marinho (1991), pelo granito Pé de Serra, datado de 2,55 Ga (Marinho, 1991) e por granitos transamazônicos (Marinho, 1991) e pelo **S.R.J.**, 2,84 Ga (Brito *et al.*, 1999) (figura 2.4).

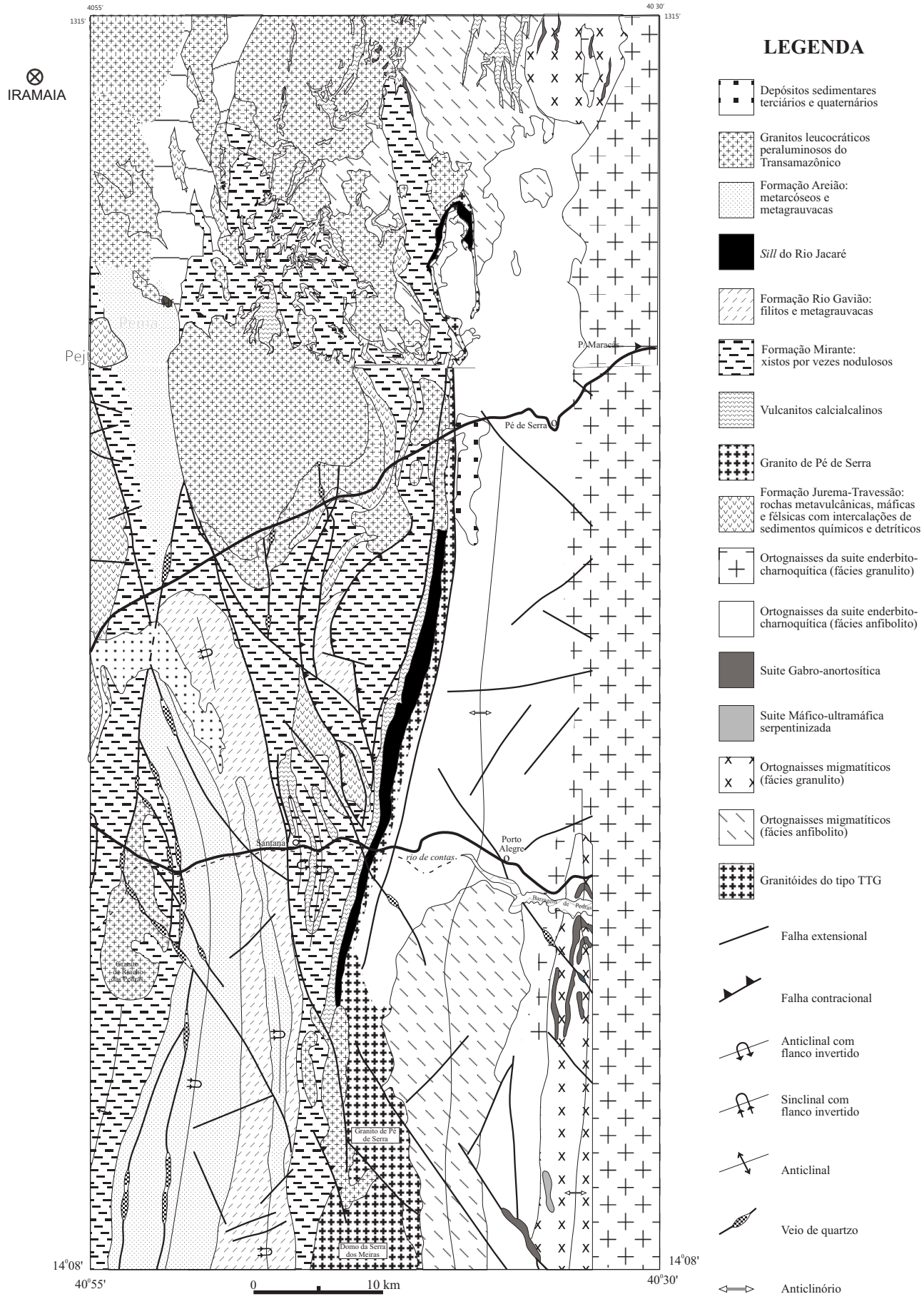


Figura 2.4 - Mapa geológico da parte nordeste da Faixa Contendas-Mirante (compilado por Marinho, 1991, 1992a) e Silveira et al. (não publicado)

O **S.R.J.** é uma intrusão estreita e alongada que se estende desde 15 quilômetros a norte de Pé de Serra, na Folha de Iramaia, até a Serra da Pipoca, a sul do Rio de Contas. Ele consiste de uma zona inferior composta essencialmente por gabros e uma superior, onde gabros, piroxenitos, magnetitos e anortositos metamorfoseados se repetem ciclicamente.

2.3.1 A Formação Jurema-Travessão

A Formação Jurema-Travessão aflora desde 50 km a sul de Santana até as proximidades de Iramaia (figura 2.3). Devido ao intenso aplainamento da região e complicações estruturais, não existe uma seção-tipo da formação Jurema-Travessão; esse conceito é substituído por área-tipo de Hedberg (1976). A área-tipo dessa formação está situada próximo ao povoado homônimo, estendendo-se até a porção noroeste do mapa da figura 2.3. A formação compreende as litologias descritas a seguir.

2.3.1.1 Rochas Vulcanoclásticas

Entre essas rochas, cuja composição varia de termos ácidos a básicos, predominam metatufos de granularidade fina. Esses são cinza claro ou escuro, esverdeados ou mesmo verde claros, intensamente foliados, algumas vezes microdobrados ou crenulados localmente. Eles podem incorporar algum material lítico estirado, freqüentemente de composição básica, ou fragmentos de agregados alongados de quartzo ou cristais isolados de feldspato. Localmente ocorrem níveis de rocha com grã grossa, de composição ácida a intermediária, com grande quantidade de fragmentos piroclásticos fusiformes de até 50 centímetros de comprimento, que algumas vezes são interpretados como ignimbritos.

Brechas basálticas ocorrem entre metatufos ou associadas com basalto amigdaloidal. Elas correspondem a fragmentos angulosos flutuando em uma matriz fina, xistosa, de composição basáltica. Os fragmentos, de tamanho variável (grãos a blocos), são de metabasalto porfírico.

2.3.1.2 Lavas

Entre as lavas, os tipos basálticos predominam sobre os félsicos, sendo os últimos subordinados e com termos vulcanoclásticos associados. Os metabasaltos são verde escuros ou verde claros, com grã fina a afanítica, dos tipos maciço e amigdaloidal. Registra-se também a ocorrência restrita de lavas félsicas.

2.3.1.3 Rochas Metassedimentares

a) Rochas Metassedimentares Químicas

Tem origem química ou químico-exalativa e são representadas por metacherts, formações ferríferas bandadas, mármores e calcoxistos intimamente associados. Elas formam camadas de espessura variável de centímetros a metros, intercaladas no material vulcanogênico.

Os metacherts são bandados, com grã muito fina, sempre recristalizados e com aspecto de quartzitos e silexitos. São compostos essencialmente de quartzo, em geral estirado, e pequenas proporções de minerais opacos e clorita. Através de enriquecimento em minerais opacos, os metacherts passam a formações ferríferas bandadas.

As formações ferríferas bandadas pertencem às fácies óxido e silicato e em alguns casos à fácies sulfeto. A fácies óxido, mais comum, mostra um bandamento bem definido pela alternância milimétrica de bandas quartzosas com outras ricas em minerais opacos. Na fácies silicato o bandamento é mal desenvolvido e só observado em microscópio. A fácies sulfeto é de ocorrência restrita, composta de pirita e às vezes arsenopirita e com raro ouro associado.

Os mármores formam corpos lenticulares, geralmente associados aos metacherts, são de granulação fina, maciços e com textura granoblástica, compostos de carbonato, com alguma albita, talco e tremolita. Os calcoxistos formam intercalações centimétricas descontínuas nas camadas de mármore; são cinza esverdeados claros, algumas vezes silicificados e cortados por veios de quartzo.

b) Rochas Metassedimentares Detríticas

Essas rochas são abundantes, mas geralmente ocorrem em forma de blocos soltos, o que impede a determinação da sua posição estratigráfica precisa.

São representadas por argilitos, metassiltitos e grauvacas. Localmente apresentam estruturas sedimentares do tipo estratificação ondulada e laminações que lhes dão um aspecto de turbiditos. Entre esses sedimentos detríticos também estão incluídos quartzitos puros, associados a metacherts, que sustentam o relevo, por exemplo, da Serra do Lajedo, situada no antiforme no centro da faixa (figura 2.2).

2.3.2 Formação Mirante

Esta unidade foi definida por Marinho et al. (1994) com constituída de xistos, por vezes nodulosos, com níveis de metarenitos, resultantes do metamorfismo de uma associação de folhelhos e grauvacas sob condições superiores àquela da isógrada da biotita.

Ocorrem também intercalações de rochas vulcânicas e subvulcânicas máficas e intrusões máficas e ultramáficas.

2.3.2.1 Rochas Metavulcânicas Calcicalcinas

Afloram no setor nordeste da Faixa Contendas-Mirante. Elas constituem intercalações nos xistos da formação Mirante e também ocorrem em uma faixa contínua paralela ao bordo oeste do **S.R.J.** Nas intercalações da formação Mirante predominam tipos basálticos enquanto junto às bordas do *Sill* predominam tipos andesíticos.

a) Metabasaltos

Os metabasaltos são maciços ou amigdaloidais com matriz granularidade fina, foliados. As amígdalas, com tamanho entre 0,1 e 6,0 milímetros, são algumas vezes estiradas, devido à deformação tectônica; são representados essencialmente por um mosaico quartzoso poligonizado, com menor quantidade de plagioclásio. Esses basaltos são compostos de anfibólio cuja composição está no limite entre ferro e magnésio-hornblenda, algumas vezes com halos de cumingtonita, plagioclásio (An 33-40) e raros minerais opacos (ilmenita e magnetita). Quando a composição muda em direção aos termos andesíticos, a proporção de anfibólio diminui e a de plagioclásio aumenta.

b) Metandesitos

Os metandesitos são cinza esverdeados, foliados, têm grã fina e são freqüentemente amigdaloidais (amígdalas entre 0,1 e 1,0 milímetro). Uma feição característica dessas rochas é a presença de pontos escuros arredondados, cujo diâmetro alcança 2,0 milímetros. As rochas são compostas de anfibólio de composição semelhante àqueles dos metabasaltos, clinopiroxênio orientado e de esfero e zircão acessórios. Esses minerais estão arrançados em um mosaico de plagioclásio (An 31-37) e quartzo. As amígdalas são formadas por quartzos e/ou plagioclásio; algumas vezes são preenchidas por grandes cristais de microclínio. Os pontos escuros consistem geralmente de agregados de anfibólio, tratando-se provavelmente de pórfiros deformados.

2.3.3 O Granito Pé de Serra

O granito Pé de Serra aflora numa faixa estreita que se estende em direção submeridiana desde oito quilômetros a oeste dessa localidade, alargando-se a sul do Rio de Contas. Seu contato oriental é com ortognaisses enderbito-charnockíticos e ortognaisses migmatíticos do Bloco de Jequié, e o ocidental, com granitóides transamazônicos, com o **S.R.J** e com o Domo da Serra dos Meiras (Prancha 2.1).

2.3.4 Granitos Transamazônicos

Os granitos transamazônicos pertencem a um alinhamento que se estende na direção norte-sul ao longo de 500 quilômetros, no limite entre os blocos de Jequié a leste e de Gavião a oeste, até alcançar a Serra de Jacobina (Sabaté *et al.*, 1990). Esses granitos tem aspecto homogêneo, são equigranulares com granularidade fina a média. Trata-se de leucogranitos a duas micas.

2.3.5 O Sill Estratificado do Rio Jacaré

O **S.R.J.** corresponde a uma faixa de anfibolitos e metagabros de direção NNE-SSW, situada entre as rochas vulcânicas da Formação Mirante e o Granito Pé de Serra. Esta faixa foi identificada por Marinho *et al.* (1979), referida como complexo máfico-ultramáfico por Galvão *et al.*, (1981) e denominada de *sill* por Brito (1981). Tem cerca de 70 quilômetros de extensão e largura média aflorante de um quilometro. O levantamento mais detalhado desse *sill* foi feito por Brito (1984), que o dividiu em uma zona inferior com 650 metros de espessura e uma Zona superior com 1060 metros, subdividida em três membros: inferior, central e superior (figuras 2.4).

2.3.6 A deformação do Cinturão Contendas-Jacobina

No Bloco de Jequié, a cartografia de corpos máficos e rochas supracrustais sugere a existência de dobras apertadas de plano axial com direção meridiana. Um exemplo disso pode ser visto no mapa geológico a norte e a sul da Barragem de Pedras. No Bloco de Gavião a presença de figuras de interferência sugere a atuação de duas fases de dobramento (Sabaté *et al.*, 1990). Os trabalhos de campo efetuados no **G.C.M.** evidenciaram a existência de pelo menos duas fases de dobramento coaxiais, ambas relacionadas a cisalhamento simultâneo. Admitindo a existência dessas duas fases, Jardim de Sá (1984) mostrou a presença de um dobramento anterior de fraca expressão, na parte norte do sinclínório.

Numa compilação recente de trabalhos relativos à Seqüência Contendas-Mirante, Marinho (1991) introduziu uma nova nomenclatura para episódios contínuos de deformação dúctil, cuja correspondência a nomenclaturas anteriores (Sabaté *et al.*, 1980, Jardim de Sá, 1984) é mostrada na tabela 2.2.

Tabela 2.2 - Equivalência entre as Nomenclaturas dos Eventos Estruturais para a Faixa Contendas-Mirante, segundo Marinho (1991)

MARINHO, 1991	JARDIM DE SÁ, 1984	SABATÉ <i>ET AL.</i> , 1980
P _{R-2}	F1	-
P _{R-1}	F2	P1
P _R	F3	P2

O episódio P_R corresponde a dobras não-cilíndricas, verticais ou reviradas, responsáveis pela estruturação regional. A presença de estruturas sedimentares nas sub-unidades média e superior, tais como estratificações cruzadas e gradacional, encontradas alternadamente em posição normal e inversa com padrões de interferência tipo 3 de Ramsay (1987), evidencia um episódio de dobramento anterior, coaxial com P_R . O episódio de deformação P_{R-1} é responsável pela foliação metamórfica que geralmente transpõe a estratificação original S_0 . A deformação que corresponde ao episódio P_{R-2} é a mais antiga que afetou os metassedimentos do **G.C.M.**, estando restrita à região da cidade de Contendas do Sincorá. O episódio de deformação P_{R-1} é acompanhado por cisalhamentos tangenciais, subparalelos aos planos axiais das dobras isoclinais. Isso resulta em dobras em "anzol" (*fish hooks*), com descontinuidades no flanco inferior, que mostram, em combinação com outros elementos cinemáticos, um transporte tectônico de massa de leste para oeste. As superfícies de cisalhamento resultantes tem importante expressão regional, através de lineamentos submeridianos que freqüentemente marcam os contatos entre as unidades litoestratigráficas (Sabaté *et al.*, 1980), conforme é visto na figura 2.4. Esses cisalhamentos são responsáveis pela atual distribuição daquelas unidades e pelo soerguimento das faixas do embasamento arqueano. O contato da Faixa Contendas-Mirante com os terrenos do Bloco de Jequié é marcado por repetidas zonas de cisalhamento, que representam o cavalgamento do bloco sobre os metassedimentos. A leste do maciço de Serra dos Meiras, o contato é marcado pela mesma descontinuidade contraccional, exibindo mergulho para leste entre 30° e 45° . Pequenas fatias da seqüência Contendas-Mirante estão sotopostas ao contato tectônico entre a fatia arqueana da Serra dos Meiras e as litologias do bloco granulítico de Jequié (Sabaté e Gomes, 1984).

2.3.7. Aspectos Geocronológicos.

Os terrenos granito-greenstone do Bloco de Gavião e as rochas que compõem o cinturão Contendas-Mirante testemunham a evolução desde o Arqueano Inferior ao Proterozóico Inferior que pode ser resumida na Tabela 2.3. Como pode ser visto nesse quadro da geocronologia dos Blocos de Gavião e de Jequié e do Grupo Contendas-Mirante, a história geológica do Cinturão Contendas Mirante pode ser descrita como uma sucessão de episódios acrescionais desde o Arqueano Médio/Inferior ao Proterozóico Inferior. Para melhor compreensão deste quadro a história geológica da área segundo diversos autores pode ser resumida nos itens abaixo:

1. Formação de Crosta Continental Paleo-Arqueana do Bloco de Gavião.
2. Formação de *Greenstone Belts* Arqueanos de Umburanas e Unidade Inferior do **G.C.M.** na região de Contendas de Sincorá.

**PRANCHA 2.1-PAISAGEM MORFOESTRUTURAL DO COMPLEXO JEQUIÉ E
DETALHES DE AFLORAMENTO DOS GNAISSES KINZIGÍTICOS DO BLOCO DE
JEQUIÉ E DO GRANITO PÉ DE SERRA**



A- Paisagem morfoestrutural do Complexo Jequié. Os altiplanos correspondem aos granulitos que formam a terminação sul do Planalto de Maracás. O relevo plano é ocupado pelo granito Pé de Serra que forma pequenas colinas na direção norte-sul.



B - Afloramento de gnisse kinzigítico do Bloco de Jequié na Fazenda Gulçari mostrando foliação metamórfica S_n , discreta e subhorizontal que pode ser confundida com esfoliação por intemperismo físico. C - Vista geral do granito Pé de Serra, exibindo aspecto gnaissico milonítico com veios dobrados, contidos na foliação S_{n+1} , no contato por falha com o *Sill* do Rio Jacaré na Fazenda Lagoa dos Pinhões.

3. Formação de um *rift* intracontinental Neo-Arqueano correspondente às Unidades Médias do **G.C.M.** (evento no qual se inclui a intrusão do *Sill* do Rio Jacaré).
4. Formação do Cinturão-Lineamento Contendas-Jacobina, com deposição da Unidade Superior do **G.C.M.** e intrusão dos granitos transamazônicos.

Os períodos 1 e 2 caracterizaram a formação de crosta continental e terrenos do tipo *granito-greenstone* que no **G.C.M.** correspondem à formação de um complexo vulcanossedimentar tipo *greenstone belt* que será denominado nesta tese de **Complexo Contendas**.

O período 3 corresponde ao rifteamento do continente Paleo-Meso-Arqueano que serviu de embasamento para sedimentação, vulcanismo e plutonismo do Neoarqueano, e corresponde à formação da unidade que será denominada informalmente nesta tese de **Complexo Mirante**. Portanto, o *Sill* do Jacaré e suas encaixantes, estudadas nesta tese, serão referidas como pertencentes ao Complexo Mirante, que tem como unidades e litologias integrantes aquelas descritas por Marinho *et al.* (1994) e como embasamento o Complexo Contendas; este corresponde às unidades inferiores do **G.C.M.** de Marinho *op cit.* e seu embasamento.

TABELA 2.3 – Geocronologia dos Blocos de Gavião e de Jequié e do Cinturão Contendas-Mirante

Período	Tempo (Ma.)		Evento	Metodologia	Referência
PALEO PROTEROZO ÓICO	1.900	1.800	Intrusão de granitos sin-colisionais	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	1,5
	2200	2.100	Deposição da Formação ,Areião Metamorfismo de facies anfíbolito e deformação do GCM	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	5,6
NEOARQUEANO	2559		Colocação do Granito Pé de Serra	Pb-Pb (rocha total), Rb-Sr	5
	2750	+15	Vulcanismo félsico do Greenstone belt de Umburanas (GBU)	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb	7,11
	2700		Deformação e metamorfismo Jequié		
	2850	2700	Vulcanismo, sedimentação e colocação do Sill do Rio Jacaré	Sm-Nd, Rb-Sr	13
	2900	2800	Intrusão de leucogranitos e Migmatização e Metamorfismo de fácies anfíbolito do Bloco de Gavião	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	6,8,11,12
PALEOARQUEA NO/MESOARQU EANO	3200	3180	Intrusão dos granito-gnaisses e granitóides de Lagoa do Morro, Anagé e Piripá	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	5,6,10,12
	3250	3150	Derrames komatíticos, sedimentos químicos e detríticos do GCM e GBU.	Sm-Nd (T _{DM})	5,7,11)
	3380	3350	Formação dos domos de granitoides de Boa Vista/ Mata Verde.	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	2,5,6
	3400	3390	Intrusão de TTGs dos domo de Sete Voltas	U-Pb(Shrimp), ²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb, Rb-Sr	1,4,6

1-Cordani *et al.* (1985), 2- Wilson *et al.* (1988), 3- Mascarenhas e Garcia (1989), 4- Martin *et al.* (1991), 5- Marinho (1991), 6- Nutman e Cordani (1993), 7-Cunha *et al.* (1996), 8-Bastos Leal *et al.* (1996), 9- Santos Pinto *et al.* (1996), 10- Cordani *et al.* (1997), 11- Bastos Leal *et al.* (1996), 12- Bastos Leal (1997) e 13 – Brito *et al.* (1999).

CAPÍTULO 3

**O *SILL* ESTRATIFICADO DO RIO JACARÉ
E GEOLOGIA DAS ROCHAS ENCAIXANTES**

3.1 Geologia do Sill Estratigráfico do Rio Jacaré – S.R.J.

O **S.R.J.** corresponde a uma faixa de gabros, piroxenitos e rochas anortosíticas metamorfoseadas na fácies anfibolito que compõem um cinturão que se estende submeridianamente desde a Serra da Pipoca no Município de Manoel Vitorino, até o fechamento deste cinturão em uma estrutura em forma de anzol, a cerca de 12 km a oeste Maracás (figura 3.1). A extensão total da faixa é de 70 km e a sua largura aflorante varia de 800 metros a sul, até 1.500 metros na Fazenda Gulçari e adelgaçando-se na sua terminação norte para cerca de 400 metros.

O **S.R.J.** está em contato no bordo oeste com uma faixa de rochas vulcânicas básicas e intermediárias que fazem parte do Complexo Mirante, unidade correspondente à Formação Mirante de Marinho *et al.* (1994), a qual foi proposta para ser elevada à categoria de complexo no capítulo anterior. No seu bordo leste o **S.R.J.** está em contato por falha inversa de alto ângulo, com rochas graníticas alcalinas e subalcalinas com estrutura gnáissica, da unidade denominada por Marinho *et al.*, (1992) de Granito Pé de Serra. A situação e localização geográfica e geológica da área de trabalho pode ser visualizada na figura 3.1.

3.1.1 Complexo Mirante

Neste complexo se reconhecem as unidades litológicas da Formação Mirante de Marinho *et al.* (1994), sendo que os elementos geológicos colhidos durante os trabalhos de campo desta pesquisa permitem caracterizar esta unidade como um Complexo vulcanossedimentar metamorfoisado. Os dados principais para fundamentar a existência do Complexo Mirante provem de um perfil geológico feito no Rio Jacaré nas proximidades das Fazendas Utiara e Santo Antônio (figura 3.2) e correlações com outros perfis e áreas tipo definidas por outros autores. Neste perfil foi realizada uma seção estratigráfica medida de 1.800 metros onde foi possível detalhar as seguintes unidades:

- 1- Basaltos maciços com estruturas pseudo-almofadas (CM1);
- 2- Sedimentos clásticos grosseiros (CM2);
- 3- Sedimentos arcoseanos com intercalações de basaltos e andesito (CM3);
- 4- Basalto maciço com megacristais de plagioclásio;
- 5- Intrusão de rochas micro-quartzo-dioríticas com enclaves (CM5);
- 6- Basalto/andesito maciços com pórfiros de e aglomerados de anfibólios e com veios de material máfico anfibolitizado (CM6);
- 7- Basalto maciço com estrutura amigdaloidal (CM7);

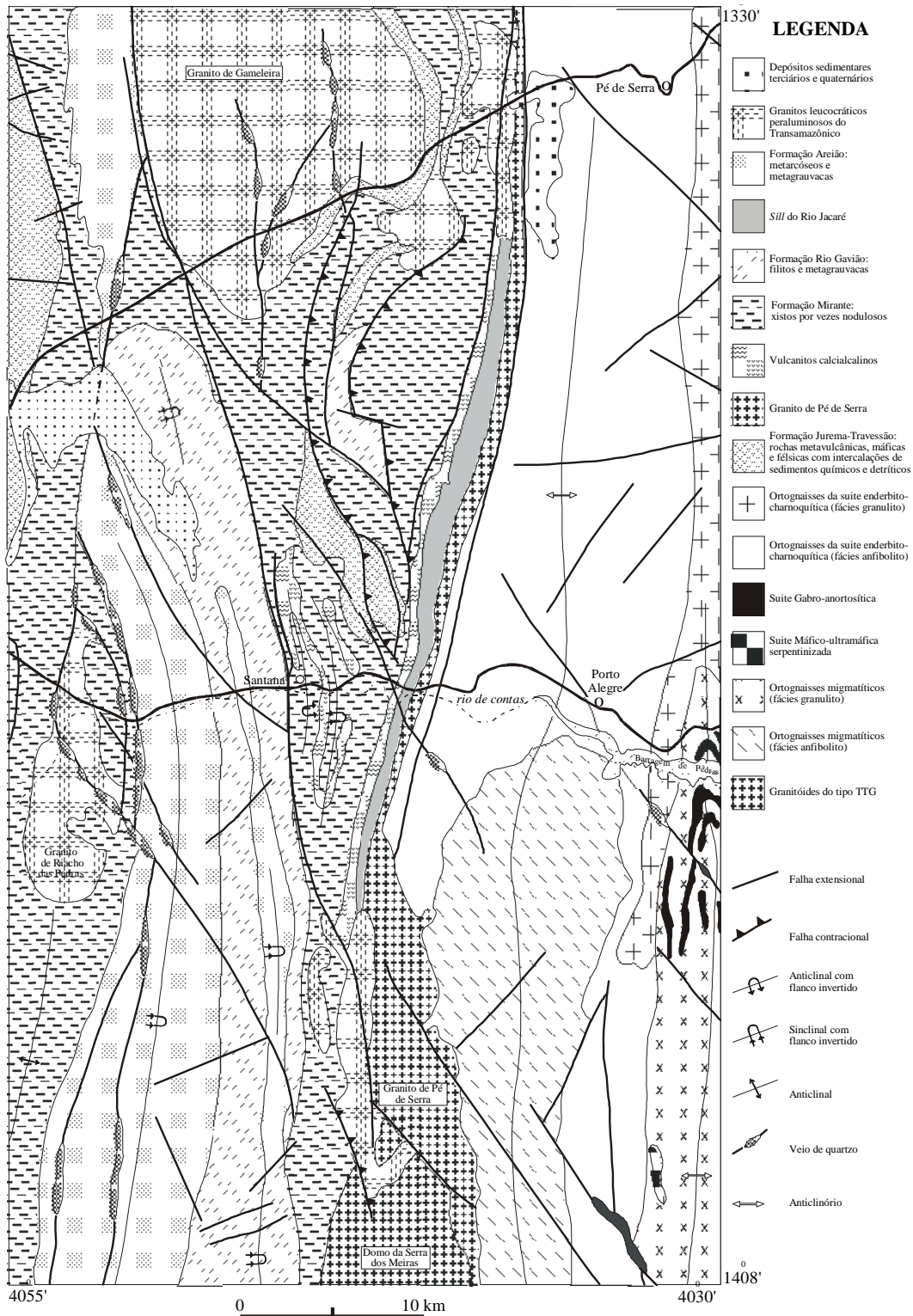
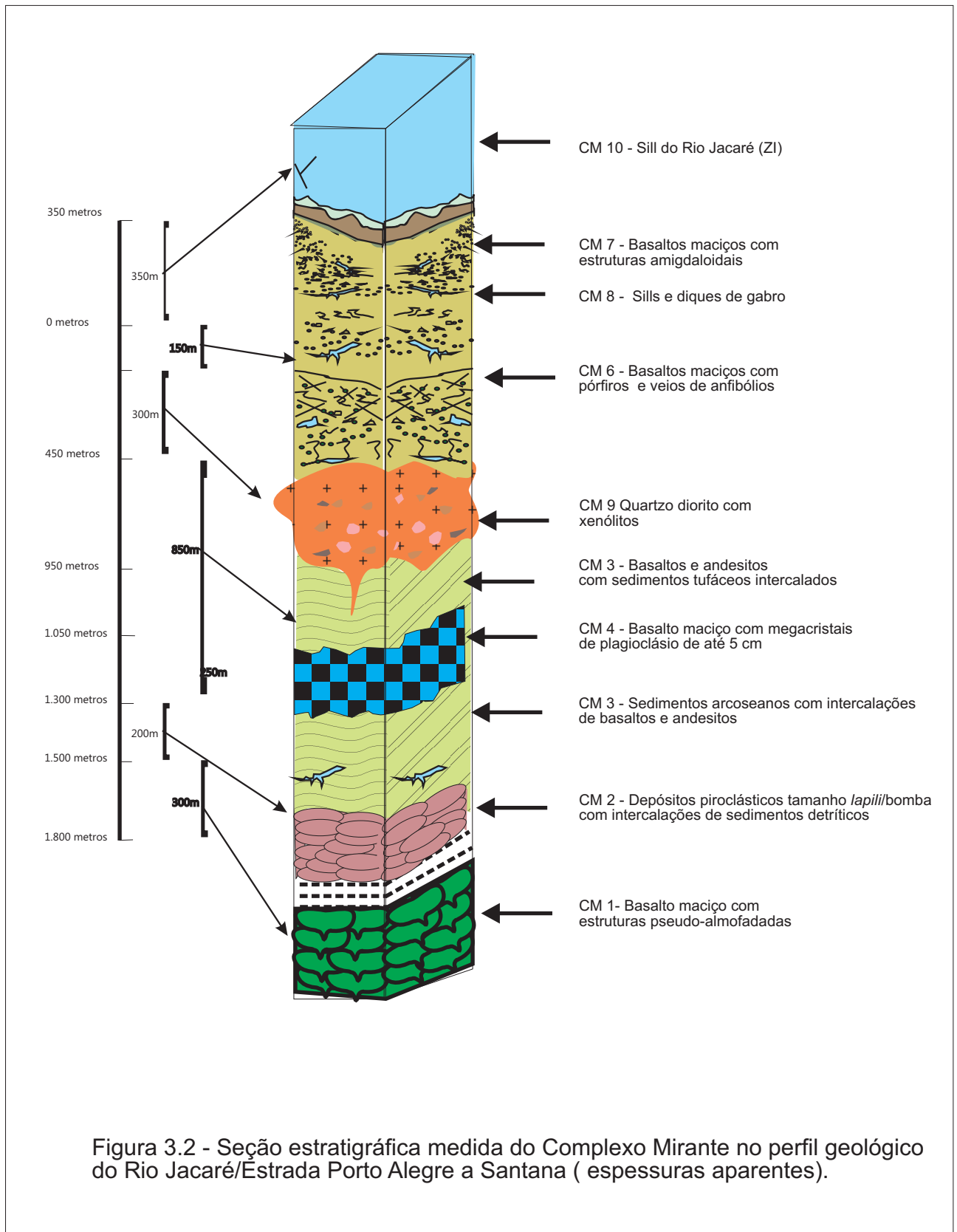


Figura 3.1 - Mapa geológico da parte nordeste da Faixa Contendas-Mirante (compilado de Marinho *et al.*, 1992 por Marinho *et al.* 1994)



8- Veios de gabro que cortam desde a unidade 3 a 6 (**S.R.J.**) e

9- Gabros do Sill do Rio Jacaré (**S.R.J.**).

No seu bordo leste o **S.R.J.** está em contato com rochas graníticas com estrutura gnáissica, compostas de dioritos, quartzo-dioritos e, às vezes, rochas quartzo-sieníticas. Essas rochas fazem parte da unidade denominada de Granito Pé de Serra, caracterizado pela coexistência de granitos alcalinos e subalcalinos (Marinho *et al.*, 1992). Este contato é marcado por estruturas de deformação dúctil, descritas adiante, caracterizando um contato de natureza tectônica.

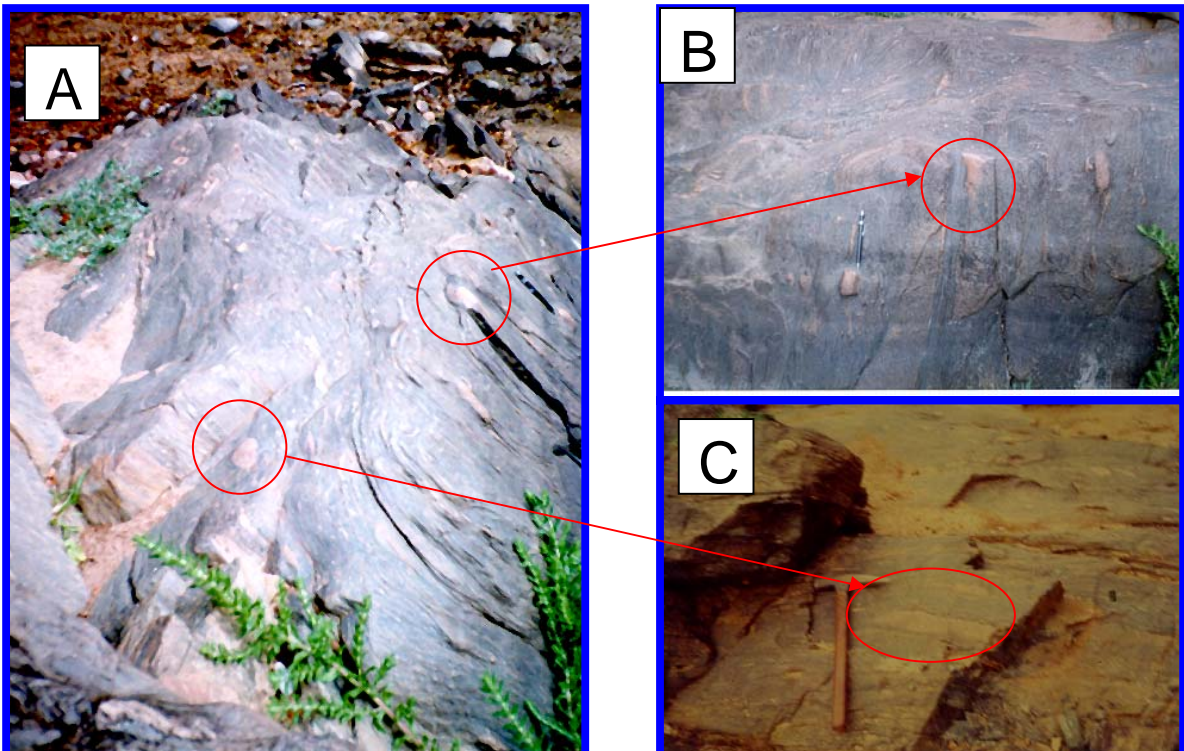
Unidade CM1 - Basaltos maciços com estruturas pseudoalmofadas

Corresponde a rochas de composição basáltica de aspecto maciço que ocorrem em afloramentos extensos no leito do Rio Jacaré. Devido à deformação heterogênea, descrita adiante (seção 3.3), essas rochas apresentam-se foliadas e exibem microdobras realçadas por veios quartzo-carbonáticos dobrados. A dimensão desta unidade é estimada em 300 metros e está encaixada entre sedimentos tufáceos e metaconglomerados. Foi observado nesse afloramento a presença de estruturas arredondadas, que sugerem um arranjo de lavas em almofadas (*pillow lavas*). O exame mesoscópico não confirmou a presença de outras estruturas diagnósticas de lavas almofadadas, tais como: vesículas resultantes de escape de gases; material vítreo interfragmental (*interpillow*), ou terminações em cúspide dessas estruturas arredondadas. Diante da falta dessas evidências e devido à falta de outros afloramentos com melhor exposição dessas rochas, as mesmas serão citadas como estruturas pseudo-almofadadas. Estas rochas são aqui consideradas como derrames basálticos maciços, associados e intercalados em sedimentos clásticos/piroclásticos.

Unidade CM2 – Depósitos piroclásticos com intercalações de sedimentos químicos

Esta unidade foi identificada em extenso afloramento constituído por rochas metassedimentares de aspecto conglomerático com fragmentos líticos que medem até 15 cm de dimensão maior, deformados, exibindo percentual de matriz superior a 60%. Os fragmentos mostram-se amalgamados e sustentados por uma matriz arenítica arcoseana, sendo achatados segundo o plano de foliação e alongados na direção da lineação de estiramento de alta obliquidade (*down dip*) (Prancha 3.1, fotos A, B e C).

PRANCHA 3.1 – DETALHES DE AFLORAMENTO DO COMPLEXO MIRANTE NO PERFIL DO RIO JACARÉ – FZ UTIARA - ILHA GRANDE



2A - Vista geral do metaconglomerado exibindo foliação paralela ao acamamento. B- Lineação de estiramento com alta obliquidade definida pelos seixos estirados segundo a linha de maior declividade da foliação. C - Detalhe dos seixos imersos na matriz. Ponto amostrado RB123.



D - Afloramento de metabasalto maciço com estruturas pseudoalmofadadas da unidade CM1. E -Detalhe da deformação dos veios quartzo-feldspáticos dobrados e a lineação de baixa obliquidade definida pelos eixos dessas dobras. Ponto amostrado RB122.

A composição dos fragmentos varia de andesito a basalto e às vezes dacítico porfirítico. São rochas piroclásticas do tipo aglomerado vulcânico com fragmentos de tamanho *lapilli* e bomba. Essa unidade de espessura decamétrica exibe intercalações de metassedimentos arcoseanos e camadas submétricas de rochas de composição basáltica (figura 3.2).

Unidade CM3 - Sedimentos arcoseanos com intercalações de basaltos e andesito

Nesta unidade são reconhecidas camadas de sedimentos arcoseanos intercaladas com camadas decimétricas a métricas de rochas vulcânicas máficas de composição basáltica. As rochas basálticas estão xistificadas, exibindo foliação expressa por clorita e anfibólio. As rochas metassedimentares tem granularidade de fina a média com fragmentos líticos e/ou feldspáticos. Foi também reconhecida uma rocha silicosa, com estrutura bandada, com sulfetos disseminados e bandas ricas em plagioclásio. Esta rocha assemelha-se a material tufáceo cristalino. O pacote completo tem uma espessura estimada em aproximadamente 200m (figura 3.2).

Unidade CM4- Basaltos com megacristais de plagioclásio

Esta unidade foi identificada em extenso afloramento no leito do Rio Jacaré (ponto 128) (Prancha 3.2, foto A). Neste local ocorre uma rocha cinza escura com matriz fanerítica fina formada por ripas de plagioclásio de 3 mm de comprimento formando arranjo radial imersos numa matriz afanítica escura (Prancha 3.2, foto C). Esta rocha contém megacristais de plagioclásio de 2cm até 15 cm de comprimento que exibem uma discreta variação de tamanho indicando provável acamadamento gradacional com topo provável para leste. Alguns cristais mostram-se orientados em ângulo agudo com o acamadamento sugerindo imbricamento (Prancha 3.2, foto B).

Unidade CM5 - Níveis de rochas micro-quartzo-dioríticas, porfiríticas com xenólitos de sedimentos

São corpos de forma tabular orientados segundo a foliação das rochas encaixantes. À oeste o contato é presumido ser com metassedimentos e a oeste com basaltos. Esta rocha tem aspecto maciço, com cor cinza clara e granularidade fina a média e às vezes grosseira. Exibe pórfiros de plagioclásio, quartzo, e uma grande quantidade de xenólitos de rocha quartzosa/arcoseana (Prancha 3.3, fotos A, B e C). Esses últimos exibem formas

angulosas, às vezes arredondadas e apresentam bordos corroídos e parcialmente absorvidos pela matriz quartzo-diorítica.

Unidade CM6 - Basalto/andesito pórfiros

Essa unidade é predominantemente vulcânica e apresenta intercalações de níveis subordinados de metassedimentos tais como metarenito, metassiltitos, chert, e quartzito ferruginoso. São rochas de cor verde escura a preta, por hornblenda, tremolita-actinolita, plagioclásio, quartzo e, em algumas amostras, magnetita. Essas rochas básicas são de granularidade fina, foliadas e às vezes isotrópicas com padrão textural predominantemente nematoblástico e subordinadamente granoblástico. Com aspecto bastante maciço, essas rochas exibem pórfiros e aglomerados de anfibólios e é também cortada por veios de material máfico anfibolitizado.

Unidade CM7 - Basalto amigdaloidal

Corresponde às rochas encaixantes imediatas do *Sill* do Rio Jacaré no seu bordo oeste. São rochas de cor verde-acinzentada escura, maciças, exibindo bandamento metamórfico. Apresentam granularidade fina, mostrando estruturas arredondadas, elípticas achatadas de cor branca em meio à matriz escura. Na matriz distinguem-se pontuações escuras formadas por anfibólio e clorita (Prancha 3.3, fotos D, E e F). As estruturas arredondadas tem diâmetro médio de 2 mm e são formadas por quartzo e plagioclásio e caracterizam claramente estas unidade como basalto amigdaloidal. Essas rochas estão fortemente deformadas e exibem uma lineação de estiramento dos prismas de anfibólios orientados segundo a linha de maior declividade da foliação metamórfica, caracterizando uma lineação do tipo de alta obliquidade (*down dip*). A deformação também é marcada pela ocorrência de veios quartzo-feldspáticos dobrados, resultantes da recristalização das amígdalas. Essas dobras são do tipo isoclinais deitadas com eixo orientados submeridianamente e com caimento subhorizontal.

Granito Pé de Serra

Corresponde a uma faixa de direção aproximadamente norte-sul de rochas graníticas gnaissificadas, compostas de dioritos e quartzo-dioritos, às vezes incluindo corpos de quartzo-sienito (Prancha 2.1, foto C, Capítulo 2). Seu contato com **S.R.J.** é marcado por estruturas de deformação dúctil, descritas adiante, caracterizando um contato,

de natureza tectônica. A faixa tem uma largura média de 1.000 metros, com mergulhos fortes para leste até subverticais.

3.1.2 O *Sill* do Rio Jacaré

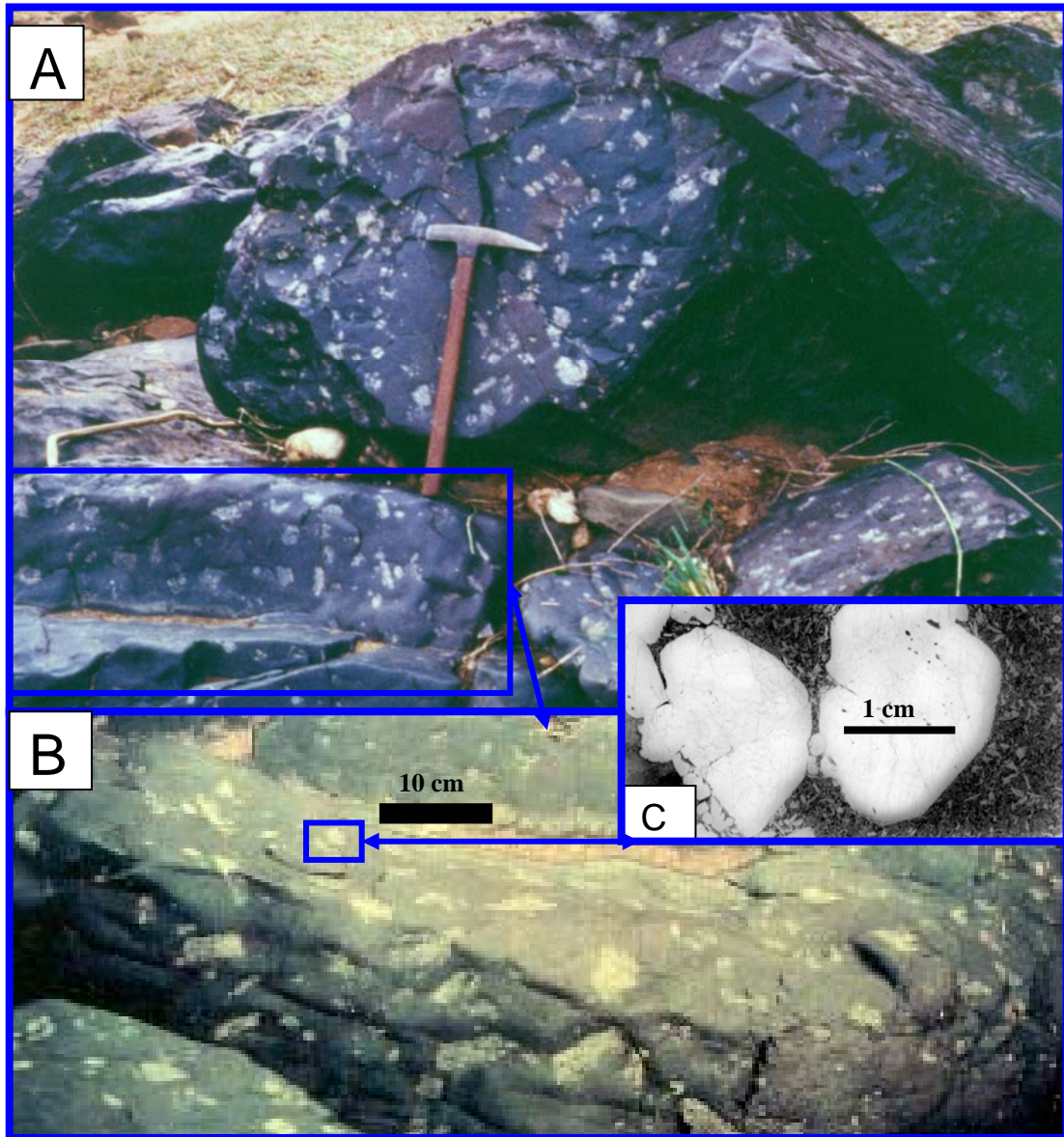
Nesta seção serão apresentados dados de campo coletados em três seções geológicas ao longo do **S.R.J.** (figura 3.3). A primeira e mais importante, corresponde a um perfil composto realizado na Fazenda Gulçari ao longo do Riacho da Tapagem. Nesta seção estão expostas as rochas em seqüência quase completa do **S.R.J.** desde o seu contato com as rochas vulcânicas, a oeste, até o Granito Pé de Serra, a leste. A segunda seção corresponde ao setor a oeste da Fazenda Utiara, que começa no cruzamento da estrada que liga esta fazenda à Fazenda Ilha Grande com Rio Jacaré. Esta seção tem a extensão de 2,5 km ao longo do leito do rio no sentido sul. A terceira seção foi efetuada próximo à Fazenda Lagoa dos Pinhões, a oeste da Fazenda Santo Antonio (Braga), e também em exposições às margens do Rio Jacaré. Estas três seções são apresentadas sob a forma de esboço geológico na figura 3.4 e são mostradas sob a forma de três mapas geológicos na escala 1:1.000 (figuras 3.8, 3.9 e 3.10).

Nestas três seções foram coletados dados geológicos que permitem discriminar a existência de pelo menos três zonas litologicamente distintas (figuras 3.4 e 3.5).

A primeira é um horizonte caracterizado por gabros maciços de granularidade média, denominado de Zona Inferior por Brito (1984). A segunda zona é representada por rochas com acamadamento ígneo rítmico, formados por magnetita-piroxenitos, melanogabros, gabros, leucogabros e anortositos. A terceira zona é composta por rochas com acamadamento ígneo discreto, constituídas principalmente por rochas leucogabróicas e anortosíticas de granularidade grosseira com piroxenitos e gabros subordinados.

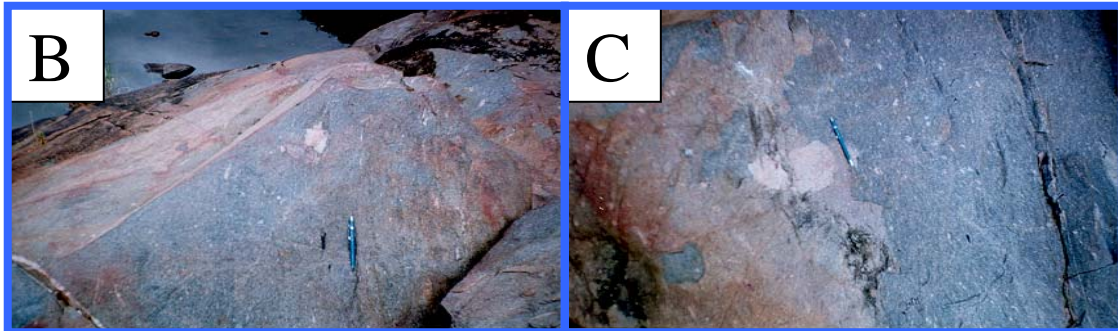
Estas duas últimas unidades foram denominadas por Brito op.cit como **Zona Superior**. Entre as Zonas Inferior e Superior ocorre uma **Zona de Transição**, que é caracterizada pela presença de rochas mineralizadas em óxidos de ferro, titânio e vanádio organizadas em camadas intercaladas com rochas piroxeníticas e gabróicas. Estas rochas estão associadas com outras, portadoras de várias texturas e estruturas, sem a predominância de uma característica em particular, que foram denominadas de **rochas varitexturadas**.

PRANCHA 3.2 – DETALHES DE AFLORAMENTO DO COMPLEXO
MIRANTE NO PERFIL DO RIO JACARÉ – FZ UTIARA - ILHA
GRANDE



PRANCHA 3.2 - A - Afloramento RB 129 de metabasalto maciço com megacristais de plagioclásio sub-orientados. **B –** Detalhe mostrando possível acamadamento do derrame, sugestivo de fluxo dado pelo imbricamento de cristais. **C –** Detalhe de um cristal de plagioclásio envolvido por uma matriz composta de massa afanítica envolvendo finas ripas de plagioclásio formando aglomerados

PRANCHA 3.3 – DETALHES DE AFLORAMENTO DO COMPLEXO
MIRANTE NO PERFIL DO RIO JACARÉ – FZ UTIARA - ILHA
GRANDE



PRANCHA 3.3 - Afloramento RB132 de metadiorito pórfiro da unidade CM4.
A - Vista geral do metadiorito exibindo uma foliação paralela ao acamamento.
B- Lineação de estiramento com alta obliquidade definida pelos pórfiros de plagioclásio segundo a linha de maior declividade da foliação metamórfica.
C-Detalhe dos xenólitos angulosos de quartzito imersos na matriz porfirítica.



PRANCHA 3.3 D - Afloramento 133F de metabasalto com estruturas amigdaloidais da unidade CM5 com veios quartzo-feldspáticos dobrados. **E – Amígdalas deformadas orientadas segundo a foliação metamórfica.** **F – Campo ampliado exibindo amígdalas deformadas.**

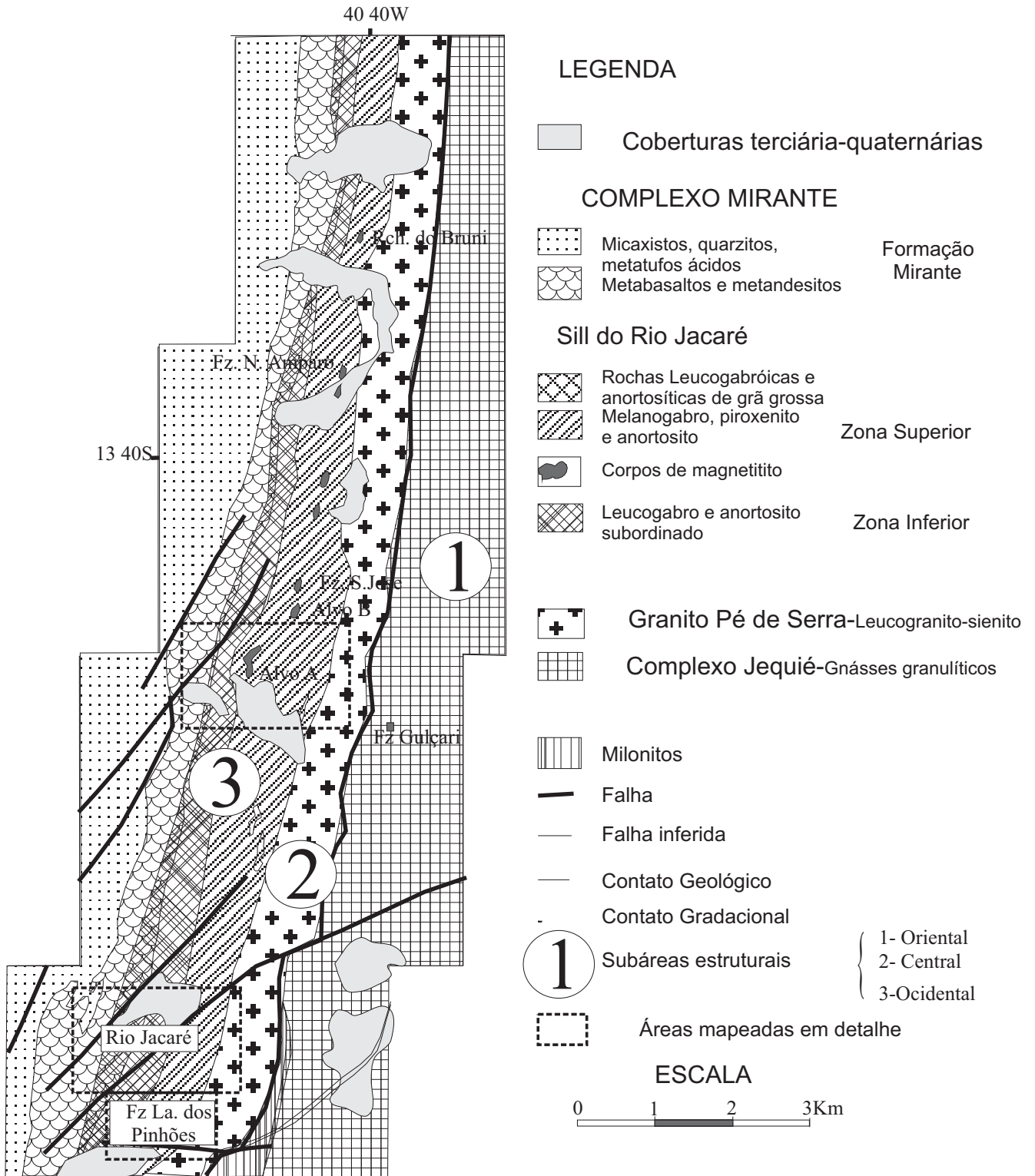
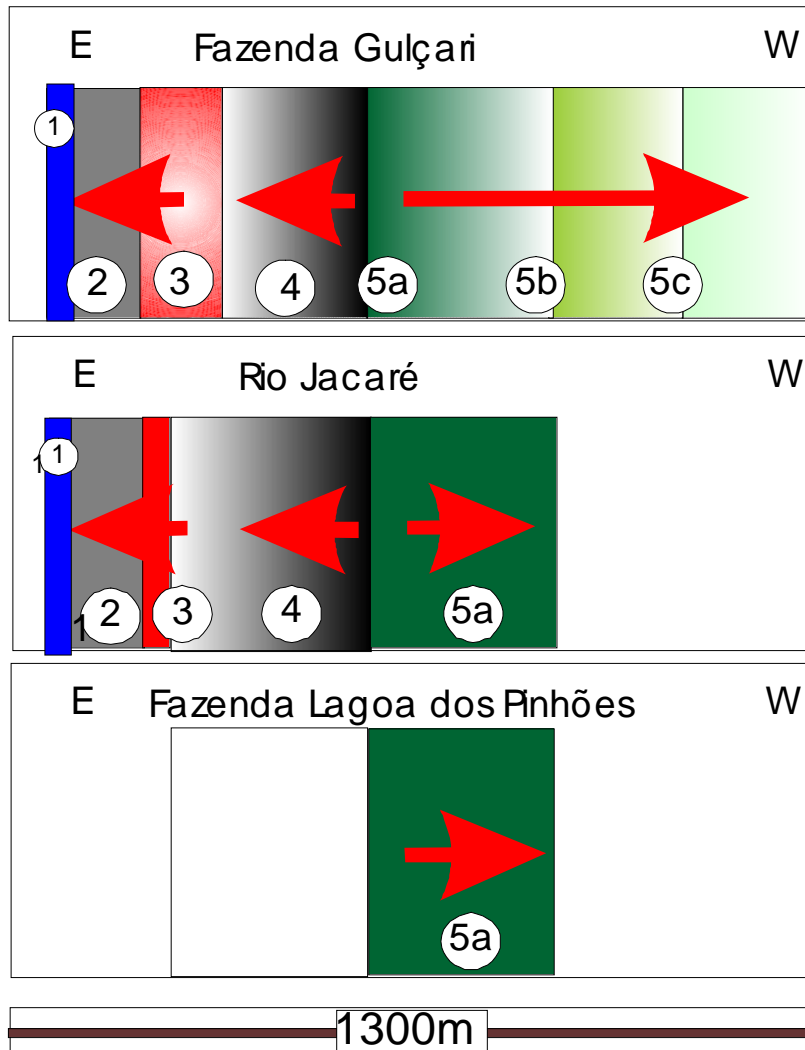


Figura 3.3 - Mapa geológico simplificado do Sill do Rio Jacaré
 Compilado e atualizado de Galvão (1981) e Brito (1984)

FIGURA 3.4 - CORRELAÇÃO ENTRE AS SEÇÕES GEOLÓGICAS DESCRITAS AO LONGO DO SILL DO RIO JACARÉ ENTRE AS FAZENDAS GULÇARI E SANTO ANTONIO (BRAGA)



LEGENDA

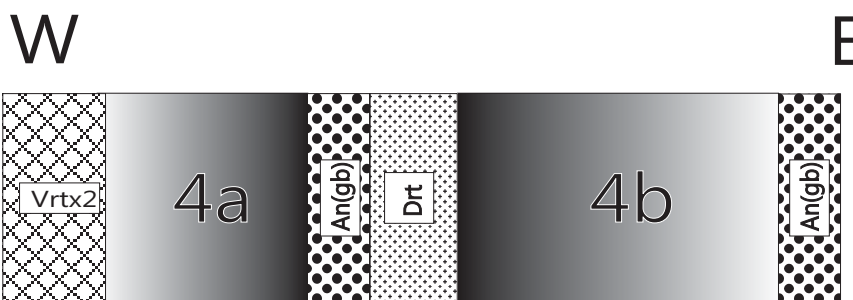
- 1-Gabro de granularidade fina a média.
 - 2-Gabro maciço de granularidade média a grosseira.
 - 3- Zona de Transição.
 - 4.(a,b) - Zona Superior I-Rochas microacamadas:
Magnetitos, magnetita-piroxenito, melanogabro, gabro, leucogabro e anortositos subordinados
 - 5-Zona Superior II-Rochas macroacamadas
 - 5a- Gabro grosseiros acamados, melanogabros médios a grosseiros com aglomerados de plagioclásio e metamagnetita-piroxenitos subordinados
 - 5b- Leucogabro grosseiros com camadas de gabros de granularidade média e níveis subordinados de metapiroxenito.
 - 5c- Metanortosito com oikocristais de clinopiroxênio e gabros com bolsões de anortositos.
- Obs. As setas indicam o sentido do aumento do teor de plagioclásio e a diminuição da granularidade dos cristais deste mineral. As espessuras não estão em escala.

FIGURA 3.5a- Seção esquemática das Zonas Inferior e de Transição e rochas vaertexturadas na Fazenda Gulçari:



- 1 - Série de Bordo
- 2 - Zona Inferior -rochas gabróicas mesocráticas gradando leucocráticas
- 3 - Zona de transição - Magnetititos, magnetita-piroxenitos, e gabros com micro-acamadamento rítmico.
- Vrtx1 =Rochas varitexturadas com evidências de mistura mecânica (xenólito/autólito)
- Vrtx2 =Rochas varitexturadas com evidências de mistura complexa.

FIGURA 3.5b- Seção esquemática da Zona Superior I na Fazenda Gulçari:



- Vrtx2- Rochas Varitexturadas complexas;
- 4a - Rochas gabróicas melanocráticas gradando leucocráticas com micro-acamadamento rítmico
- 4b - Rochas gabróicas melanocráticas gradando leucocráticas com micro-acamadamento rítmico
- Drt =Hornblenda gnaisse milonítico (metadiorito)
- An(gb) = Anortosito com trilhas de gabro

FIGURA 3.5c- Seção esquemática da Zona Superior II na Fazenda Gulçari:



- 5a - Rochas gabróicas gradando de mesocrática a leucocráticas com granularidade grosseira.
- 5b -Rochas gabróicas gradando de mesocrática a leucocráticas com granularidade grosseira.
- Ggb =Gabro glomeroporfirítico, Mgb = Melanogabro; Mpx = metapiroxenito (com magnetita)
- An(gb) = Anortosito com trilhas de gabro.

FIGURA 3.5 - Seções esquemáticas das diversas zonas do SRJ na Fz Gulçari. As informações de escala das unidades desta figura podem ser obtidas nas figuras 3.4, 3.7, 3.8 e 3.9.

Estruturas primárias e nomenclatura

As texturas e estruturas das rochas máfico-ultramáficas dos complexos acamadados são descritas segundo nomenclatura aceita internacionalmente. Para situar as rochas do **S.R.J.** nesse contexto será feita uma revisão do tema para o seu emprego imediato na classificação das rochas em estudo.

As estruturas primárias referem-se a feições texturais ígneas e a estruturas de organização interna desses maciços ígneos tanto em micro como macro escala. As texturas ígneas primárias correspondem principalmente às texturas de **cúmulus** no sentido de Wager and Brown 1967 (figura 3.6). Essa definição tinha inicialmente um caráter genético, baseado na teoria de **crystal settling**, ou a crença de que cristais se formavam dentro do corpo de magma e se precipitariam para o fundo da câmara por terem densidade maior que o líquido magmático. A terminologia de texturas cúmulus é amplamente aceita. A teoria do assentamento gravitacional foi seriamente desafiada por McBirney & Noyes (1979), que alegaram que plagioclásio flutua no magma, não sendo possível a sua precipitação por gravidade num meio mais denso. Campbell (1979), estudando o complexo de Jimberlana, também criticou essa teoria, alegando que cristais cumulares se formam na maioria das vezes **in situ**, nas paredes ou no piso dos reservatórios magmáticos, dependendo da geometria da câmara magmática. Este autor sugeriu que plagioclásio poderia precipitar se formasse agregados de cristais que teriam densidade média superior ao meio. Marsh (1989) e Sparks *et al.*, (1984) apresentaram modelos dinâmicos baseados na cristalização de massas de magma resfriadas pelo teto em **fronts** de cristalização, modelando e desafiando a teoria dos processos de cumulares. Hoje acredita-se que cada intrusão é um caso parte, dependendo de fatores como: se a câmara funcionou como um sistema fechado ou aberto, sua geometria, temperatura, densidade, viscosidade e espessura da massa de magma. Assim, várias possibilidades de regimes de cristalização serão possíveis. Desta maneira, embora ainda em uso, os termos **ortocumulato**, **mesocumulato** e **adcumulato**¹ (figura 3.6), entre outros, são hoje utilizados de maneira mais descritiva que genética.

¹ Segundo Wager *et al.*, (1960) o termo cumulato se refere a cristais formados no magma e que se precipitam por acumulação gravitacional no piso da câmara magmática. Por ortocumulato entende-se um rocha com 25 - 50%, mesocumulato com 7 a 25% e adcumulato com 0-7% de cristais intercúmulus por volume. O material pós-cúmulus refere-se à cristalização de fases a partir do líquido *intercúmulus* formando texturas caracteristicamente poiquilíticas tipo 'oikocrists'. O material intercúmulus representa a cristalização eutética do líquido intersticial.

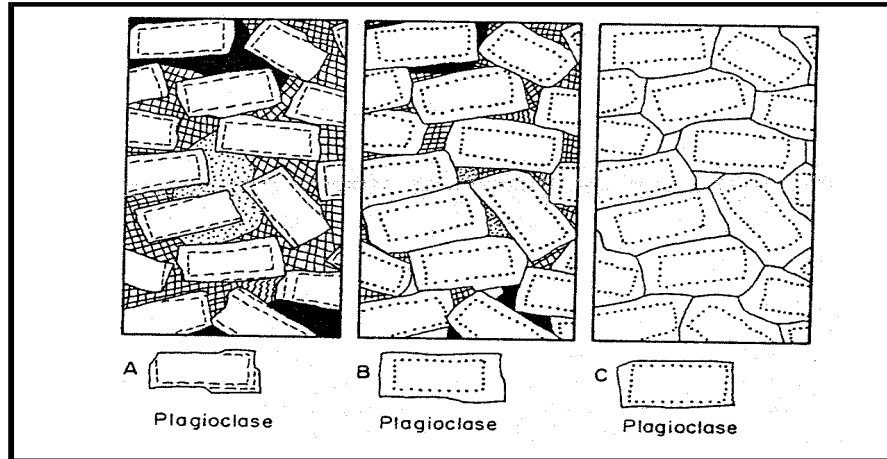


Figura 3.6 - Plagioclásio-cumulatos segundo Wager *et al.*, 1960
A - Ortocumulatos; B - Mesocumulatos e C - Adcumulatos.

A feição estrutural primária mais característica dos complexos acamadados é o acamadamento. O termo camada (**layer**) designa uma entidade planar de um ou mais minerais de cúmulus, enquanto que o termo acamadamento (**layering**) se refere a um conjunto de camadas. As camadas, quando monominerálicas e formadas principalmente de óxidos, recebem o nome de **seam**, enquanto que concentrações de minério confinadas a horizontes definidos e com mineralogia e teores característicos são denominados de **reefs**.

Segundo Irvine (1983), o **acamadamento modal** (**modal layering**) ou de proporção, se refere à organização de camadas por dois ou mais minerais com contatos de proporção contrastantes, enquanto **acamadamento de fase** (**phase layering**) descreve o aparecimento-desaparecimento de uma ou mais fases minerais. Em muitos complexos este desaparecimento-aparecimento de uma fase serve de critério para o estabelecimento de divisões em zonas, ou para traçar a evolução da cristalização do magma. O **acamadamento críptico** (**cryptic layering**) define variações sistemáticas dos minerais, que formam soluções sólidas; por exemplo, o plagioclásio varia de **An₆₆** até **An₃₀** na Zona Superior da Intrusão de Skaergaard na Groenlândia, o que é considerado como evidência de fracionamento deste mineral a partir de um líquido único (Hess 1989). O contrário é assumido quando ocorrem reversões nesses **trends** composicionais, ou mesmo quando eles se tornam erráticos. Segundo Irvine (1983), o acamadamento também é classificado segundo a dimensão das camadas, ou seja, quando as camadas apresentam espessuras maiores do que um metro o acamadamento é denominado de **macroacamadamento**, ou **macrolayering**, enquanto que quando as camadas medem menos de um metro se tem **microacamadamento** ou **microlayering**.

Quando um agrupamento de rochas está intercamadado sob a forma de ciclos de rochas e repetido, com uma certa frequência, verticalmente, tem-se **unidades cíclicas**, que geralmente são relacionadas a um determinado pulso magmático. Um exemplo ideal de unidade cíclica é dado por Hess (1989) que exemplifica com uma camada basal consistindo de olivina de **cúmulus**, seguida, de uma camada intermediária composta de olivina e clinopiroxênio de cúmulus, e uma camada superior formada por esses mesmos minerais mais plagioclásio. Segundo Irvine (1980), esses ciclos se repetem por 25 vezes nas séries acamadadas do complexo de Muskox.

3.1.2.1 Unidade 1 - Série de Bordo (Sb)

Essas rochas correspondem a uma faixa estreita de gabro com textura granular idioblástica fina com arranjo intergranular de clinopiroxênio em relação às ripas de plagioclásio dispostos em arranjo triangular. A largura dessa faixa de rochas é inferior a 10 metros e muito bem representada no perfil do Rio Jacaré, próximo ao contato com as rochas basálticas com texturas amigdaloidais. Na Fazenda Gulçari essas rochas apresentam xenólitos elipsoidais com bordos esfarrapados sugerindo fusão e absorção, que assemelham-se a metarenito.

Em muitos complexos acamadados é comum a ocorrência de rochas gabróicas de granularidade fina nas zonas de bordo das intrusões. Geralmente essas rochas são interpretadas como margens resfriadas (***chilled margins***). Essas margens resfriadas tem a sua origem atribuída a resfriamento rápido do magma progenitor da intrusão em contato com as rochas encaixantes, antes da diferenciação do mesmo. As amostras mais representativas dessa tipologia são RB147A da fazenda Gulçari e 134B do Rio Jacaré. Assim, as rochas de granularidade fina são aqui sugeridas como o provável bordo da intrusão em estudo.

3.1.2.2 Unidade 2 - Zona Inferior

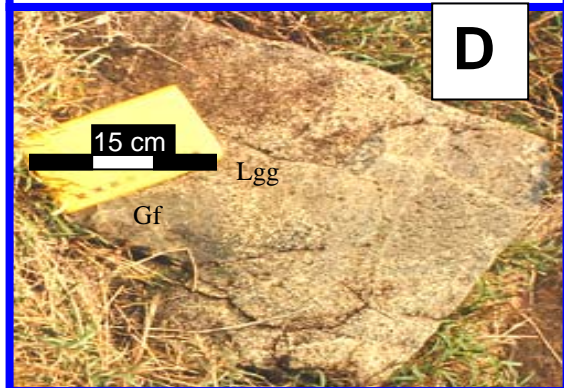
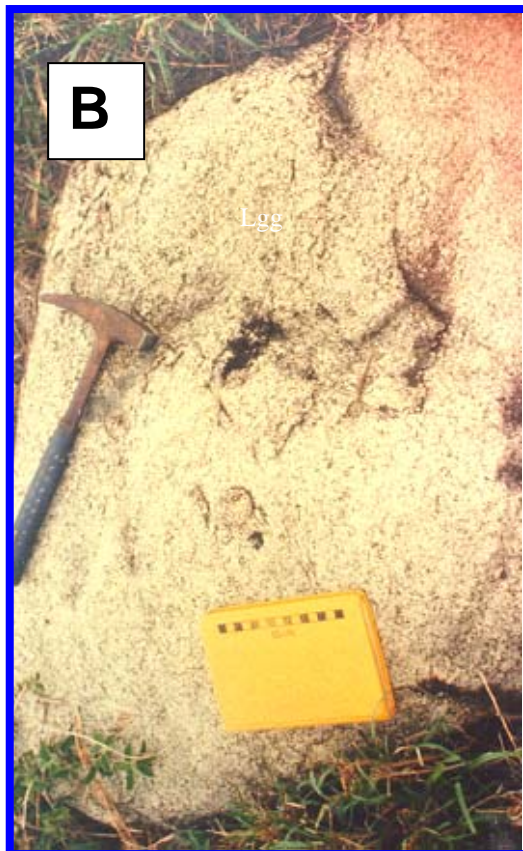
É composta por gabros, gabrodioritos e anortositos. Está limitada a leste pela chamada zona estratificada do corpo intrusivo e a oeste pelas rochas vulcânicas. Sua principal característica é a presença de gabros de granularidade grossa, com textura granular, e xenólitos de metabasitos. No seu contato com as rochas vulcânicas, ocorre uma estreita faixa de gabros de granulação fina que caracteriza um provável bordo resfriado da intrusão.

Os gabros são discretamente lineados (Prancha 3.4, foto A) e formam cerca de 80% da zona inferior. Sua composição compreende plagioclásio (70%) e quartzo, (3 a 20%); o anfibólio é actinolita. Uma discreta predominância de gabroanortosito e anortosito é observada próximo ao contato com as rochas vulcânicas, numa faixa de largura aproximada de 15 metros. Esses anortositos tem 90% de plagioclásio (andesina), apresentando ainda hornblenda, algum quartzo e clorita. Um fato importante nessa zona do *sill* é a ausência de magnetita, mesmo sob a forma de grãos acessórios, mostrando ser este mineral característico da Zona Superior. As principais feições dessas rochas podem ser examinadas na Prancha 3.4. A largura aflorante dessas rochas atinge o máximo de 300 metros na Fazenda Gulçari e estreita-se para norte e sul, com largura média de 100 metros. No perfil do rio Jacaré a Zona Inferior apresenta uma espessura de 60 metros e ao sul do Rio de Contas esta faixa de gabros torna-se mais estreita ainda, sugerindo seu provável adelgaçamento. A passagem dessa zona para a Zona Superior é marcada pelo aparecimento de rochas varitexturadas e também pela presença marcante das rochas com acamadamento ígneo.

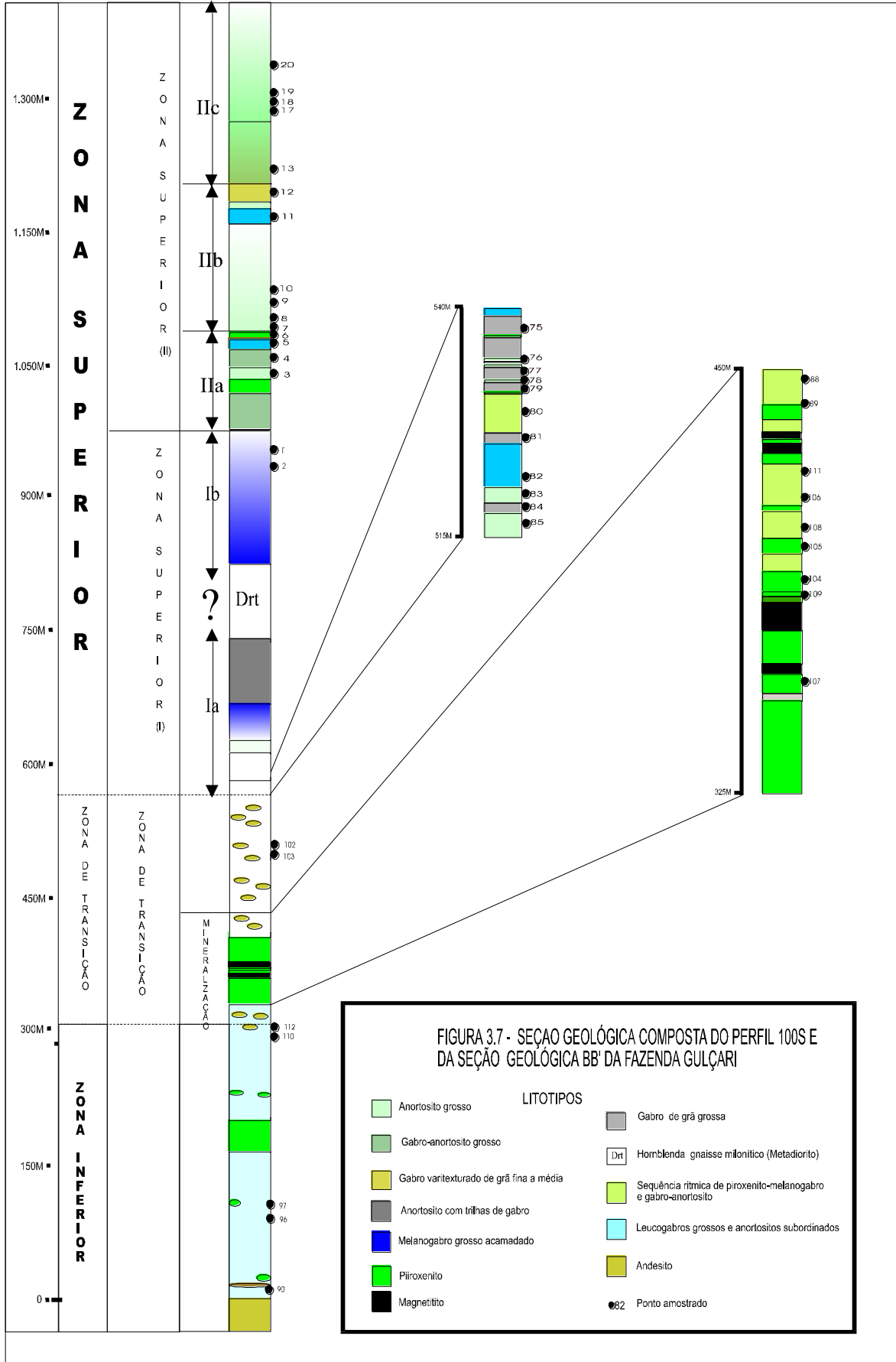
3.1.2.3 Unidade 3 - Zona de Transição

A esta denominação correspondem as rochas situadas estratigraficamente entre as Zonas Inferior e Superior do **S.R.J.** e que tem como características principais a ocorrência de corpos mineralizados a ferro-titânio-vanádio. Esses depósitos estão contidos em camadas de óxidos intercaladas em rochas piroxeníticas e gabróicas. Ocorrem ao longo de um *trend* paralelo à direção do **S.R.J.**, constituindo assim um horizonte estratigráfico bem definido na intrusão. Os corpos de magnetitito maciço ocorrem na meia porção norte do **S.R.J.**, entre as Fazendas Gulçari, a sul, e a Fazenda Panorama, a norte, mas há informações de ocorrências de magnetititos próximo à cidade de Maracás. Nestas últimas ocorrências, o **S.R.J.** apresenta um fechamento numa estrutura em forma de anzol, (figuras 2.4 e 3.3). Na Fazenda Gulçari, estas rochas estão associadas às rochas varitexturadas tanto a leste como a oeste.

PRANCHA 3.4 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS
LEUCOGABROS MACIÇOS DA ZONA INFERIOR



Prancha 3.4- Afloramento de gabro da Zona Inferior . A – Anortosito Leucogabro maciço discretamente acamadado. B – Detalhe de leucogabro maciço com aspecto rugoso. C – Gabro maciço grosso. D – Gabro grosso varitexturado. Abreviaturas : An = anortosito,Gf = gabro grã fina e Lgg = leucogabro de grã grossa.



3.1.2.3.1 Seqüência mineralizada em magnetita

Corresponde a corpos magnetítico maciço a disseminados intercalados em rochas gabróicas e piroxeníticas. Essa seqüência tem a espessura média de 100 metros na Fazenda Gulçari, diminuindo para 30 a 60 metros nas outras áreas. São conhecidos os corpos da Fazenda Gulçari A e B, Fazenda São José, Panorama (antiga Fz. Novo Amparo), Riacho do Bruni e Capivara (informação dos geólogos da MBR). Estes corpos ocorrem na metade norte do **S.R.J.** numa extensão de 50 quilômetros. O maior e mais conhecido corpo mineralizado é o Alvo A da Fazenda Gulçari onde estas rochas ocorrem numa área de 800 metros quadrados (figura 3.10). O conjunto litológico é constituído na sua base de magnetita-piroxenito com 5 a 25% de óxidos (Prancha 3.5C e D), que grada a camadas de magnetítico maciço (Prancha 3.5E) intercaladas com rochas gabróicas e piroxeníticas, na forma de camadas de espessura centimétrica (Prancha 3.5E) até corpos tabulares maciços (Prancha 3.5F e G) de até 30 metros de espessura. As intercalações gabróicas ocorrem em posição estratigraficamente oposta aos piroxenitos com magnetita disseminada no provável topo da seqüência (Prancha 3.5A e B). São camadas de dimensão decimétrica a métrica de piroxênio ou anfibólio e plagioclásio e composição geral gabróica. As rochas gabróicas estão misturadas com rochas varitexturadas próximo aos contatos com as Zonas Inferior e Superior. Maiores detalhes descritivos dessa zona serão fornecidos no Capítulo 8 (Geologia Econômica). A Zona de Transição na parte a sul da fazenda Gulçari é caracterizada por bandas estreitas de piroxenitos com camadas com disseminações fortes de magnetita, sem formar camadas maciças, mas detectáveis por métodos magnetométricos, formando um alinhamento magnético que corresponde à continuação sul dos corpos localizados a norte da Fazendas Gulçari.

3.1.2.3.2 Rochas Varitexturadas

Esta denominação inclui as rochas que ocorrem na transição entre as Zonas Inferior e Superior e é mais característica na Fazenda Gulçari próximo ao Riacho da Tapagem. O aspecto mais marcante dessas rochas é presença de texturas e estruturas exóticas, sem existências uma feição característica geral, mas sim uma variedade texturas magmáticas que podem caracterizar misturas das rochas pertencentes às duas zonas envolvidas. Nas exposições a norte e a sul da Fazenda Gulçari, observa-se uma diminuição areal da ocorrência dessas rochas, porém é possível distinguir a presença de xenólitos diversos ao longo do contato da Zona Inferior/ Superior, sugerindo ser estas rochas um constituinte regular e característico da Zona de Transição. Observa-se também na Fazenda Gulçari

que existe a predominância de rochas varitexturadas do tipo inclusão, no bordo oeste, que foram denominadas de **rochas varitexturadas tipo 1**. No bordo leste observou-se a predominância de rochas varitexturadas que exibem misturas de rochas de granularidade fina com outras rochas também finas e que foram denominadas de **rochas varitexturadas tipo 2**. Em resumo, estas rochas possuem feições de inclusões de rocha em rocha que serão descritas a seguir.

a) Rochas varitexturadas tipo 1

Correspondem a fragmentos de rochas gabróicas inclusos em rocha hospedeira também gabróica com granularidade distinta da inclusão. O melhor exemplo pode ser observado na Fazenda Gulçari onde um corpo de rocha de grã fina e composição gabróica encontra-se aparentemente incluso em rochas gabróicas de grã grossa, típica da Zona Inferior (Prancha 3.6). Nesse local observa-se que as rochas grossas apresentam-se também como fragmentos inclusos na rocha de granularidade fina. Esta exposição corresponde aos afloramentos RB 090 a RB 094 e representam as maiores inclusões de rocha de granularidade fina hospedada nos gabros grossos e estão mostrados na Prancha 3.6 (fotos A, B e C). Os contatos entre o gabro hospedeiro e inclusão mostram uma gradação na granularidade que diminui em direção à periferia da inclusão, formando uma textura equigranular fina no seu centro. Este tipo de inclusão pode ser considerado como *sills* e/ou diques rompidos ou alternativamente poderia ser um autólito, pois pelo menos aparentemente estas rochas tem uma posição definida na transição entre as duas zonas citadas e poderiam representar líquidos congelados de gabro fino trapeados no gabro grosso.

Associados a esses *sills* e diques ocorrem rochas anortosíticas com inclusões de gabro fino (Prancha 3.6D) inclusas em gabro grosso. Essas zonas exibem forma bastante irregular e são de ocorrência restrita à estes afloramentos. Devido à proximidade dos *sills* e/ou diques essas rochas poderiam representar efeitos de transformações induzidas por aquecimento da rocha hospedeira promovido por material quente (*sill/dique*). Essas feições foram também observadas na Zona de bordo da intrusão de Skaegaard na Groenlândia (McByrney, 1996) e interpretadas como transformações metassomáticas promovidas por um processo denominado de refinamento constitucional por zona (*constitutional zone refining*), onde um gabro hospedeiro é “refinado”, produzindo um fundido anortosítico e um resíduo piroxenítico. McByrney (1996) associa este processo a uma frente de voláteis

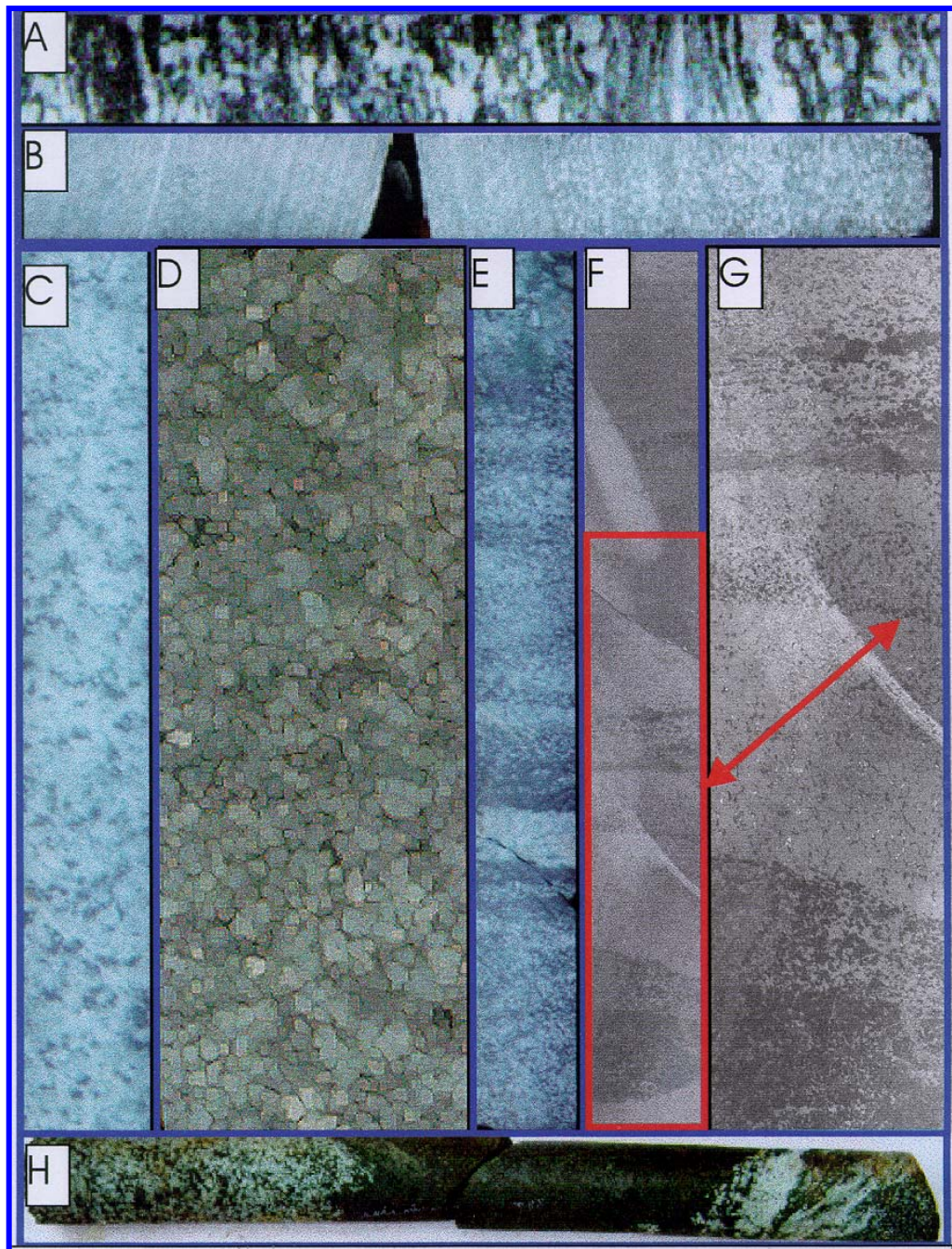
liberados na fase de contração da pilha de cumulos por solidificação. A origem dessas feições será discutida em maior detalhe nas próximas seções.

Ocorrem Inclusões de gabro de granularidade fina em gabro grosso. Eles têm a forma de fragmentos arredondados com bordos às vezes difusos, medindo de 10 a 40 cm de diâmetro e assemelham-se ao material de *sill* e diques. Distribuem-se por todo o contato entre as duas zonas citadas ao longo de todo o **S.R.J.**. Esses xenólitos/autólitos diminuem consideravelmente de tamanho nos sentidos sul e norte da Fazenda Gulçari e à medida que se afastam desta localidade tendem a exibir formas mais elipsoidais, granularidade mais fina e contorno difuso. Ocorrem também outros tipos de inclusões que constituem fragmentos de rochas leucocráticas quartzozas e podem ser tentativamente interpretados como restitos de fusão de xenólitos de metarenitos e outros sedimentos arenosos.

b) Rochas varitexturadas tipo 2

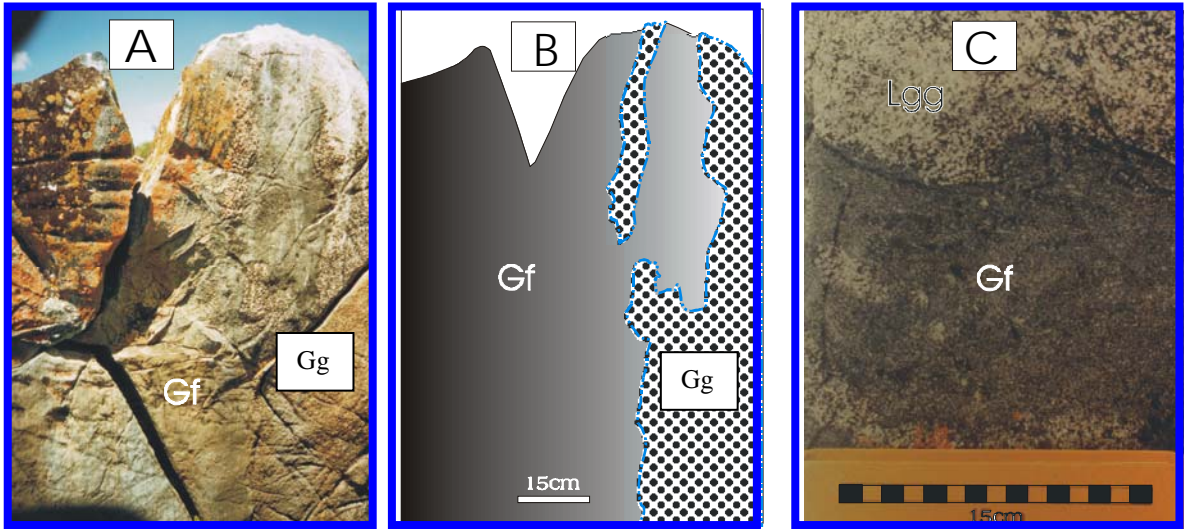
Fragmentos de rochas leucocráticas, rochas mesocráticas e melanocráticas com granularidade similar ocorrem preferencialmente entre a zona mineralizada em magnetita da Fazenda Gulçari e as primeiras ocorrências de rochas acamadadas da Zona Superior (Prancha 3.7). Cinco situações são distinguíveis nesse tipo de inclusão. A primeira corresponde a fragmentos arredondados de rocha ultramáfica de composição anfibolítica (foto A) inclusos em rocha cinza clara de granularidade fina. Os fragmentos diminuem de tamanho na rocha leucocrática e transformam-se em agregados de anfibólios com restos de piroxênio. A segunda e mais marcante feição é representada por *schlieren* de material melanocrático idêntico incluso em material leucocrático gabróico de granularidade fina. O material leucocrático representa 70% a 90 % da mistura (fotos B e E). O terceiro caso é representado pela mistura de rochas leucocráticas e mesocráticas de granulação fina em iguais proporções (foto C) com formas semicirculares. O quarto tipo corresponde a interdigitações de piroxenitos e gabro grosseiro (foto G). O quinto tipo, também muito comum, corresponde às amostras RB102 e RB 103 que se exibem sob a forma de *pseudo-pillows* de rochas de granularidade fina a média inclusas em rochas híbridas discretamente acamadadas, semelhantes aquelas descritas no caso 2. Estas rochas chegam a exibir cúspides que lembram *pillow lavas* (foto D) e medem de 30 a 50cm de diâmetro. Essas *pseudo-pillows* encontram-se em contato com gabro acamadado exibindo veios ou material ultramáfico no bordo em contato com as camadas de gabro ou formando *schlieren* no seu interior.

PRANCHA 3.5– DETALHES DE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DOS DIFERENTES TIPOS DE ROCHA DA MINERALIZAÇÃO DE Fe-Ti-V DA ZONA DE TRANSIÇÃO NO ALVO A DA FAZENDA GULÇARI

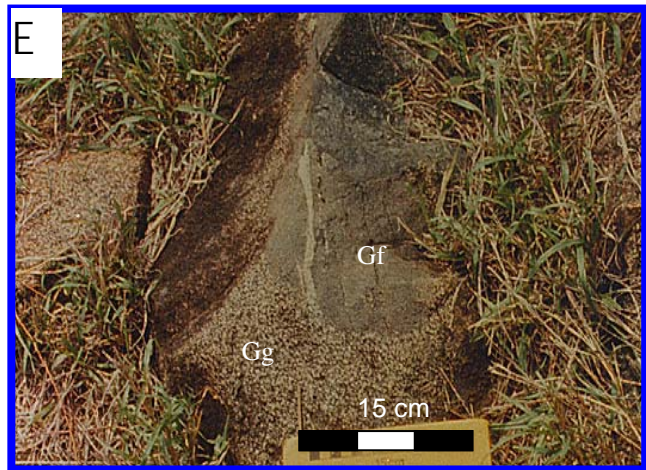
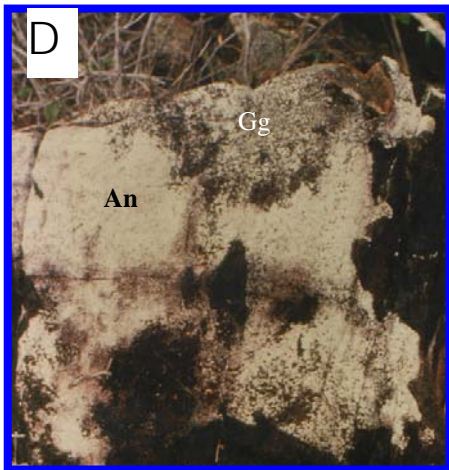


Prancha 3.5 - A - Gabro com agregados de plagioclásio deformados. B – Mesma rocha de “A” com grã mais fina em contato com leucogabro de grã fina. C – Magnetita-piroxenito (5 a 25% de óxidos). D – Piroxenito mostrando aspecto granular grosso às vezes pegmatítico. E – Micro-acamadamento rítmico de magnetitito/magnetita-piroxenito, (minério fitado). F – Magnetitito maciço com bandamento ígneo deformado. G – Campo ampliado de ”F”. H – Camada de magnetitito, de 10 cm de espessura, encaixada em ferro-gabro do Alvo B. Escala: a largura dos testemunhos de sondagem é de 3cm.

PRANCHA 3.6 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS METAGABROS VARITEXTURADOS DA FAZENDA GULÇARI

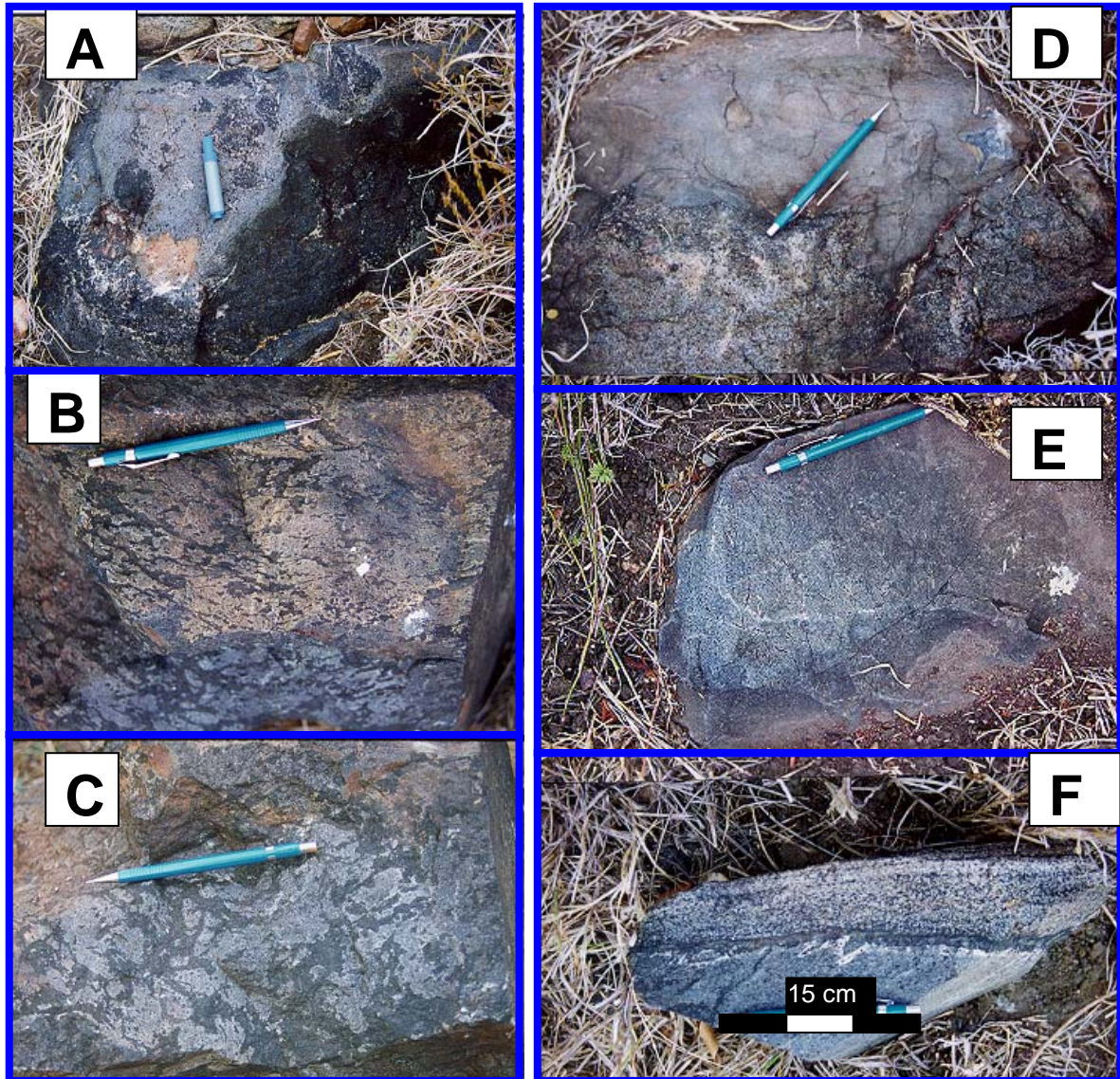


Afloramento de leucogabro da Zona Inferior (RB94) com megautólito de gabro de granularidade fina (RB90 a 93). A - vista geral do afloramento exibindo autólito alongado de gabro grosso incluso no gabro de grã fina. B – Esboço interpretativo do afloramento. C – Campo ampliado exibindo os tipos de gabro em detalhe. Abreviaturas: Gf = gabro de grã fina e Gg = leucogabro de granularidade grossa.



PRANCHA 3.6 - Afloramentos de leucogabro da zona inferior. D – Anortosito metassomático derivado de leucogabro grosso, (as partes escuras são musgos). E – Inclusão: autólito alongado gabro de granularidade fina incluso no gabro grosso. Abreviaturas : An = anortosito, Gf = gabro de grã fina e Gg = gabro de grã grossa.

PRANCHA 3.7 – GABROS VARITEXTURADOS DA FAZENDA GULÇARI COM EVIDÊNCIAS DE MISTURA DE MAGMAS



PRANCHA 3-7. Evidências de mistura de dois magmas: A – Mistura mecânica de porção escura (piroxenito) com porção clara (micro-leucogabro), formando gabros híbridos grossos. B – “Schlieren” de Um em An sugerindo interestratificação; C – Um e An misturados sugerindo pequenas células de convecção “congeladas”. D – *Pseudopillow* de microgabro incluso em gabro híbrido. E – Trama de veios de material ultramáfico em gabro híbrido

F – Fragmento de pseudopillow de An em contato com gabro acamado com camadas milimétricas de melanogabro. G - Mistura de fragmentos de anortosito e gabro grosso interdigitados no material de cor escura de composição anfibólio-piroxenítica.

Baseando-se no fato de que as rochas envolvidas nessas texturas exóticas tem granularidade fina é aqui sugerido que elas se misturaram ambas em estado líquido (magma). As variações observadas podem corresponder a proporções variadas de misturas envolvendo basicamente dois componentes. O primeiro componente seria ultramáfico e o segundo seria máfico. Tal suposição leva à hipótese de que esses componentes misturados representam frações de dois magmas distintos em diferentes estágios de mistura mecânica (sólido-sólido ou *mingling*) e mistura ideal (*mixing*). A origem dessas feições será abordada nos próximos capítulos com dados adicionais a respeito dessas rochas. A conclusão preliminar é que existe uma *Zona de Transição* entre as rochas maciças grossas da *Zona Inferior* e as rochas acamadadas da Zona Superior, representadas pelas rochas varitexturadas.

3.1.2.4 Unidade 4 - Zona Superior

A *Zona Superior* é uma denominação de Brito (1983) para um conjunto de rochas com acamadamento ígneo e formado por três ciclos de rochas gabróicas separadas por zonas mineralizadas em magnetita titano-vanadífera organizada em camadas de óxidos maciços encaixadas em ferro gabros e piroxenitos. Segundo Brito (*op. cit.*), a Zona Superior é formada por ciclos compostos por gabro (80%), piroxenito e magnetitito, metamorfoseados no fácies anfíbolito. Os dados coligidos nos trabalhos de campo permitem redefinir a estratigrafia desta zona como sendo composta por duas unidades ou subzonas. A primeira é constituída de uma seqüência de rochas do clã gabróico, melanocráticas, que gradam para rochas leucocráticas no sentido da Zona de Transição e marcadas pelo aparecimento de ortopiroxênio e magnetita. Estas rochas estão em contato com as rochas varitexturadas situadas abaixo e, são aqui denominadas como **Subzona 4 a** ou **Subzona Superior I**. A segunda subzona é definida como composta por rochas gabróicas grossas acamadadas que gradam a rochas leucogabróicas e anortosíticas no sentido do contato leste do *Sill* do Rio Jacaré com o Granito Pé de Serra e marcam a volta do clinopiroxênio como mineral importante e contem intercalações de rochas piroxeníticas com magnetita disseminada (figura 3.4) é denominada **Subzona 4 b**.

3.1.2.5 Unidade 4 - Subzona Superior I

Corresponde a uma série acamadada de 300 metros de largura aflorante, exibindo camadas de composição mineralógica de proporções distintas, formando desde rochas piroxeníticas até rochas anortosíticas. A feição mais marcantes dessa subzona é o

acamadamento ígneo (*igneous layering*) bem definido por camadas centimétricas ou lâminas milimétricas de rochas de composição gabróica compondo 90% desse pacote. O perfil mais característico desse dessa subzona pode ser observado na Fazenda Gulçari na exposição de uma represa rompida do Riacho da Tapagem até a confluência de pequeno córrego tributário deste riacho a jusante dessa represa (figura 3.5). Outro perfil típico dessa subzona pode também ser observado no Rio Jacaré, que difere do perfil da Fazenda Gulçari pelo grau metamórfico mais baixo e menor alteração intempérica das rochas. A ação intempérica e metamorfismo mais forte na Fazenda Gulçari realçam o acamadamento, enquanto a maior preservação dos protólitos no perfil do Rio Jacaré permite a melhor observação de feições primárias. Dois agrupamentos de camadas podem ser discriminadas nesta subzona.

Unidade 4a - Subzona Superior I-a

O primeiro agrupamento de camadas corresponde a rochas exibindo ritmitos de espessura variando de 1 a 10 cm (Prancha 3.8), compostos de rochas gabróicas mesocráticas a leucocráticas (Fotos 8A, B e C). Esta seção está muito bem exposta na Fazenda Gulçari entre os pontos 73 a 85 e no Rio Jacaré entre os pontos 135 a 138. Essas rochas apresentam bandas ricas em ortopiroxênio de 1 a 2 mm e exibem bandas de até 1 cm contendo plagioclásio em ripas de até 0,5 cm e ortopiroxênio em grãos de 1,5 mm (Foto 8E). É também observada a presença de inclusões de anortosito nas rochas leucogabróicas. Em alguns desses níveis mais ricos em plagioclásio é possível se distinguir a orientação das ripas de plagioclásio e das bandas de máficos anfibolitizados formando texturas de acumulação (*cumulus*), cortadas em ângulo baixo por uma foliação que define dobras isoclinais com charneiras espessas (similares) marcadas pela recristalização e dobramento desses grãos de plagioclásio (Foto F).

Os ritmitos gradam lateralmente a gabros de aspecto riscado, cujos “riscos” correspondem a trilhas de fragmentos de camadas de anortosito. Estes fragmentos medem de 0,5 mm a 0,5 cm (Prancha 3.8, fotos A-B). Essas trilhas de fragmentos gradam a zonas onde os fragmentos diminuem de tamanho, confundindo-se com microaglomerados de plagioclásio imersos na matriz meso-melonocrática da rocha que assume o aspecto de um gabro “normal”. Estas rochas estão bem expostas próximo ao muro de uma represa do Riacho da Tapagem na Fazenda Gulçari, onde possuem uma largura aflorante de 40 metros. As trilhas de anortosito sugerem que essas rochas se originaram de gabros intercamadados com lâminas anortosíticas de até 0,5 cm de espessura. Sendo assim,

pode-se admitir que as camadas de anortosito correspondem a um aumento do teor de plagioclásio nas bandas ricas deste mineral observadas no horizonte anterior. Essas rochas tem como espécime representativo a amostra RB 176.

Subnidade 4b - SubZona Superior I-b

O segundo agrupamento está em contato com subzona II e caracteriza-se pela ocorrência de rochas melanocráticas com lâminas milimétricas de óxidos disseminados em níveis anfibolíticos de até 1cm separados por bandas milimétricas com ripas de plagioclásio de 0,5 mm de comprimento (Prancha 3.9, fotos A-D). Este nível tem a largura aproximada de 80 metros e passa lateralmente a gabros de aspecto riscado.

A diferença principal entre os perfis da Fazenda Gulçari e do Rio Jacaré está na dimensão das lâminas que exibem espessuras subcentimétricas e tendem a ser mais leucocráticas próximo ao contato com a Zona Inferior (Prancha 3.10, fotos A e B). Estas evidências apontam para mudanças de condições físicas que permitiram a formação de estratos extremamente finos. O contato oeste desse agrupamento de rochas com as rochas varitexturadas no rio Jacaré exhibe anortositos com trilhas de gabro de 1cm de comprimento (foto 9 C e D). Essas trilhas exibem uma rocha gabróica com ripas de plagioclásio em textura intergranular com hiperstênio. Aswall e Myers (1994) observaram textura semelhante na intrusão anortosítica de Fiskenaesset na Groenlândia e explicaram estas trilhas como relacionadas a fenocristais de piroxênio destruídos na massa do anortosito. No perfil da Fazenda Gulçari essas rochas ocorrem deformadas; as trilhas de gabro foram alongadas ou transpostas segundo a foliação S_{n+1} e, no contato com os gabros grossos da Subzona II, as trilhas foram totalmente rompidas e a massa anortosítica apresenta arranjo sigmoidal. A Figura 3.7 exhibe a organização dessa Zona Superior I bem como seus horizontes característicos e as dimensões das unidades.

3.1.2.6 Unidade 5 - Subzona Estratificada II

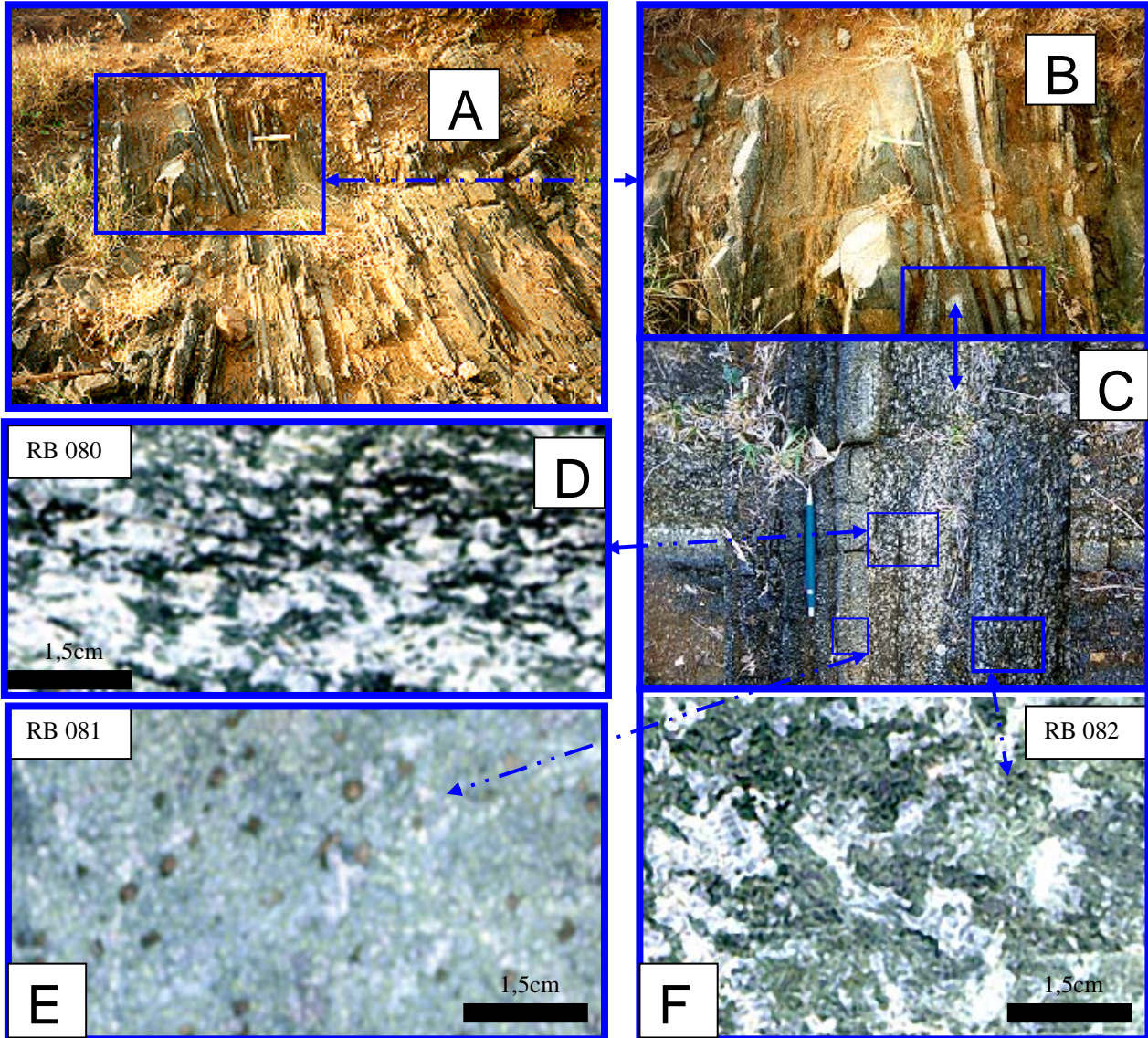
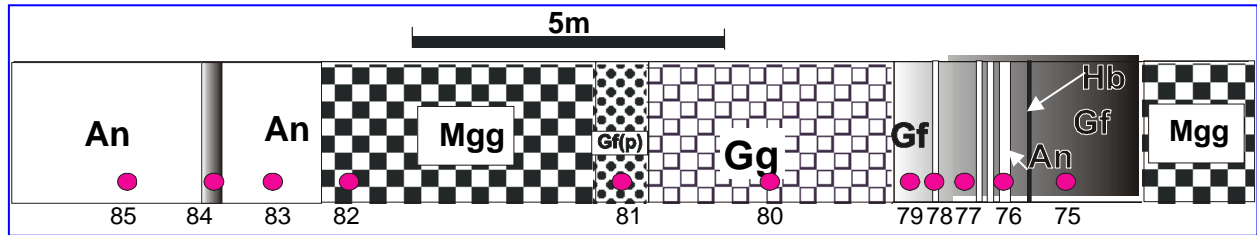
Esta unidade compreende as rochas gabróicas, leucogabróicas e anortosíticas com lentes de piroxenitos subordinadas. Na seção geológica da Fazenda Gulçari ao longo do Riacho da Tapagem observam-se boas exposições dessas rochas. O contato oeste dessas rochas com os melanogabros da Subzona I é caracterizado pela ocorrência de leucogabro e anortosito deformados que parecem derivados de anortositos com trilhas de gabro transpostas segundo uma foliação milonítica (Prancha 3.9, fotos E e F). O contato leste com o Granito Pé de Serra é de natureza tectônica, por falha inversa de alto ângulo. Falhas

paralelas à falha principal do contato estão presentes nesta unidade, deformando a suas unidades, que assumem o aspecto gnáissico. Estas falhas podem abrigar corpos de rochas quartzo-sieníticas interpretadas com *sills* mais novos que o **S.R.J.** Três agrupamentos de rochas são indentificados nessa subzona denominados de **5 a, b e c**, com gradação entre os três grupos.

Subunidade 5 a -Gabros grossos, gabros glomeroporfíricos e piroxenitos.

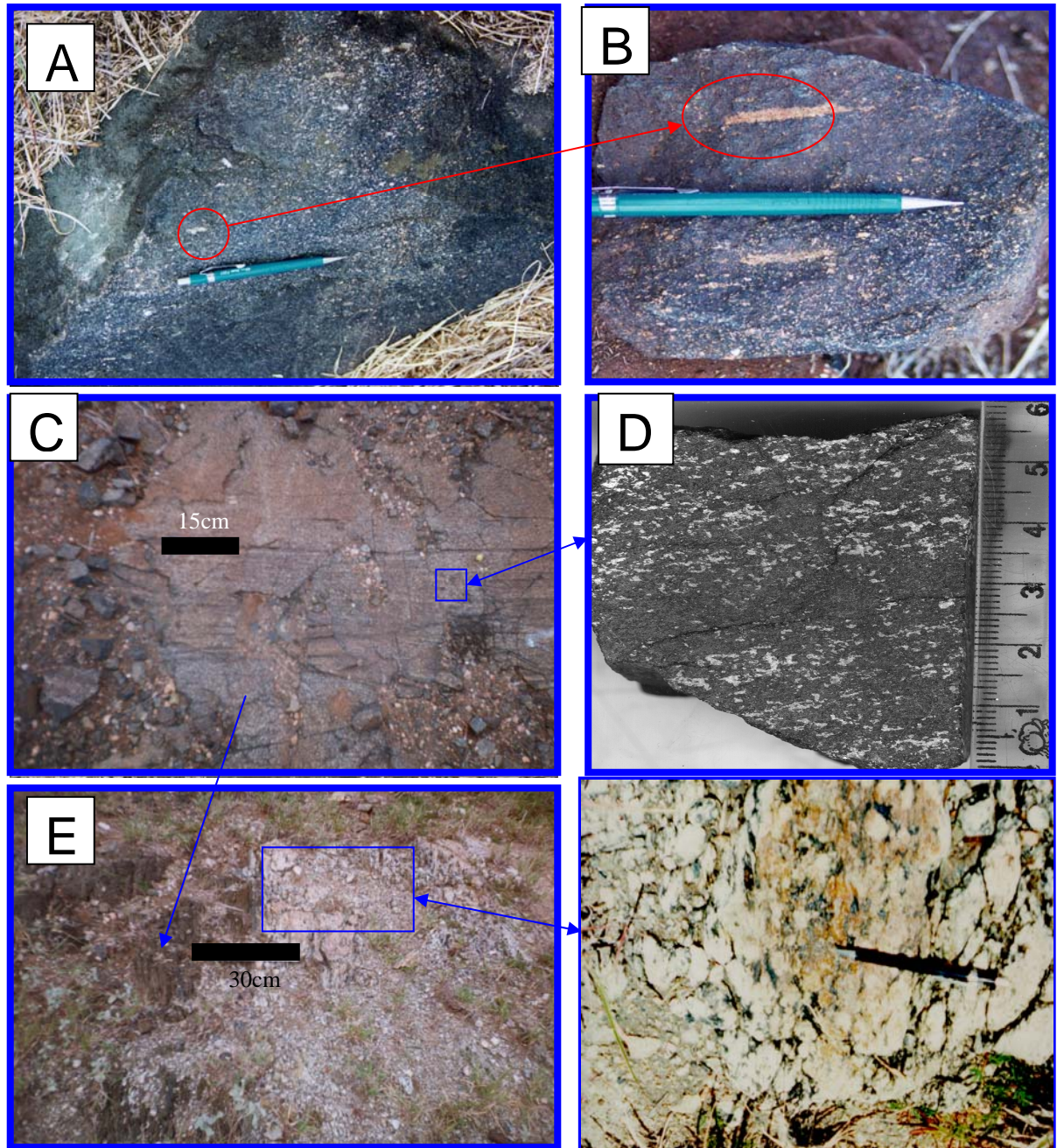
O primeiro grupo caracteriza-se pela ocorrência de rochas gabróicas grossas com ripas de plagioclásio em forma de placas (*blade*) de até 5 cm de comprimento (Prancha 3.11, A e B). Essas placas estão separadas por espaços intergranulares ocupados por anfibólios de cor azulada onde é possível se identificar núcleos de piroxênio que sobreviveram à anfibolitização. Estes piroxênios apresentam coroas de anfibólios de vários tamanhos; estima-se que os grãos originais tinham em média 1 cm (Prancha 3.9B). As placas de plagioclásio definem horizontes plano-paralelos definindo um arranjo acamadado para essas rochas que podem ter originado por acumulação gravitacional. Admitindo-se que estes cristais de plagioclásio são de *cumulus* e como a proporção de matriz, ou material de *pós-cúmulus* nestas rochas é superior a 25%, estas rochas podem ser designadas de *ortocumulatos*. Já os grãos intercumulares de piroxênio podem ser denominados segundo a nomenclatura acima revisada de ***oikocristais***. Distingue-se também, associados a esses gabros ortocumulares de granularidade grossa, faixas métricas de rochas gabróicas de granulação média com aglomerados de cristais de granulação grosseira perfazendo 5 a 10% da rocha. Esses agregados são formados por ripas de plagioclásio orientados radialmente definindo uma textura glomeroporfírica (Prancha 3.11B). Texturas semelhantes foram observadas por Aswall e Myers (1994) em rochas anortosíticas da intrusão de Fiskenaesset na Groenlandia e denominadas de plagioclásio em flocos de neve (*snow flake*), interpretadas como resultado de resfriamento rápido do plagioclásio num meio menos quente que o plagioclásio. Texturas semelhantes foram também identificadas em afloramentos de gabro ao longo do Rio Jacaré (Prancha 3.12) onde se percebe uma diminuição sistemática do tamanho dos aglomerados no sentido leste, além de uma orientação destes segundo camadas na rocha. Se essas rochas correspondem a um mesmo horizonte estratigráfico, elas podem ser utilizadas como importante marco estratigráfico na intrusão.

PRANCHA 3.8 – DETALHES DE AFLORAMENTO DA ZONA ACAMADADA NA FAZENDA GULÇARI



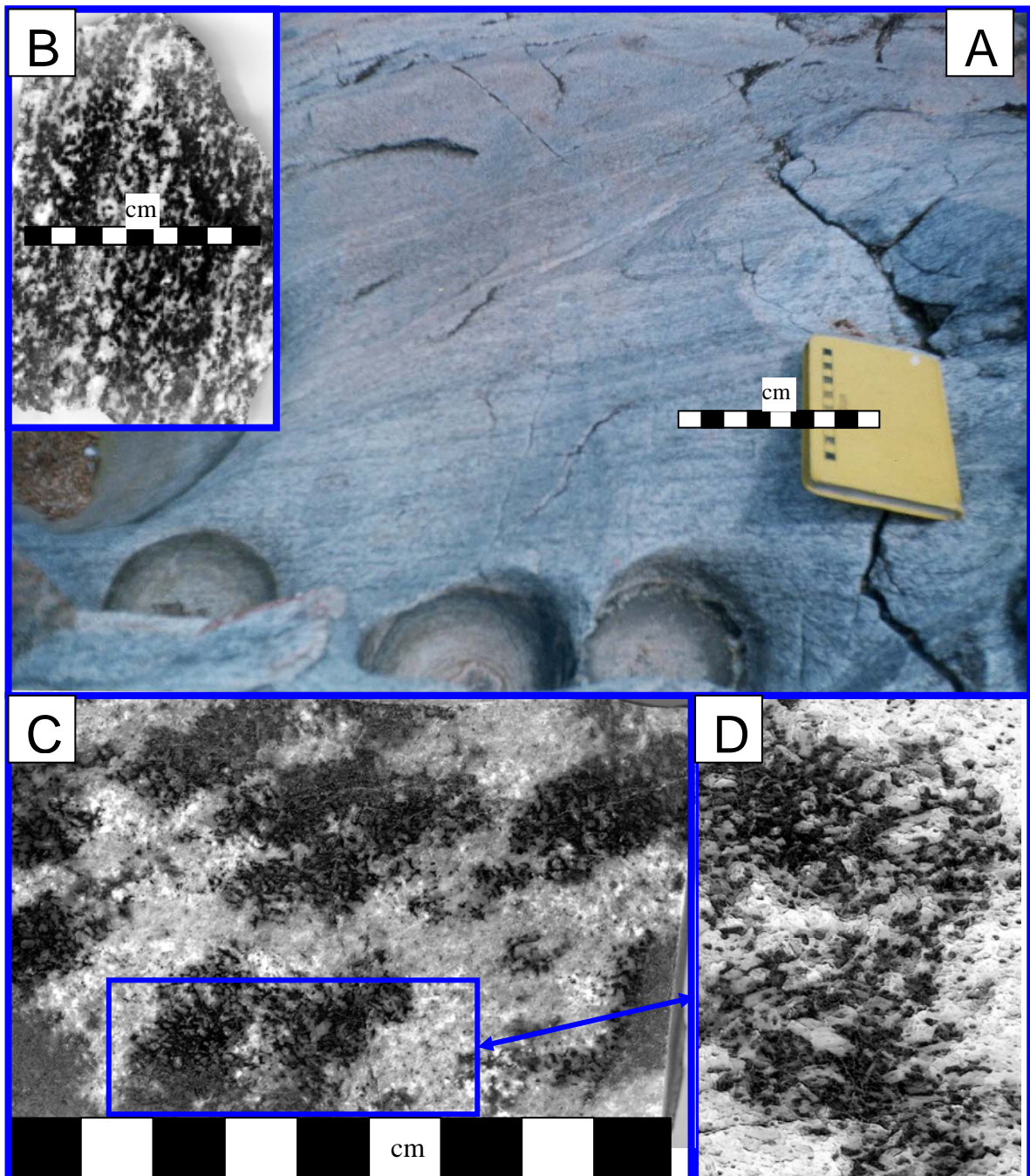
Prancha 3.8 – A - Vista geral do afloramento de gabro com acamamento microritmico. B – Detalhe ampliado da foto A. C - Acamamento microritmico com alternância de camadas mesocráticas e leucocráticas. D – Detalhe das rochas leucocráticas. E – Rocha mesocrática exibindo ortopiroxênio com coroas de granada. F - Detalhe da deformação de rocha acumulática exibindo acamamento ígneo do plagioclásios (na horizontal), plagioclásio recristalizado segundo foliação (oblíqua)ditada pelos anfíbólios.
 Legenda da seção esquemática: An=anortosito; Mgg=melanogabro grosso; Gg=gabro grosso; Gf=microgabro; Hb=hornblendito. Números correspondem a amostras referidas no texto

PRANCHA 3.9 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS MELANOGABROS E ANORTOSITOS MICROACAMADADOS DA ZONA SEPERIOR I, NA FAZENDA GULÇARI E NO CONTATO DESTES COM OS ANORTOSITOS DA ZONA SUPERIOR.



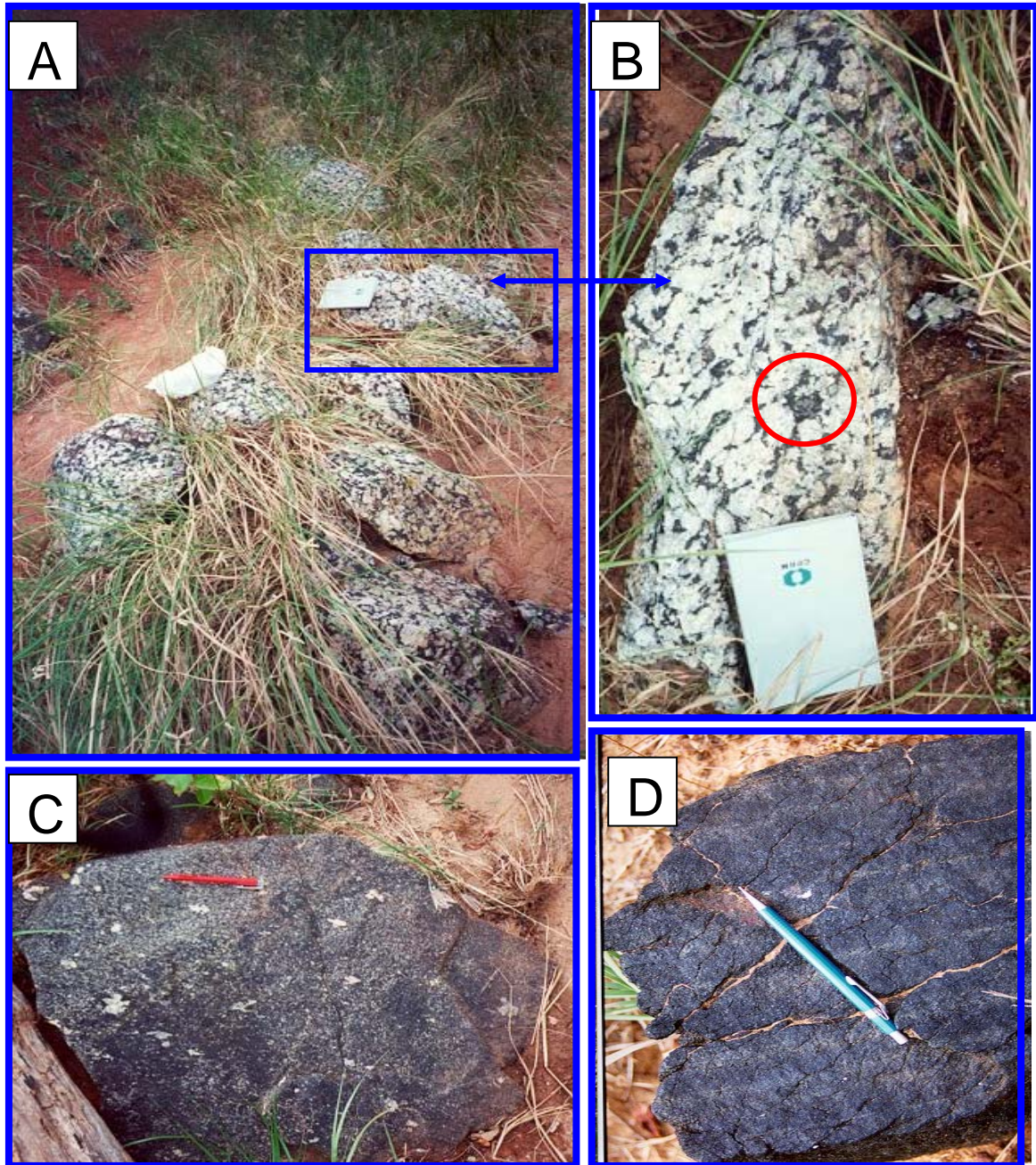
Prancha 3.9 - Afloramento de melanogabro e anortosito da Zona Superior I. A – Aspecto de afloramento exibindo trilhas rompidas de anortosito em arranjo plano-paralelo. B – Detalhe ampliado da foto A mostrando a forma tabular da banda centimétrica de anortosito inclusa no microgabro. C – Afloramento de leuconorito interacamadado com lamina milimétricas de magnetita anfibolito (magnetita piroxenito) , com bandas ricas em plagioclásio. D – Detalhe do aspecto bandado ampliado da foto C. E – Detalhe do contato de anortosito com bandas de piroxenito da Zona Superior I com os anortositos da Zona Superior II. F – Campo ampliado do anortosito deformado no contato em estudo.

PRANCHA 3.10- DETALHES DE AFLORAMENTO DA ZONA ACAMADADA NO LEITO DO RIO JACARÉ NA FAZENDA SANTO ANTONIO (BRAGA)



Prancha 3.10. A – Feições de acamamento microrítmico de lamínas mesocráticas e leucocráticas alternadas de leucogabro e anortosito. B – Detalhe dessas lamínas. C – Trilhas de metagabro em metanortosito. D – Detalhe ampliado das trilhas mostrando anfibólios ocupando espaços intergranulares triangulares entre ripas de plagioclásio ou, ao contrário, grãos de plagioclásio inclusos na trama dos anfibólios.

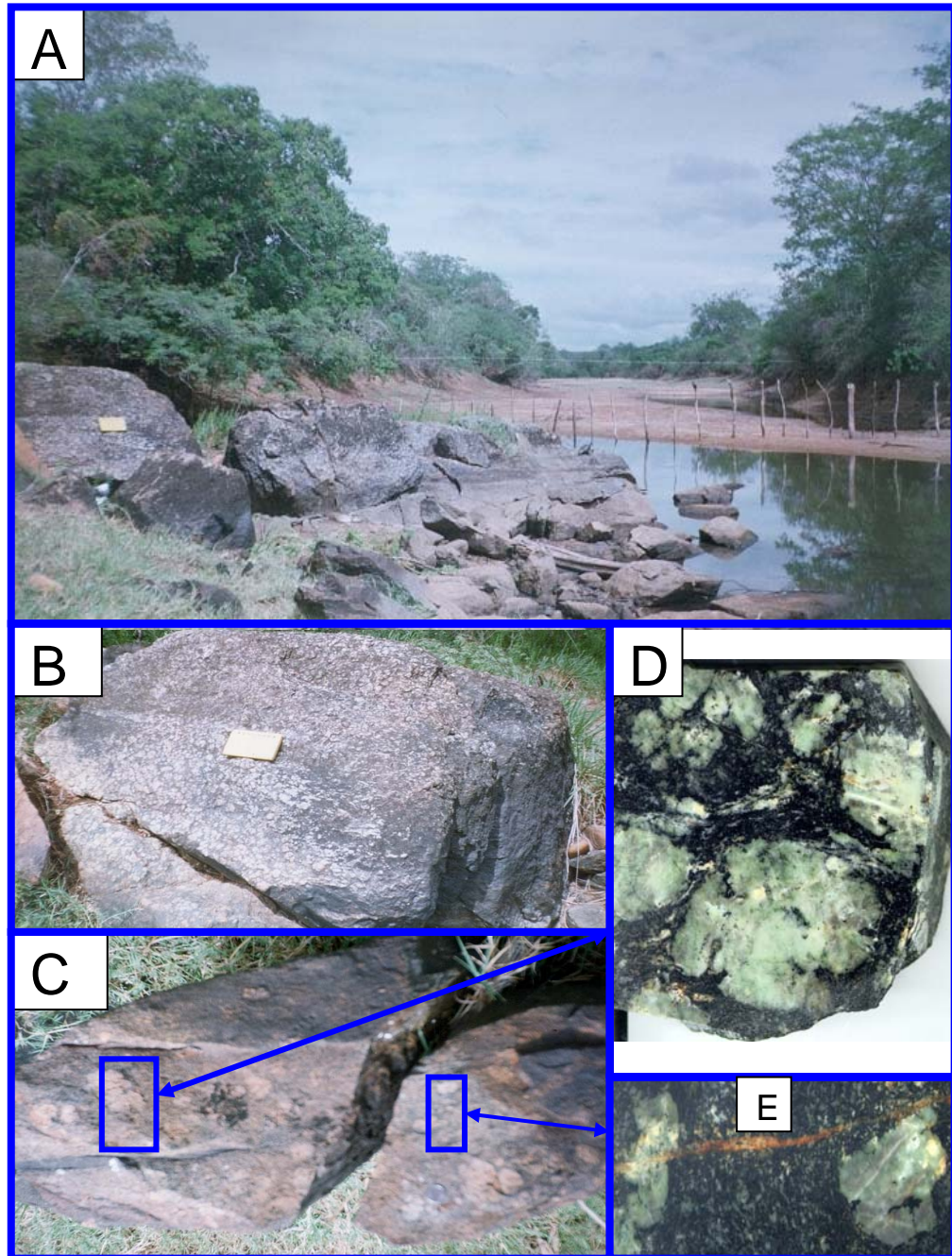
PRANCHA 3.11 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS GABROS DE GRANULARIDADE GROSSA DA ZONA SUPERIOR NO LEITO DO RIACHO DA TAPAGEM NA FAZENDA GULÇARI.



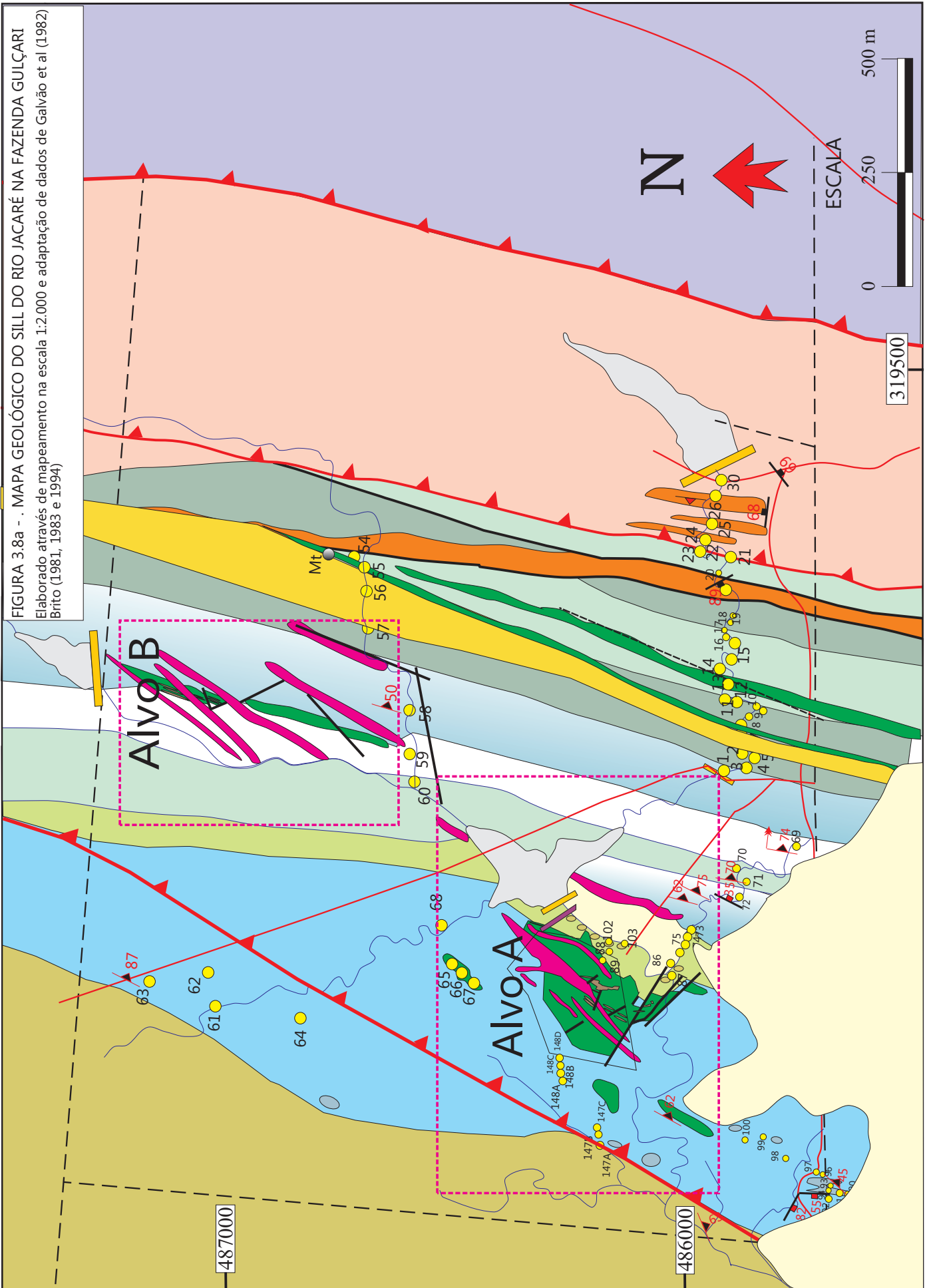
PRANCHA 3.11 A – Aspecto de blocos subaflorantes de gabro de granularidade grossa.

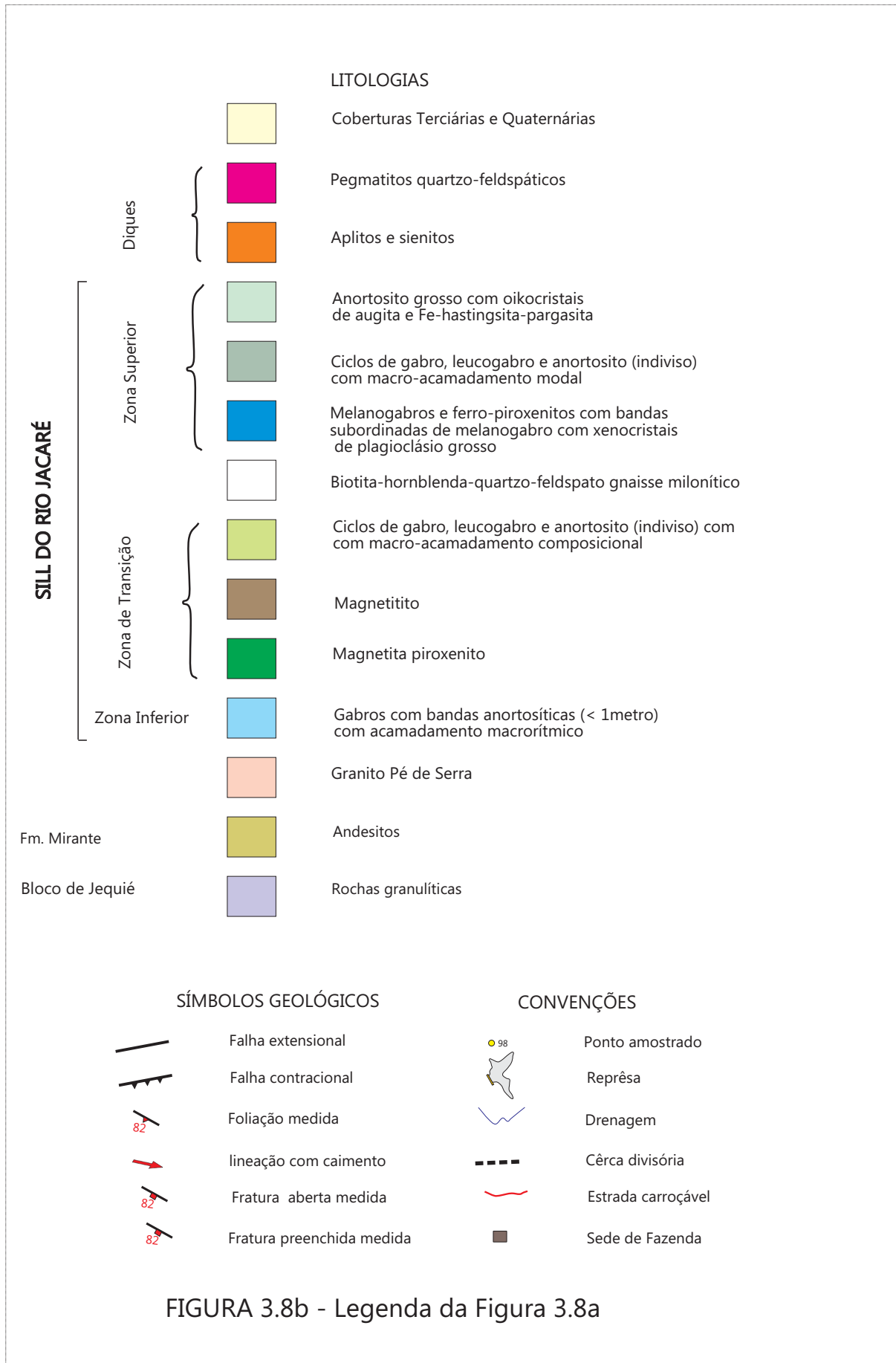
B – Detalhe da foto A exibindo acamadamento de plagioclásio de *cumulus* e *oikocrístais* de piroxênio (círculo vermelho), com coroas de anfibólio marron (hastingsita). C – Gabro de grã média com aglomerados esparsos de cristais de plagioclásio formando arranjo radial conhecido com flocos de neve (*snow flake*). D - Aspecto de discreta laminação ígnea de piroxenito (RB-007) com bandas de anfibólio metamórfico (tschermakita) e bandas de piroxênio.

PRANCHA 3.12 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS ANORTOSITOS DE GRANULARIDADE GROSSA DA ZONA SUPERIOR NO LEITO DO RIO JACARÉ NA FAZENDA CALDEIRÃOZINHO.



PRANCHA 3.12 - A – Visão panorâmica do afloramento RB 141 no leito do Rio Jacaré. B – Detalhe da foto A mostrando acamadamento marcado megacristais euédricos de plagioclásio. C – Detalhe dos estratos exibindo a forma irregular dos agregados de cristais. D – Detalhe de amostra polida da foto C mostrando os agregados de plagioclásio em flocos de neve, RB145E. E – Detalhe dos agregados de cristais imersos numa matriz gabróica cortada por vênula de quartzo e epidoto. Ponto RB145C.





Associados a esses gabros ocorrem faixas de rochas piroxeníticas com bandas alternadas de anfibólio azul de grã média com lamina de 0,3 mm de espessura ricas em ortopiroxênio e magnetita (Prancha 3.11C).

Subunidade 5 b - Anortositos com bolsões de melanogabro grosso e piroxenitos

O segundo agrupamento de rochas dessa subzona corresponde a rochas leucogabrocas também de grã grossa (Prancha 3.13 A e B). Nelas se observa um marcante aumento da proporção de plagioclásio em “segregações” dentro da rocha e também bolsões ricos de anfibólios. Em algumas amostras é impressionante a forma euédrica daquele mineral contrastando com o contorno irregular dos aglomerados de anfibólios azulados (Prancha 3.13C). Os cristais de plagioclásio nessas rochas são menores que no agrupamento anterior, com comprimento de 1cm em média, e podem formar agregados de grãos menores subcentimétricos. Os aglomerados de anfibólio formam bolsões que sugerem segregações separadas dos plagioclásios. Devido à diferença de densidade entre plagioclásio e os piroxênios dos quais esses anfibólios são derivados, admite-se a possibilidade de que os bolsões ultramáficos tenham se segregados gravitacionalmente a partir de concentrações de material máfico disperso na massa anortosítica (Prancha 3.13D e E).

Subunidade 5 c - Anortositos com gabro subordinado

Compreende um grupo de afloramentos (RB 017 a RB 020) de rochas anortosíticas maciças que se estendem desde as rochas do grupo anterior até o contato por falha com o Granito Pé de Serra (Prancha 3.14). São rochas com textura granular grossa, com cristais euédricos de plagioclásio de até 0,3 cm com espaços intergranulares ocupados por grãos de clinopiroxênio substituídos por anfibólio. Esses grãos de piroxênio podem também ser considerados com oikocristais, pois são intercumulares aos plagioclásios (Prancha 3.14B e C). Estas rochas apresentam uma proporção de minerais intercumulares inferior a 25% e portanto podem ser considerados de meso a adcumulatos.

Também nessas rochas ocorrem estruturas circulares, às vezes “hexagonais” formando vazios provocados por erosão diferencial (Prancha 3.14D). Esses vazios da rocha foram investigados em maior detalhe e exibem bolsões semiplanares contendo anfibólios em agregados que lembram bolhas (Prancha 3.14E). Essas estruturas dão um aspecto mosqueado à rocha. Aparentam ser material intercumular segregado em bolsões.

Os litotipos descritos acima gradam lateralmente para rochas híbridas formadas por gabros grossos com bolsões de anortosito de até 15 cm de diâmetro com aspecto mosqueado (Prancha 3.15). Os bolsões podem também ter formas com bordos esfarrapados (Prancha 3.15B e C) e tem distribuição uniforme no afloramento. Ocorrem também *sills* de quartzo-sienitos subparalelos à foliação S_{n+1} .

Hornblenda gnaiss milonítico (diorito)

Corresponde a uma faixa de 100 metros de largura aflorante de rochas gnáissicas miloníticas encaixadas subcordantemente ao **S.R.J.**, mapeável desde a Fazenda Lagoa dos Pinhões até a Fazenda Gulçari. Estas rochas ocorrem na altura estratigráfica da unidade gabróica melanocrática da Zona Superior Ib. São rochas de cor rosa acinzentada, grã fina, constituídas essencialmente por plagioclásio, quartzo e hornblenda.

Essas rochas apresentam, em alguns afloramentos, xenólitos de rochas de grã fina, de cor cinza clara e forma arredondada. Apresentam também uma foliação e uma lineação mineral de alta obliquidade definidas por hornblenda. Exibem grande semelhança com quartzo-diorito porfirítico da Unidade CM5, podendo portanto representar um evento intrusivo que corta todas as unidades do Complexo.

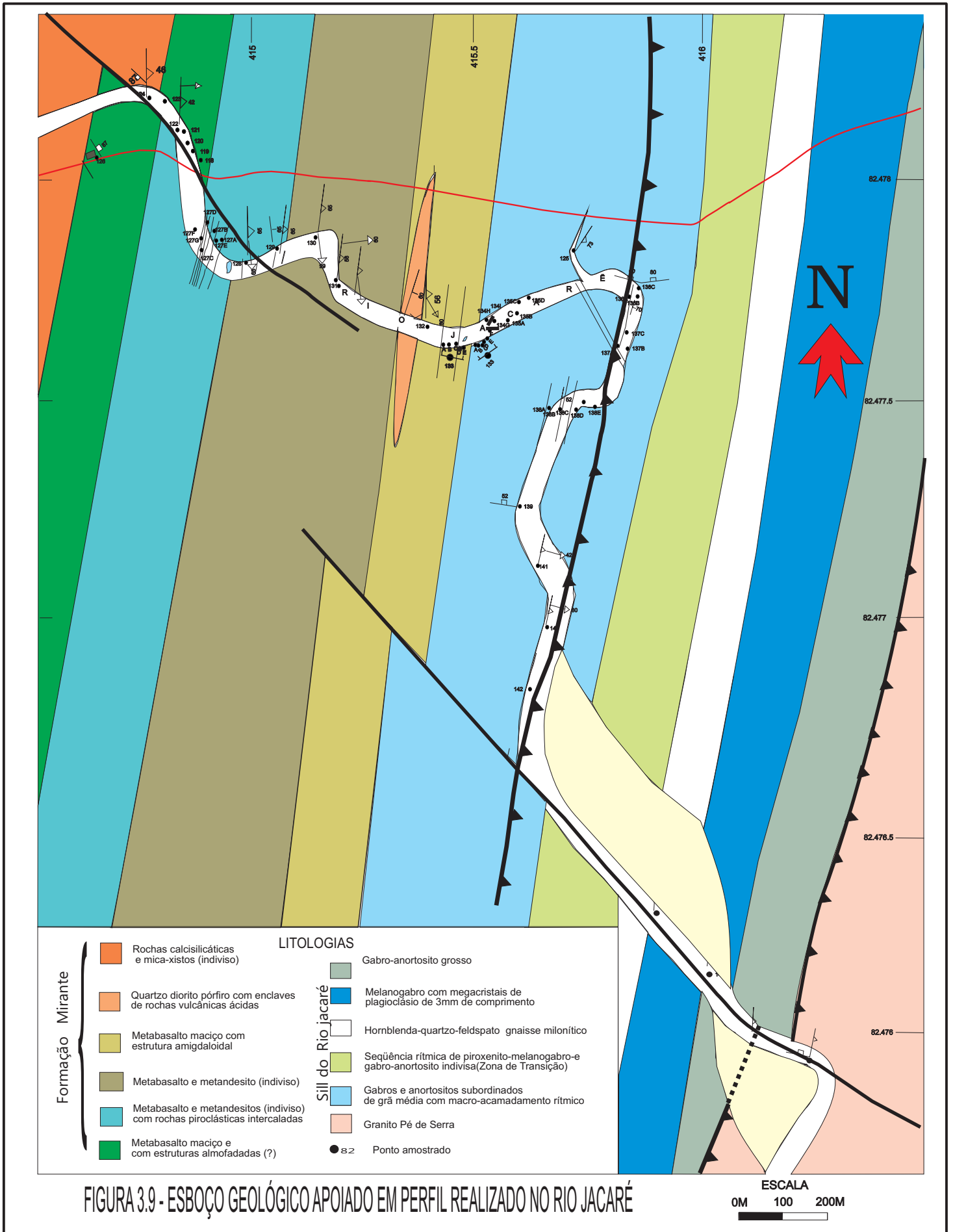
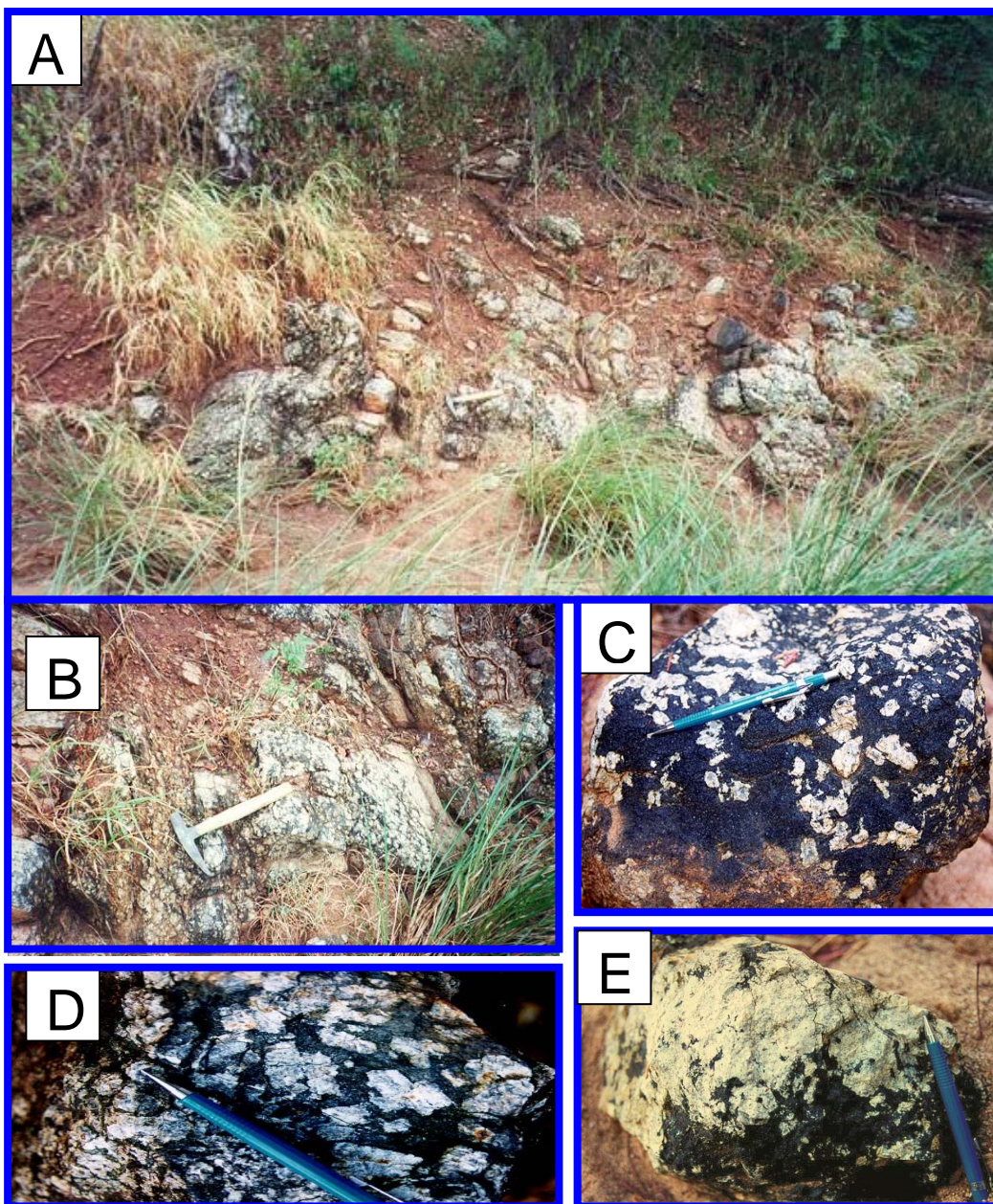


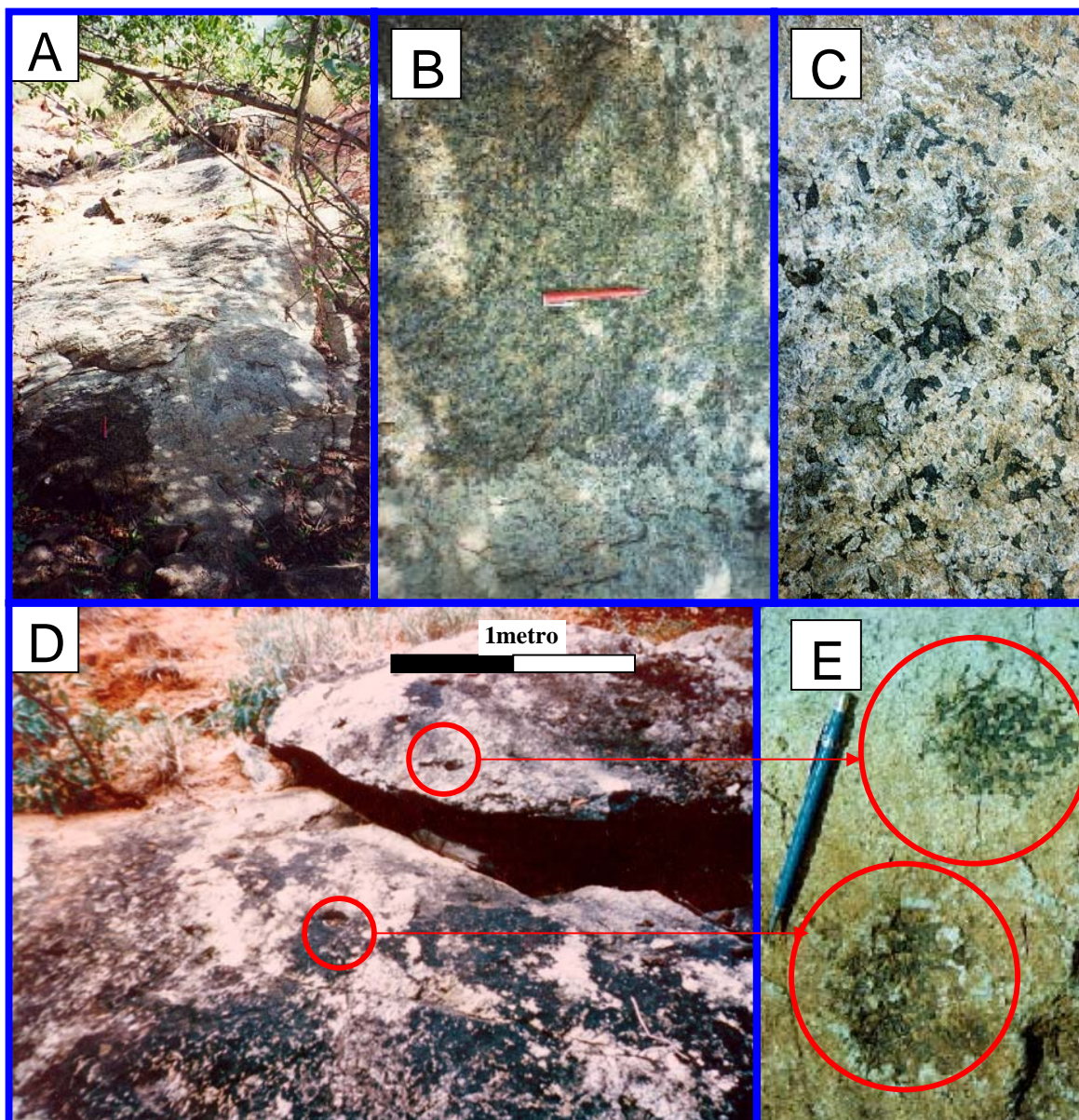
FIGURA 3.9 - ESBOÇO GEOLÓGICO APOIADO EM PERFIL REALIZADO NO RIO JACARÉ

PRANCHA 3.13 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS GABROS DE GRANULARIDADE GROSSA DA ZONA SUPERIOR, NO LEITO DO RIACHO DA TAPAGEM - FAZENDA GULÇARI.



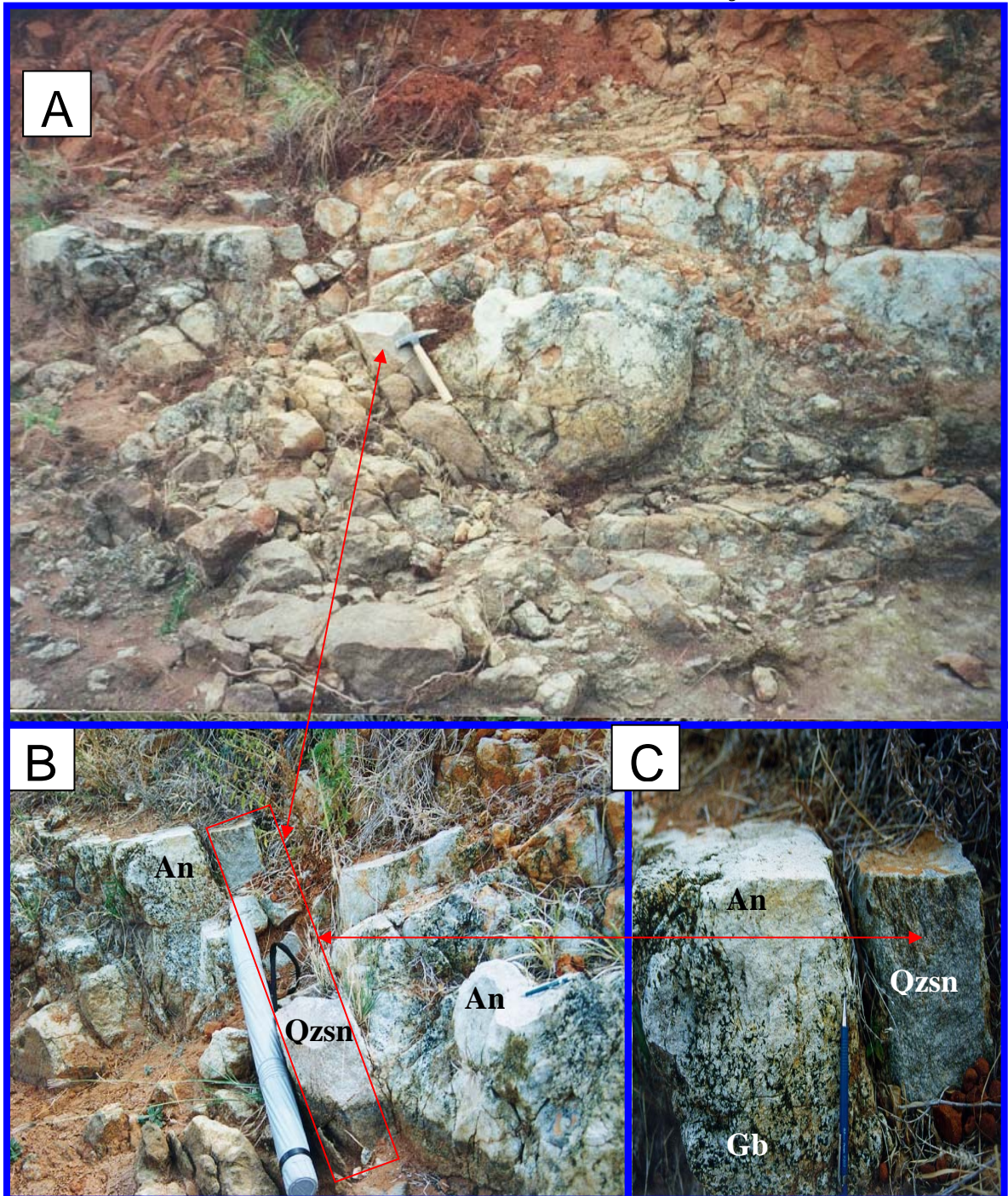
PRANCHA 3.13 - A – Aspecto de blocos sub-aflorantes de gabro de grã grossa com camadas anortositicas e segregações de material ultramáfico de composição anfibolítica. B – Detalhe da foto A exibindo acamadamento de plagioclásio de *cumulus* com foliação Sn+1 subparalela ao acamadamento. C – Bloco de gabro de granularidade grossa exibindo megacristais de plagioclásio orientados no plano de acamadamento ígneo e imersos numa matriz de anfibólio azulado (hastingsita). D - Gabro de grã grossa com megacristais de plagioclásio exibindo agregados de anfibólios *inter-cumulus* nos espaços intergranulares. E – Bloco de rocha exibindo porções irregulares de piroxenito e anortosito.

PRANCHA 3.14 – DETALHES DE AFLORAMENTO DOS ANORTOSITOS DE GRANULARIDADE GROSSA DA ZONA SUPERIOR, NO LEITO DO RIACHO DA TAPAGEM - FAZENDA GULÇARI.



PRANCHA 3.14 - A –Afloramentos RB 17, 18 e 19 exibindo aspecto homogêneo do anortosito. B – Detalhe da foto A mostrando a homogeneidade da textura granular do anortosito. C – Detalhe da foto B exibindo a textura granular dos cristais de plagioclásio com espaços intergranulares preenchidos por clinopiroxenio com auréolas de alteração de anfibólio. D – Aspecto geral mosqueado do afloramento de anortosito mostrando trilhas escuras ou manchas. E – Detalhe das trilhas de anfibólios formando agregados dentro de uma “cavidade” plana ou bolsão hexagonal.

PRANCHA 3.15 – AFLORAMENTO DOS ANORTOSITOS DE GRANULARIDADE GROSSA DA ZONA SUPERIOR NO LEITO DO RIACHO DA TAPAGEM NA FAZENDA GULÇARI.



PRANCHA 3.15. A –Afloramento RB 020 exibindo aspecto heterogêneo do anortosito com bolsões de gabro. B – Detalhe da foto A mostrando os bolsões de gabro inclusos no anortosito e um sill de quartzo-sienito orientado segundo a foliação S_{n+1} . C – Detalhe de um bolsão de anortosito incluído em gabro em contato com o sill de quartzo sienito.

3.1.3 Aspectos Estruturais

3.1.3.1 Introdução

A estruturação geral do Cinturão Contendas - Mirante desenha uma ampla sinforme submeridiana que se desdobra em antiformes e sinformes de segunda ordem limitados por estruturas de acavalgamento e cisalhamento (Marinho *et al.*, 1978, 1979; Sabaté *et al.* 1980; Sabaté e Marinho, 1982). A deformação é representada por dois eventos de dobramentos, D1 e D2. Estes dois eventos deformacionais são retratados por duas superfícies penetrativas uma, S1, subhorizontal, ligeiramente norte-sul e outra subvertical, submeridiana S2. Na área estudada predominam as estruturas dobradas de segunda ordem, afetadas e limitadas por estruturas de cisalhamento tangenciais e transcorrentes que definem uma estrutura antiformal que compõe a terminação leste do antiforme central que estrutura o CCM.

Na área estudada as principais feições estruturais estão orientadas em torno da direção NNE, paralelamente à direção do Cinturão Contendas Jacobina. Os principais traços se referem às falhas longitudinais de Pé de Serra, Rio Jacaré e Ilha Grande/São José. É possível individualizar três grandes domínios estruturais com suas características estruturais e petrotectônicas: Sub-área oriental do Bloco de Jequié; sub-área central, caracterizada pelo Granito Pé de Serra que se limita a oeste e a leste pelas falhas de Pé de Serra e do Rio Jacaré, respectivamente e a sub-área ocidental que é representada pelas unidades *Sill* do Rio Jacaré e as rochas vulcano-sedimentares do Complexo Mirante, estas separadas pela Falha Ilha Grande-São José (Figura 3.3). A deformação nesses compartimentos é controlada pelas características reológicas dos materiais que os compõem, e dessa maneira, apresenta graus de penetratividade e de desenvolvimento distintos em cada bloco estrutural.

3.1.3.2 Sub-área Oriental (Bloco Jequié)

Este domínio compreende as rochas de alto grau do Bloco de Jequié e está limitado a oeste com a sub-área central através da Falha Pé de Serra, de natureza inversa.

A distribuição da deformação é relativamente homogênea; encontram-se algumas áreas indeformadas mas há uma variação gradativa na intensidade da deformação sendo possível se estabelecer um padrão de diminuição na intensidade da deformação rumo a oeste.

Essa variação se reflete a relação entre as foliações S1 e S2. A primeira, de direção preferencial NNW e com mergulhos suaves (Prancha 3.16A), encontra-se fortemente

crenulada na porção leste deste domínio, gerando uma clivagem de crenulação de orientação e mergulho paralela à foliação S2. Já na parte oeste deste domínio, a foliação S1 se torna incipiente, similar a uma exfoliação (Prancha 3.17, foto B), enquanto a foliação S2, plano axial de S1 apresenta traço marcado por anfibólio, quartzo e feldspato possuindo caráter penetrativo e direção preferencial N20-25E e mergulhando entre 70 a 80 (Prancha 3.17C).

As fraturas possuem duas direções preferenciais, sendo a primeira NW e a segunda WNW (Prancha 3.16E). Veios apliticos contemporâneos ou mais jovens que o dobramento que afetou a área encontram-se paralelos à foliação plano-axial e zonas de cisalhamento dúctil centimétricas indicam movimentação dextral (Prancha 3.16D). A superposição de S1 e S2 gera figuras de interferência do tipo 2 de Ramsay (1987), ou seja do tipo “caixa de ovos”.

3.1.3.3 Sub-área Oriental (Granito Pé-de-Serra)

Limitado a oeste pela Falha Pé de Serra e a leste pela Falha Rio Jacaré, ambas de natureza transcorrente, este domínio estrutural abrange o Granito Pé de Serra que se apresenta fortemente deformado.

A trama tectônica desse domínio apresenta a foliação S2 como elemento principal, possuindo caráter penetrativo e direção preferencial N50E e mergulho entre 70 e 80 preferencialmente para SE (Prancha 3.16A).

A foliação S1 da sub-área central ocorre apenas como uma clivagem de fratura sub-horizontal de direção preferencial NE e mergulhos suaves, individualizando “bancos” centimétricos a métricos (Prancha 2.1, Foto F) e (Prancha 3.16 Foto A).

As fraturas apresentam duas direções preferenciais: a primeira, NNW, que mostra leve variação na direção mas sempre com mergulhos suaves, individualizando unidades centimétricas a métricas, sendo que esta orientação coincide com a orientação da foliação S1 da sub-área oriental. A segunda é de direção WNW e mergulhos variáveis entre 60 a 80 para leste e está acompanhada por veios ricos em epidoto e granada, enquanto, veios pegmatíticos e dioríticos encontram-se paralelos à foliação S2 (Prancha 3.17 C e D). Ocorrem também veios dobrados caracterizando dobras Tipo II de Ramsay (1987) possivelmente geradas por cisalhamento intrafolial (Prancha 3.1 E) e veios boudinados. É possível que os veios pegmatíticos e dioríticos sejam contemporâneos ou mais jovens que o dobramento enquanto os veios dobrados e boudinados tenham se formado em alto ângulo com a direção de encurtamento que formou as dobras (Passchier *et al.*, 1993).

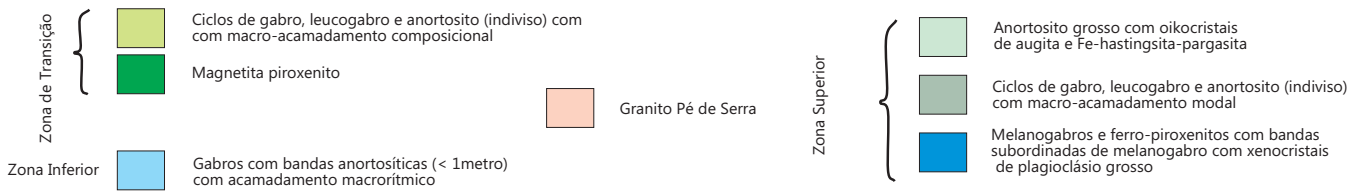
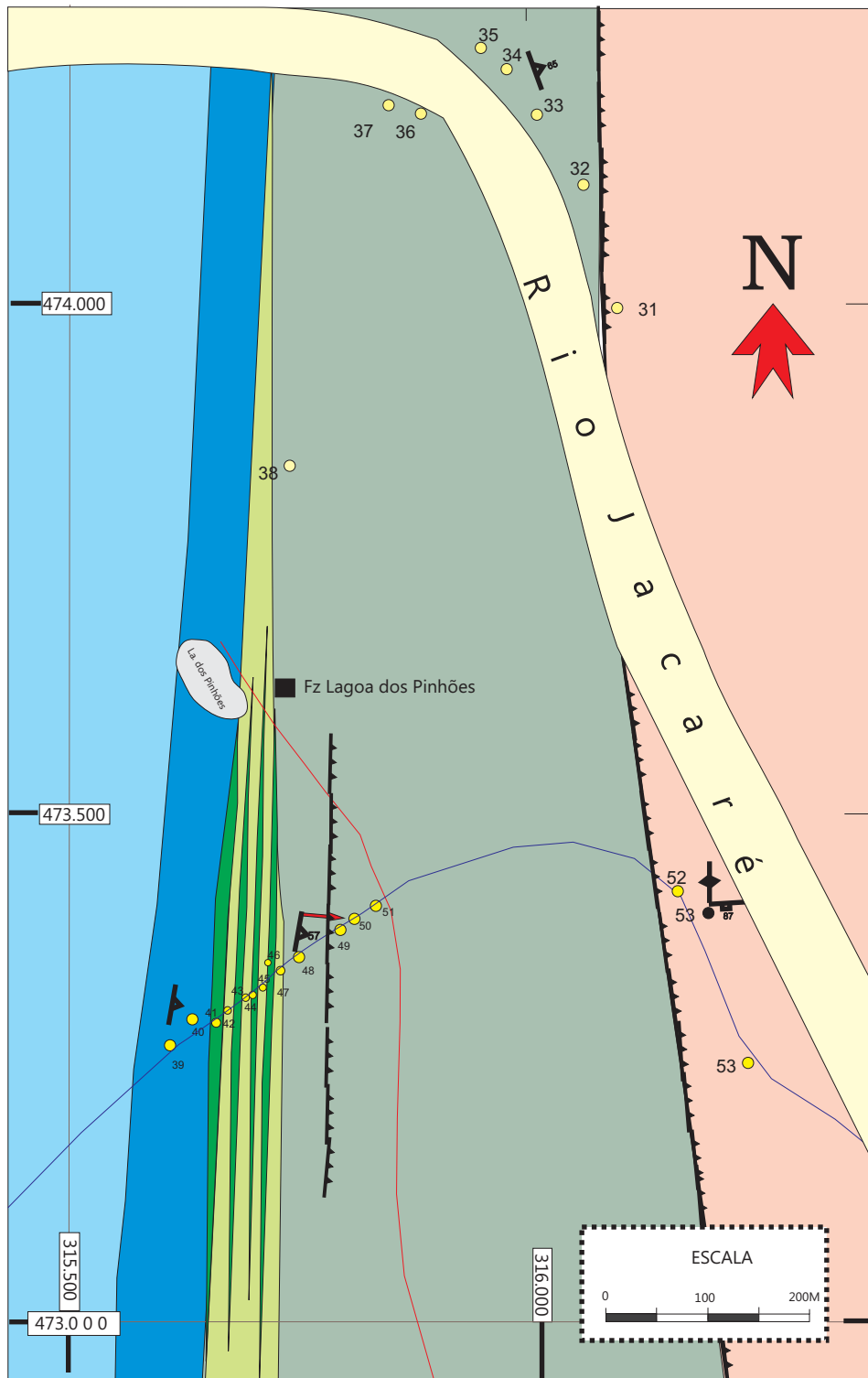
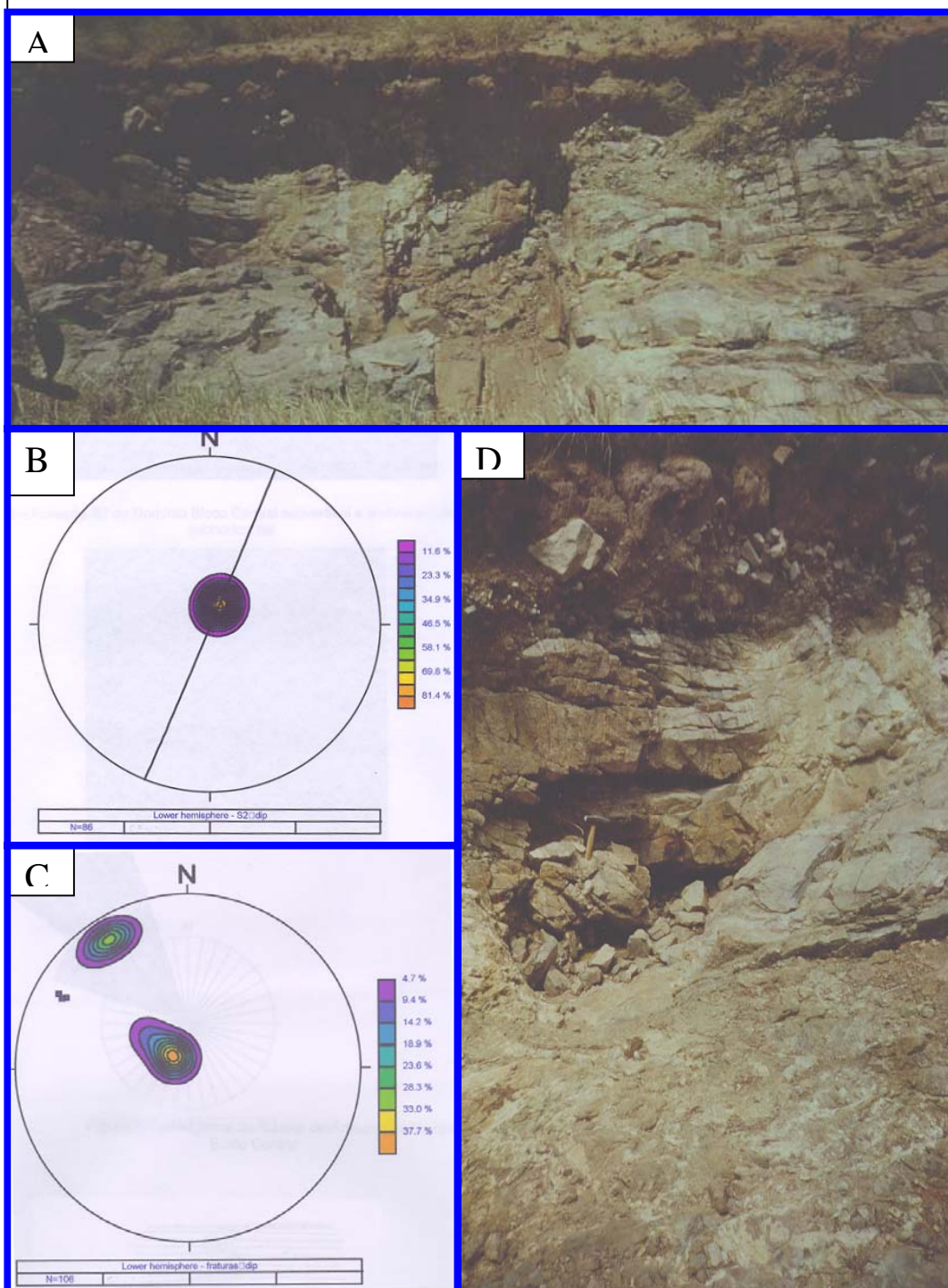


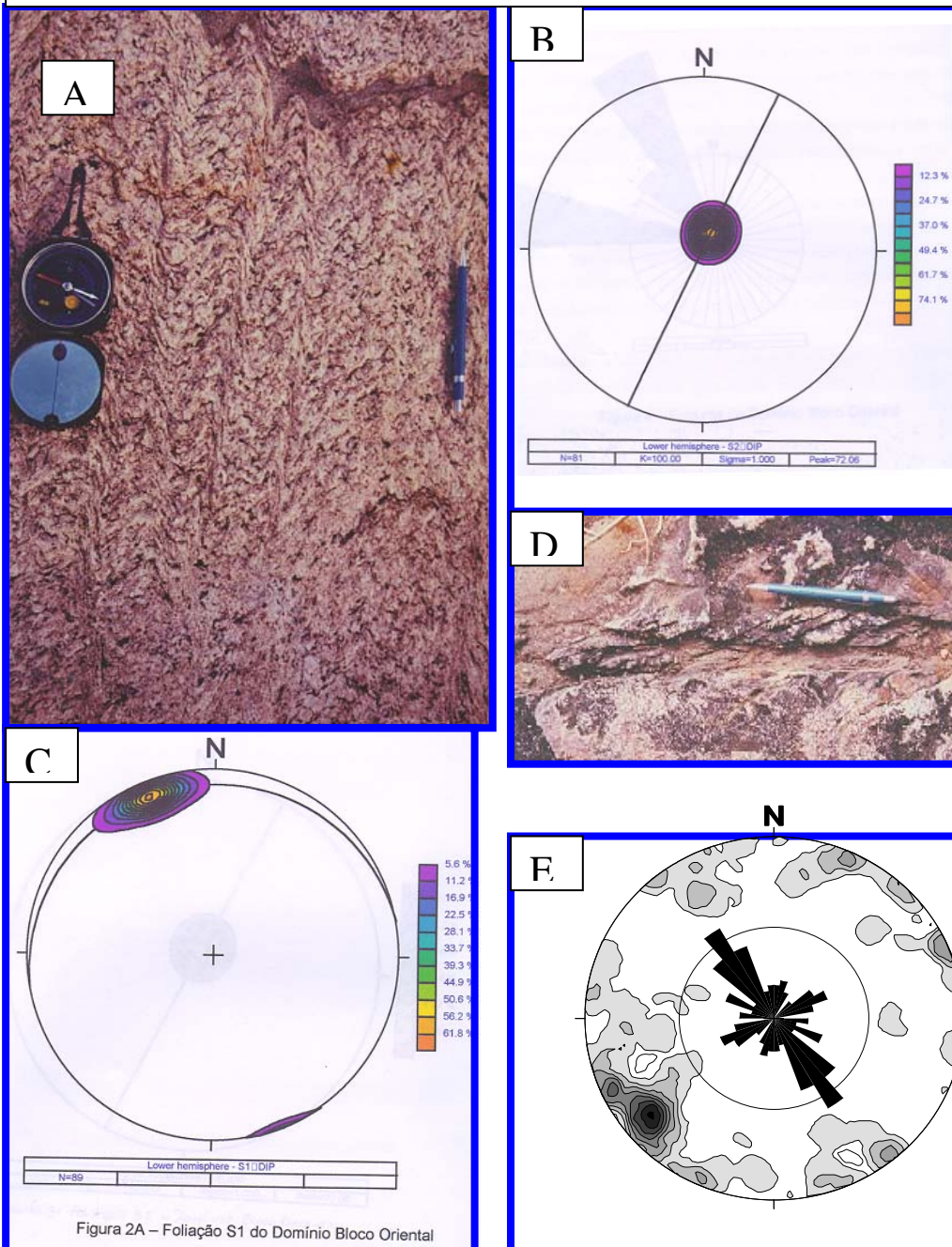
FIGURA 3.10 - ESBOÇO GEOLÓGICO DE PARTE DO SILL DO RIO JACARÉ NA FAZENDA LAGOA DOS PINHÕES

PRANCHA 3.16– PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DO BLOCO CENTRAL OU DO GRANITO PÉ DE SERRA



Prancha 3.16 – A - Foliação S2 do Domínio do Bloco Central e a clivagem de fratura S1, subhorizontal. B – Foliação S2 do Domínio do Bloco Central. C - Fraturas do Bloco Central. D - Detalhe mostrando a clivagem de fratura subhorizontal do Bloco Central.

PRANCHA 3.17 – PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DO BLOCO ORIENTAL OU BLOCO DE JEQUIÉ



Prancha 3.17 – A - Foliação S1 crenulada gerando a foliação S2 de direção submeridiana. B –Foliação S1 do Domínio Oriental. C – Foliação S2 do Domínio Oriental. D - Zona de cisalhamento dúctil de dimensão centimétrica E –.Estatística da distribuição das fraturas

3.1.3.4 Sub-área Ocidental (*Sill* do Rio Jacaré e Complexo Mirante)

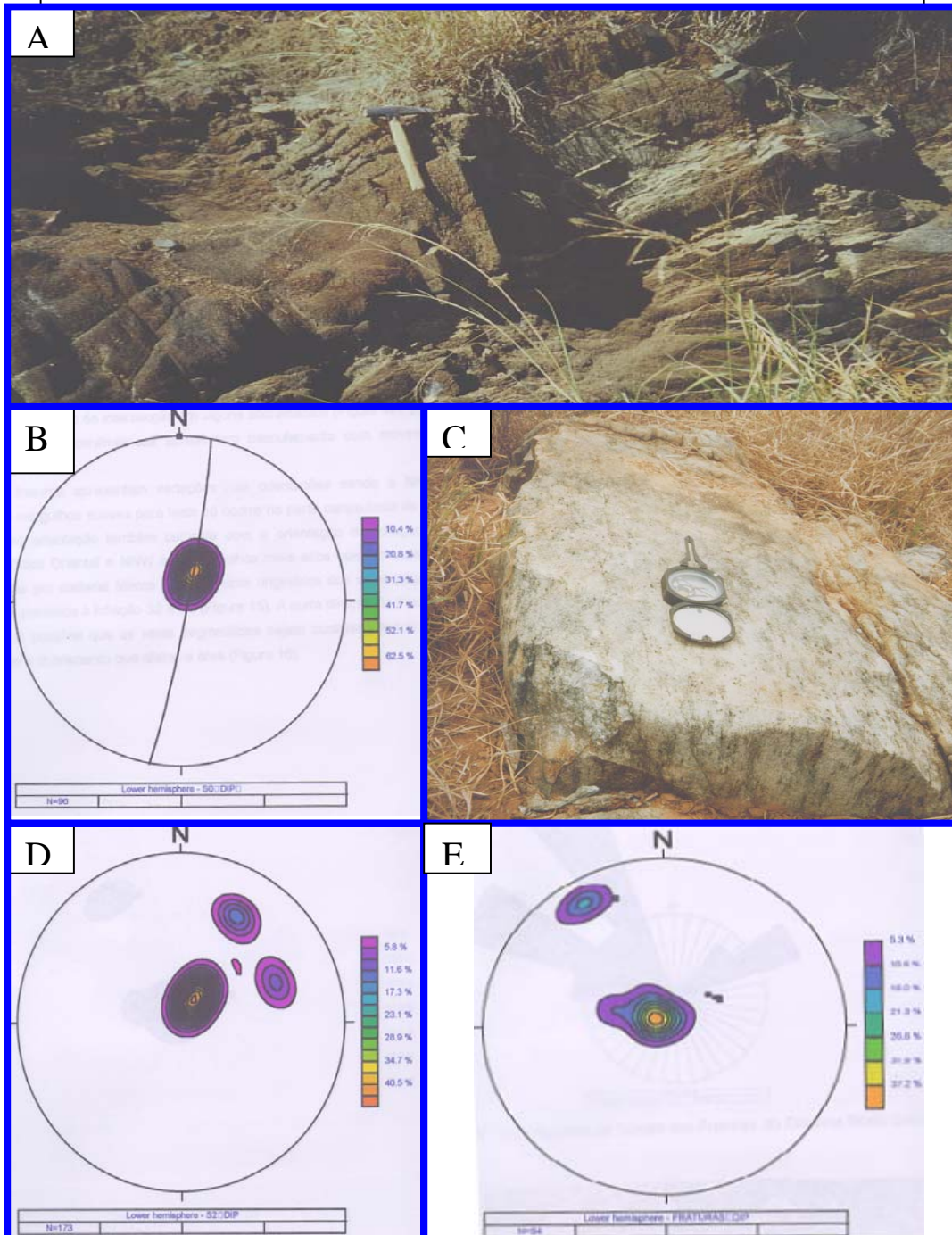
A trama tectônica que caracteriza esse domínio estrutural inclui o acamamento ígneo S0 e a foliação S1 como elementos mais marcantes observados nos litotipos da área (Figura 3.3).

O acamamento S0 apresenta-se de forma regular, formado pela orientação preferencial de piroxênios e plagioclásio, subordinadamente de óxidos. Possui direção preferencial NE e mergulhos variando entre 60 e 70 para leste (Prancha 3.8 A,B e C) e (Prancha 3.18 B).

A foliação S2 é penetrativa quando está presente visto que se encontram rochas indeformadas ou pouco deformadas por esta foliação, que gradam para rochas moderada até fortemente deformadas. Sua orientação apresenta variação tanto de direção quanto de mergulho. A direção preferencial é NNE com mergulhos altos para leste na parte centro-leste do domínio e mergulhos mais suaves, também para leste caracterizando a diminuição no mergulho na parte oeste do *Sill* do Rio Jacaré. A outra direção desta foliação é ENE com mergulhos altos para SE que caracteriza o comportamento das rochas vulcânicas do Complexo Mirante, no limite oeste desse domínio (Prancha 3.18D).

A intersecção da foliação S2 com o acamamento S0 gera uma lineação subhorizontal, que ora tem caimento para norte ora para sul, coincidindo com os eixos das dobras intrafoliais (Prancha 3.1E). O subparalelismo da foliação S2 com o acamamento S0 pode explicar a ausência da lineação de intersecção em alguns afloramentos. Uma lineação de estiramento mineral (plagioclásio recristalizado, anfibólios, agregados de anfibólios além de amígdalas estiradas) tem sentido principal para SE com caimento variando entre 60 a 70 (Prancha 3.1 B-C) e indicam falhas inversas de alto angulo. Zonas de falhamento lístrico centimétricas apresentam basculamento com movimentação dextral. As fraturas exibem variações de orientação sendo a direção NNW apresenta mergulhos mais suaves para leste. Estas ocorrem na parte centro-leste do domínio onde coincidem com a orientação da foliação S1 do Domínio Bloco Oriental. Estas estruturas NNW podem também apresentar mergulhos mais altos que, às vezes, estão preenchidas por material félsico possivelmente originário de veios pegmatíticos orientados paralelos à foliação S2 e S0. A outra direção de fraturamento é WNW. É possível que os veios pegmatíticos sejam contemporâneos ou mais jovens que o dobramento que afetou a área (Pranchas 3.15 e 3.16).

PRANCHA 3.18 – PRINCIPAIS ELEMENTOS ESTRUTURAIS DO BLOCO ORIENTAL OU DO SILL DO RIO JACARÉ



Prancha 3.18 – A - Foliação S2 do Domínio do Bloco Oriental e a clivagem de fratura S1, subhorizontal, próximo ao contato do SRJ com o GPS na Fazenda Lagoa dos Pinhões. B – Clivagem de fratura subhorizontal(S1). C - Deformação de anortosito com trilhas de gabro (So) transpostas segundo S2 na Fazenda Gulçari. D - Foliação S2. E – Fraturas no Bloco Ocidental.

3.1.3.5 Interpretação Tectônica

Os elementos estruturais coligidos neste trabalho e aqui preliminarmente interpretados indicam uma história deformacional que pode ser explicada de acordo com a cronologia absoluta e relativa dos elementos estruturais indicadores dessa deformação. A foliação S1 de mergulho subhorizontal e direção submeridiana foi gerada coaxialmente com S2. Com o se trata de dois elementos estruturais coaxiais pode-se sugerir que foram gerados por uma deformação contínua. No entanto, o significado da foliação S1 na área de estudo não está bem compreendido. A foliação S2, com mergulhos fortes, pode corresponder à fase de inversão da bacia, quando as falhas normais assumem um comportamento inverso, de alto angulo, como mostra a lineação de estiramento (mineral e dos seixos de conglomerado). As foliações e lineações são marcadas por anfibólios de idade próxima de 2.100 Ma (Sm-Nd) (Brito *et al.* 1999) e de 1.900 Ma (Rb-Sr) (Kawashita *et al.*, 1990) e definem uma deformação transamazônica que, segundo Marinho e Sabaté (1992), foi promovida pela colisão dos Blocos de Jequié e do Gavião, para formar o Cinturão Contendas -Jacobina. A idade desta colisão foi determinada por esses autores indiretamente através da datação radiométrica de vários corpos de granitos peraluminosos (sincolisionais) de idade Rb-Sr em torno de 1.900 Ma.

Assim podemos sugerir que as estruturas dúcteis aqui referidas correspondem a episódios ligados a uma deformação contínua gerada num único evento (Ciclo Transamazônico), onde a fase inicial comportaria estruturas extensionais que seriam empinadas ou invertidas durante o pico colisional. Os eventos deformacionais relacionados ao Ciclo Espinhaço não mostram repercussão nas estruturas dúcteis locais, visto que as duas foliações não foram re-orientadas, mostrando assim comportamento distinto nas várias subáreas estudadas. O efeito Espinhaço poderia ter relação com estruturas rúpteis de direção NNW, que representam falhas do tipo *strike-slip* com simetria destal, que cortam as estruturas pré-existentes.

3.1.4 Resumo da Geologia do Sill Estratificado do Rio Jacaré

Série de Bordo

As rochas de granularidade mais fina no **S.R.J.** são encontradas ao longo do contato entre a Zona Inferior e as rochas basálticas com textura amigdaloidal no bordo oeste da intrusão. A espessura dessa faixa é de difícil estimativa devido a movimentos de falhas ao longo de alguns trechos desse contato. Rochas do tipo daquelas encontradas no bordo do **S.R.J.** são comumente encontradas em *sills* máficos, plutões graníticos e

intrusões acamadadas. Essas rochas são geralmente consideradas como margens resfriadas das intrusões com base no fato de que a resposta inicial do magma colocado em contato com as rochas encaixantes mais frias, é formar uma margem resfriada ou grupo de borda constituídos de rochas de granularidade fina ou pouco fracionadas, como resposta ao resfriamento rápido. É geralmente suposto que, na continuação da solidificação, a margem tenderá a aumentar de espessura e ser acompanhada do aumento da granularidade da rocha (Huppert & Sparks 1989). Margens resfriadas *sensu lato* incluem não somente aquelas constituídas de rochas criptocristalinas, mas também incluem rochas completamente cristalinas nas porções marginais das intrusões. Como essas rochas exibem grã mais fina que as demais rochas do interior da intrusão, elas são consideradas como consequência de resfriamento mais rápido do que no interior.

As rochas de bordo do **S.R.J.** apresentam composição gabróica e gradam para rochas também gabróicas de grã mais grossa da Zona Inferior, sugerindo ser a margem resfriada dessa zona. Rochas de granularidade fina podem também ser formadas por contato de magmas quentes com magmas mais frios em episódios de misturas de magmas. Ocorrência de outras porções do **S.R.J.** com rochas de grã fina podem também ser explicadas por esse processo. O presente assunto será retomado adiante sob o ponto de vista petrográfico e litogeoquímico.

Zona Inferior

Esta zona apresenta uma seqüência quase monótona de gabros de aspecto geral maciço, mas discretamente acamadados que aumentam de granularidade em direção à Zona de Transição. Tal observação é uma possível evidência da existência de um vetor de cristalização com sentido voltado para a Zona Superior, dando uma indicação de provável topo para leste. Essa gradação de granularidade também pode implicar que a Zona Inferior poderia ser parte integrante do bordo da intrusão. As relações dessa zona com a Zona de Transição, através de rochas varitexturadas, poderiam implicar na participação de componentes dessa zona em episódios de mistura de margens que teriam resultado na formação da Zona de Transição. O bandamento discreto e o não reconhecimento de camadas nessas rochas podem indicar que seu acamadamento pode ser constituído de camadas com espessuras superiores à escala de observação de afloramento e, portanto, a única evidência de acamadamento seria o aumento do tamanho do grão dos minerais das rochas, podendo caracterizar acamadamento inversamente gradado. Estudos sobre acamadamento em intrusões acamadadas apontam para uma relação direta entre idade

(*aging*) e tamanho dos grãos minerais numa dada seqüência ou unidade (Boudreau, 1987). Cristalização *in situ* é o mecanismo que explicaria essa relação entre idade e tamanho do grão.

Zona de Transição

Nesta zona ocorrem rochas portadoras de mineralizações de magnetita titanovanadífera em camadas associadas com piroxenitos e rochas varitexturadas nas duas interfaces limites da zona. A maior e mais abundante exposição dessas rochas é restrita à Fazenda Gulçari. Os corpos de magnetitito, arranjados em corpos lenticulares ou de camadas, estão restritos à metade norte do **S.R.J.**, mostrando ser uma feição característica dessa porção da intrusão. As mineralizações de camadas de espinélios, tipo magnetita, em intrusões acamadadas são consideradas como formadas em condições especiais e serão examinadas no capítulo 8. A análise dos dados coligidos nesse capítulo mostra como conclusão inicial a existência de uma zona onde ocorre um conjunto de rochas acamadadas e rochas não acamadadas (varitexturadas).

Rochas Varitexturadas

Enclaves magmáticos máficos ocorrem com freqüência em plutões calcio-alcálicos e geralmente são interpretados com evidências de mistura de magmas máficos e félsicos. Os contrastes composicionais, texturais e dimensionais desses enclaves podem favorecer a uma ou outra interpretação sobre o processo envolvido na sua formação, mas eles são, via de regra, interpretados como mistura de dois componentes, com ou sem cristais. O termo **enclave** é utilizado para descrever corpos estranhos inseridos numa rocha hospedeira, sendo que hóspede e hospedeiro possuem diferenças texturais, estruturais, litológicas e químicas (incluindo isotópicas) entre si. As descrições dos enclaves em plutões calcio-alcálicos indicam que eles são invariavelmente de grã mais fina que o hospedeiro, mas não necessariamente microgranulares. O termo magmático adicionado ao enclave enfatiza que a cristalização desses enclaves ocorreu a partir de magmas e suas texturas são ígneas (Barbarin, 1987). Os termos ultramáfico, máfico, leucocrático, etc., adicionados à denominação do enclave magmático indicam a cor ou tonalidade de cor que diferencia o enclave da rocha hospedeira e conseqüentemente indicam origens diferentes para os enclaves e seus hospedeiros, respectivamente (Didier, 1973). Dessa maneira enclaves podem ser diferenciados dos termos **xenólito/autólito**, no que se refere à generalidade desses últimos, para descrever qualquer corpo de rocha estranho incluso em

uma rocha hospedeira, sem contudo caracterizar se é ígnea, sedimentar ou metamórfica, a natureza do corpo estranho. Estes enclaves podem ser também classificados pelo seu tamanho, podendo ser chamados de blocos, fragmentos, etc.

Uma vez caracterizado que esses enclaves são magmáticos, o conjunto litológico que abriga hospedeiro e enclave podem ser considerados como uma mistura de rochas ígneas e, a depender do estado físico de ambas as partes envolvidas no momento da mistura, vários tipos de interações serão possíveis. O termo **mistura (mixing)** é comumente utilizado para descrever todas as escalas e tipos de interações entre magmas coevos. Outros autores preferem restringir o termo mistura a interações que produzem “rochas híbridas”, nas quais as identidades dos magmas originais foram obliteradas, devido ao fato de que (Barbarin, *op. cit.*) os dois magmas se misturaram homoganeamente. O termo ajuntamento (**mingling ou comingling**) indica interações nas quais os magmas originais retêm as suas identidades nas misturas. Enclaves máficos em granitóides, por exemplo, são considerados como resultado de **mingling**. O termo **co-mingled magmas** é usado na descrição de magmas que, ao interagirem entre si, produziram rochas que se misturaram fisicamente, mas preservaram sua heterogeneidades composicionais, por exemplo, bandamento ou xenólitos. Comumente, as rochas podem ser descritas como resultado de misturas ou ajuntamentos, a depender da escala.

Os enclaves exibem formas bastante variadas, podendo formar diques, *sills*, *pillows* ou interdigitações diversas, a depender das características físicas de cada magma, da forma reservatório no qual a mistura ocorreu e da cronologia de colocação de cada tipo de magma envolvido na mistura (Snyder *et al.*, 1997). A entrada de volumes sucessivos de magma numa câmara magmática é agora aceita como um evento comum e este processo forma a base da teoria dos sistemas magmáticos abertos (McByrney, 1980; Marsh, 1988). Muitos exemplos de **magma mingling** descritos na literatura são resultado da intrusão de magmas máficos quentes em magmas félsicos residentes mais frios. Neste capítulo existem evidências fornecidas pelas texturas e estruturas das rochas do **S.R.J.** de que duas zonas composicional e texturalmente distintas ocorrem separadas por uma zona transicional com texturas e estruturas exóticas. Admite-se tentativamente que o **S.R.J.** apresenta feições de mistura de magmas representados pelas duas zonas, superior e inferior, tendo as rochas varitexturadas permanecido com espécimes representativas dessa mistura. Dessa maneira as feições das rochas varitexturadas tipo 1 podem relacionadas a **co-mingling**, isto é, os enclaves máficos magmáticos preservam suas heterogeneidade evidenciando apenas uma mistura mecânica de rochas. Já as rochas varitexturadas do tipo

dois apresentam feições, tais como pillows, típicas de misturas do tipo *mingling* de magmas félsicos e máficos em *sills* (Snyder *et al.*, 1997). Por outro lado, as rochas híbridas do tipo aglomerados de minerais máficos em rochas leucocráticas homogêneas sugerem misturas (*mixing*).

Nos próximos capítulos os aspectos relacionados a misturas de magma serão estudadas sob o ponto de vista petrográfico, litogeoquímico e metalogenético.

Zona Superior

Os dados apresentados permitem algumas considerações sobre as relações de campo mostradas por rochas dessa zona, com respeito a suas texturas e estruturas. A feição mais marcante dessa zona é a presença de rochas com bandamento ígneo de pequena escala, na subzona I e rochas leucogabroicas a anortosíticas grossas na subzona II. As feições de acamadamento da subzona I assemelham-se a estruturas presentes na série bandada da intrusão de Stillwater, tidas com relacionadas cristalização *in situ* no teto (Boudreau, 1987, McBirney & Noyes, 1979, entre outros). A abundância de rochas leucocráticas do clã gabro e as texturas particulares dessas rochas sugerem uma semelhança com as rochas de mesmo tipo encontradas nos complexos anortosíticos arqueanos (Ashwall e Myers, 1994). A passagem da subzona I para a subzona II é marcada pela presença de rochas com agregados de plagioclásio em flocos de neve, que poderiam indicar que um novo pulso magmático foi responsável pela subzona II. Observa-se também um aumento do teor de plagioclásio e diminuição da granularidade dos minerais da Subzona II no sentido leste, que pode indicar a polaridade stratigráfica na intrusão. A subzona II apresenta magnetita piroxenito com bandas mais ricas em óxido, tal como na subzona I, mostrando que houve repetição dessas rochas desde a formação da mineralização da Zona de Transição. Esses assuntos serão retomados adiante.

3.1.5 Considerações Finais

As relações de campo da intrusão em estudo com suas rochas encaixantes permitem relacioná-la como *sinvolcânica* com as rochas vulcânicas amigdaloidais que o **S.R.J.** segue ao longo de todo seu contato oeste. Estas rochas vulcânicas estão intercamadas com metassedimentos arcoseanos e outros sedimentos psamíticos de facies continental que podem caracterizar um ambiente de *rift* arqueano. Intrusões acamadadas relacionadas a ambiente continental tem ampla distribuição em terrenos antigos em áreas cratonizadas e podem ser relacionadas a várias tipologias (Naldrett,

1989). Dentro das intrusões acamadadas relacionadas por Naldrett, *op.cit.* ressalta-se a classe II-b dos *sills* gabróicos associados a terrenos do tipo *greenstone belt* arqueanos. Ashwall e Myers (1994) ressalta uma classe especial de complexos acamadados restritos ao arqueano (2,7 Ga ou mais antigos), que tem como característica a predominância de rochas leucogabróicas e de anortositos com presença de concentração de óxidos de ferro. Entre esses corpos intrusivos arqueanos tem-se as intrusões de Messina e Roiwater na África do Sul, Fiskenaesset na Groenlândia, Bad Vermillion Lake e Doré Lake, ambas no Canadá, Manfred e Windmurra na Austrália e Holenarasipur na Índia. Essas intrusões tem dimensões similares as do **S.R.J.** e associam-se a terrenos vulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* ou a bacias de *rift* continental. Os dados até agora apresentados permitem situar o **S.R.J.** dentro dessa tipologia de intrusões acamadadas. Os dados apresentados nos próximos capítulos fornecerão argumentos adicionais para uma melhor classificação dessa intrusão.

CAPÍTULO 4

PETROGRAFIA

4.1 Introdução

Na seção 2 do capítulo 3 foram abordados os aspectos mesocópicos das rochas que constituem o **S.R.J.**. Neste capítulo serão descritas e analisadas as características microscópicas dessas rochas com ênfase na mineralogia, texturas e aspectos relacionados às transformações metamórficas sofridas pelas associações minerais primárias.

A mineralogia será descrita segundo a ordem de abundância das fases constituintes dos litotipos, discriminando-se os minerais essenciais ou formadores de rocha e os minerais acessórios, que constituem menos que 5 % do volume da mesma. A composição mineralógica será expressa sob a forma de moda, ou seja, valores percentuais volumétricos estimados pela contagem de número de grãos de determinada fase em uma lâmina de rocha de uma dada amostra. Estes valores serão utilizados na classificação de Le Maitre (1989). Como a contagem de pontos deve ser feita em seções delgadas de 3X5cm, as rochas que exibem granularidade superior a 10mm não serão incluídas na análise modal, sendo as suas modas estimadas por amostras de mão ou através de estimativa visual em afloramentos.

Por texturas se entende as relações geométricas entre os componentes cristalinos de uma rocha e qualquer material amorfo (vidro ou gás em cavidade) que possam estar presentes (Mackenzie *et al.*, 1982). A descrição dessas texturas envolverá o grau de cristalinidade, a granularidade relativa e absoluta dos cristais, a forma dos cristais e as relações mútuas de arranjo entre as fases e a matriz envolvente. As rochas vulcânicas encaixantes do **S.R.J.** serão classificadas pelas suas texturas e tamanho dos grãos¹.

Ao fim da descrição das rochas será analisada tentativamente a provável origem das texturas das rochas, entre as outras características petrográficas. Nessa parte serão realizados exercícios interpretativos, quando serão aplicadas denominações com caráter genético, as quais servirão como base de interpretação conjunta com os dados químicos em minerais e em rocha total que serão apresentados nos próximos capítulos.

A petrografia das rochas do **S.R.J.** será apresentada seguindo o roteiro do Capítulo 3, seguindo a terminologia adotada de zonas, subzonas e tipos de rocha constituintes de cada unidade.

¹ Termos indicadores de intervalos de tamanho de grãos: 1 - Granularidade grosseira – diâmetro de cristais > 5 mm; 2 - Granularidade média – diâmetro de cristais = 1- 5 mm; Granularidade fina – diâmetro de cristais <1 mm *.
*Alguns petrólogos incluem uma outra classe, <0,05mm, que eles chamam de granulação muito fina.

4.2 Classificação Modal

Segundo a classificação pelo índice de cor de Le Maitre (1989), as rochas do **S.R.J.** cobrem todo o espectro desde leucocráticas a ultramáficas (figura 4.1). As rochas da Zona Inferior e Superior I são classificadas como mesocráticas, enquanto as rochas acamadadas das Zona de Transição e Superior II exibem espécimes desde leucocráticos até ultramáficos. As rochas varitexturadas da Zona de Transição e as rochas da Zona de Bordo são, por esse mesmo critério, classificadas como mesocráticas. As rochas gabróicas e anortosíticas com granularidade muito grossa (>5mm) foram classificadas por critérios de campo como mesocráticas a leucocráticas, mas sua classificação a nível de nomenclatura será feita via litogeoquímica através de critérios normativos.

As rochas foram classificadas litologicamente segundo a nomenclatura de Le Maitre (op. cit.) de acordo com o índice de cor e agrupadas em duas categorias (leucocráticas+mesocráticas e ultramáficas). A figura 4.2A mostra as rochas leucocráticas e mesocráticas plotadas no diagrama piroxênio, plagioclásio e hornblenda, sendo que por hornblenda deve-se entender todos os anfibólios. Como resultado observa-se que as rochas dessa categoria são em sua maioria hornblenda gabróides variando de leucocráticos a melanocráticos. As rochas ultramáficas ocupam a base do triângulo e são sub-divididas em detalhe na figura 4.2B, através do diagrama triangular piroxênio-olivina-hornblenda. Similarmente à figura 4.2A, por hornblenda entende-se os vários tipos de anfibólios predominantes em cada rocha estudada. As rochas ultramáficas foram por esse critério classificadas como dunito, piroxenitos a plagioclásio, piroxênio-hornblenditos e hornblenditos. A maioria dos espécimes apresenta magnetita em proporções modais variando de 3 a 27% e alguns deles contêm plagioclásio atingindo até 8% da moda.

4.3 Rochas Encaixantes

Como foi visto no Capítulo 3, as rochas encaixantes do **S.R.J.** são de origem vulcânica e sedimentar, submetidas a metamorfismo de baixo ou médio grau que as transformou em produtos parcial a totalmente recristalizados. Devido à natureza heterogênea da deformação os espécimes poupados da deformação e recristalização mais intensa guardam feições primárias. Destacam-se entre as encaixantes as rochas vulcânicas máficas a intermediárias e rochas subvulcânicas félsicas.

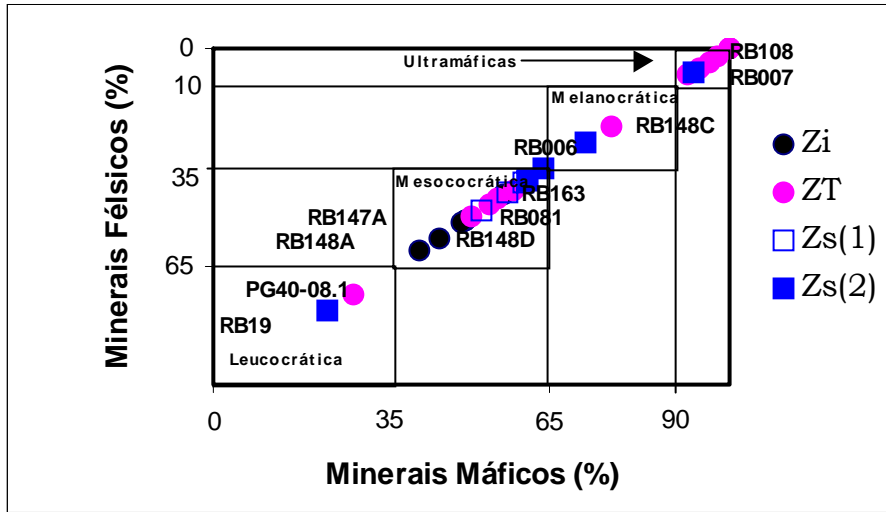


Figura 4.1 – Classificação das rochas com granularidade máxima menor que 100mm, segundo a proporção relativa de minerais claros/escuros (*índice de cor*) (Le Maitre, 1989). Os dados referem-se à proporção modal calculada por contagem de pontos em seções delgadas de rochas representativas de cada zona. Os números identificam algumas das amostras estudadas.

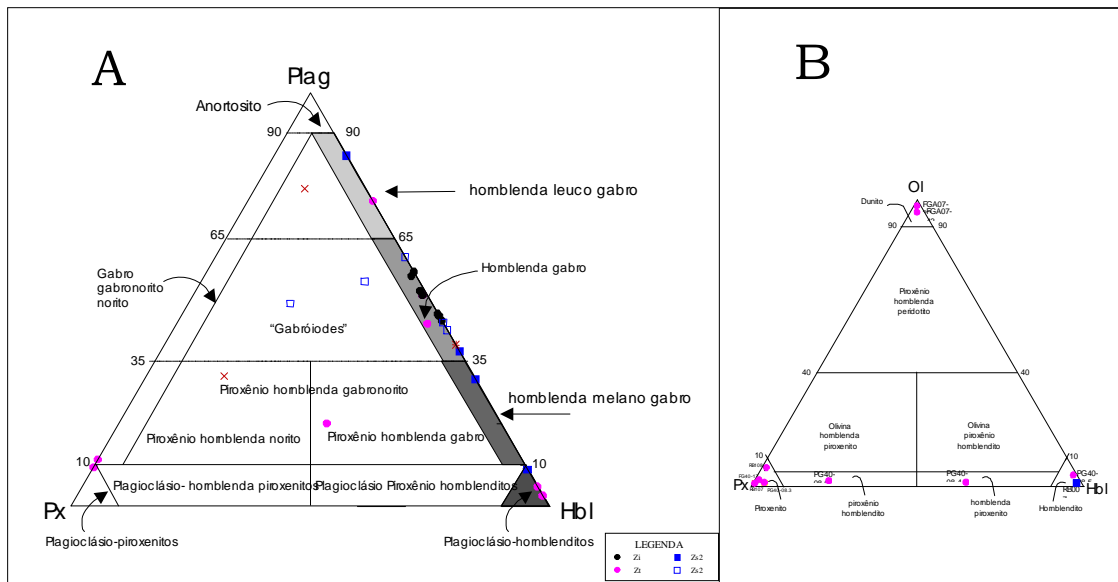


Figura 4.2 – Classificação das rochas com granularidade máxima menor que 10mm, segundo a moda calculada por contagem de pontos em seções delgadas de rochas representativas de cada zona. Os números identificam algumas das amostras estudadas. A – Leucocráticas a mesocráticas. B – Rochas ultramáficas.

Rochas Vulcânicas

Sob essa denominação compreende-se rochas metabasálticas maciças e com estruturas amigdalíticas. As rochas com estrutura maciça apresentam-se deformadas e recristalizadas a paragêneses metamórficas da fácies xisto verde a anfibólito baixo. As rochas com texturas amigdalíticas ainda guardam aspectos primários dos seus protólitos. A prancha 4.1 (fotos E-F) mostra detalhes microscópicos dessa rocha. Exibe matriz de grã fina deformada ductilmente com o desenvolvimento de duas foliações. Nessa matriz deformada destacam-se as estruturas amigdaloidais formadas por aglomerados de quartzo ocelares e agregados de anfibólio de pleocroísmo de verde escuro a verde claro com grãos reliquias alterados de clinopiroxênio. Essas estruturas amigdaloidais constituem uma forte evidência de que essas rochas representam topos de derrames, pois as amígdalas correspondem a estruturas de escape de gases após a extrusão. Os agregados de anfibólitos devem corresponder a pórfiros de clinopiroxênio anfibolitizados. Portanto, essas rochas correspondem a derrames de lavas basálticas porfíricas com estruturas amigdalíticas.

Outro importante litotipo encaixante é uma rocha supostamente metavulcânica com matriz de granularidade fina, constituída de microcristais de plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e óxidos de ferro, que envolvem megafenonocristais de plagioclásio com tamanho *seriado*, com duas famílias de tamanho. A primeira e mais importante família corresponde a 30% de volume de plagioclásio ($An=40\%$) com dimensões que variam de 1 a 15 cm. A segunda e mais abundante família de plagioclásio tem a mesma composição, mas a dimensão maior das ripas varia de 0,5 a 2,5 mm. Esses cristais são ripiformes e mostram um arranjo subradial, às vezes subtriangular e formam também aglomerados de duas ou mais ripas conjugadas, paralelas à geminação das ripas. A matriz é muito fina e exibe grânulos de clinopiroxênio ripiformes anfibolitizados menores que 0,1mm, lamelas submilimétricas de ilmenita e grãos xenomórficos de magnetita que podem variar de 0,1 a 3mm em diâmetro. As texturas sub-radiais evidenciam que o plagioclásio cristalizou-se antes da ascensão e resfriamento rápido da matriz. A ilmenita lamelar e magnetita também deveriam ser componentes cristalinos menores que ficaram aprisionados na matriz rica em microcristais de plagioclásio e clinopiroxênio, cristalizados euteticamente. Dessa maneira conclui-se que essa rocha é um derrame de lava máfica com proporções relativamente altas de cristais que experimentou algum fluxo de cristais que permitiu a orientação paralela dos fenocristais. Essa rocha cristalizou a sua matriz rapidamente, provavelmente a céu aberto, formando agregados radiais, glomeroporfíricos, de plagioclásio e clinopiroxênio.

A terceira encaixante é uma rocha de textura equigranoblástica, formada quase exclusivamente de quartzo (55%) e hornblenda (30%), apresentando também

plagioclásio (5%), microclina e pórfiros de plagioclásio (5%) e quartzo (5%) além de zircão acessório (<1%). O quartzo forma grãos xenoblásticos equidimensionais às vezes embainhados com dimensão média de 0,2mm. A hornblenda faz parte da matriz e apresenta-se como prismas orientados associados a quartzo e plagioclásio (Prancha 4.1, fotos C e D). Trata-se de um micro-quartzo diorito; a presença de quartzo embainhado, pórfiros e sugerem origem subvulcânica.

4.4 Rochas de Bordo

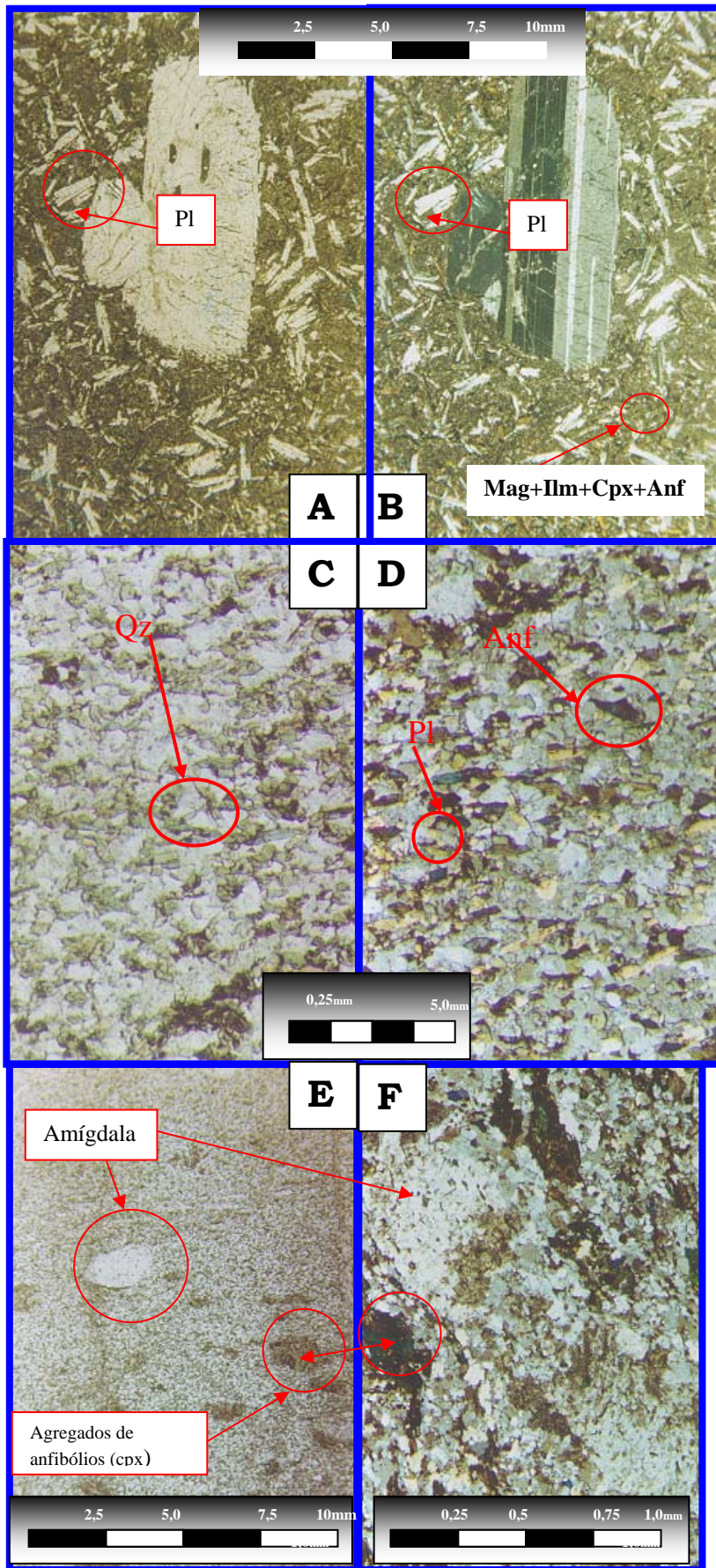
Como foi visto no Capítulo 3, são rochas de grã mais fina encontradas no **S.R.J.** e ocorrem entre a Zona Inferior e as rochas vulcânicas. Têm cor cinza esverdeada, aspecto mosqueado resultado do contraste de minerais verde escuros, prismáticos, imersos em uma massa cinza esbranquiçada constituída de minerais claros (Prancha 4.2, foto A). Essas rochas apresentam textura geral granular a inequigranular com tendência porfírica. A granularidade varia gradacionalmente de fina a média e tende a aumentar de dimensão no sentido leste, sendo que uma amostra (RB 147B) exhibe plagioclásio com dimensões maiores em torno de 0,8 a 1,2 mm. Já uma amostra situada a 15 metros do mesmo afloramento exhibe plagioclásio de diâmetro maior que 2mm, imerso numa matriz fina (Prancha 4.2, fotos A, B e C).

Microscópicamente exibem ripas de plagioclásio de coloração cinza, com aglomerados de anfibólio e piroxênio associados, ocupando interstícios. Os minerais constituintes são plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e quartzo. O plagioclásio forma grãos ripiformes, fortemente saussuritizados e com dimensões de 0,5 a 1,0 mm, às vezes em um arranjo discretamente triangular; alguns grãos mostram núcleos preservados.

Ao microscópio, essas rochas não mostram um padrão textural definido, sendo caracterizadas por uma “massa” saussurítica resultante de alteração de grãos de plagioclásio e aglomerados de tremolita+augita, que podem representar interstícios da textura primitiva (Prancha 4.2 foto D). As superfícies intemperizadas assemelham-se a texturas do tipo favo de mel (honey comb), ou seja, os cristais de anfibólios (clinopiroxênio) formam arranjo fibro-radial, normal a uma discreta orientação da rocha (Prancha 4.2 foto E e F). Essas texturas são conhecidas em rochas de bordo de complexos acamadados como, por exemplo as intrusões de Rhum, na Islândia e Skaergaard (Groelândia) (Wager and Brown, 1967).

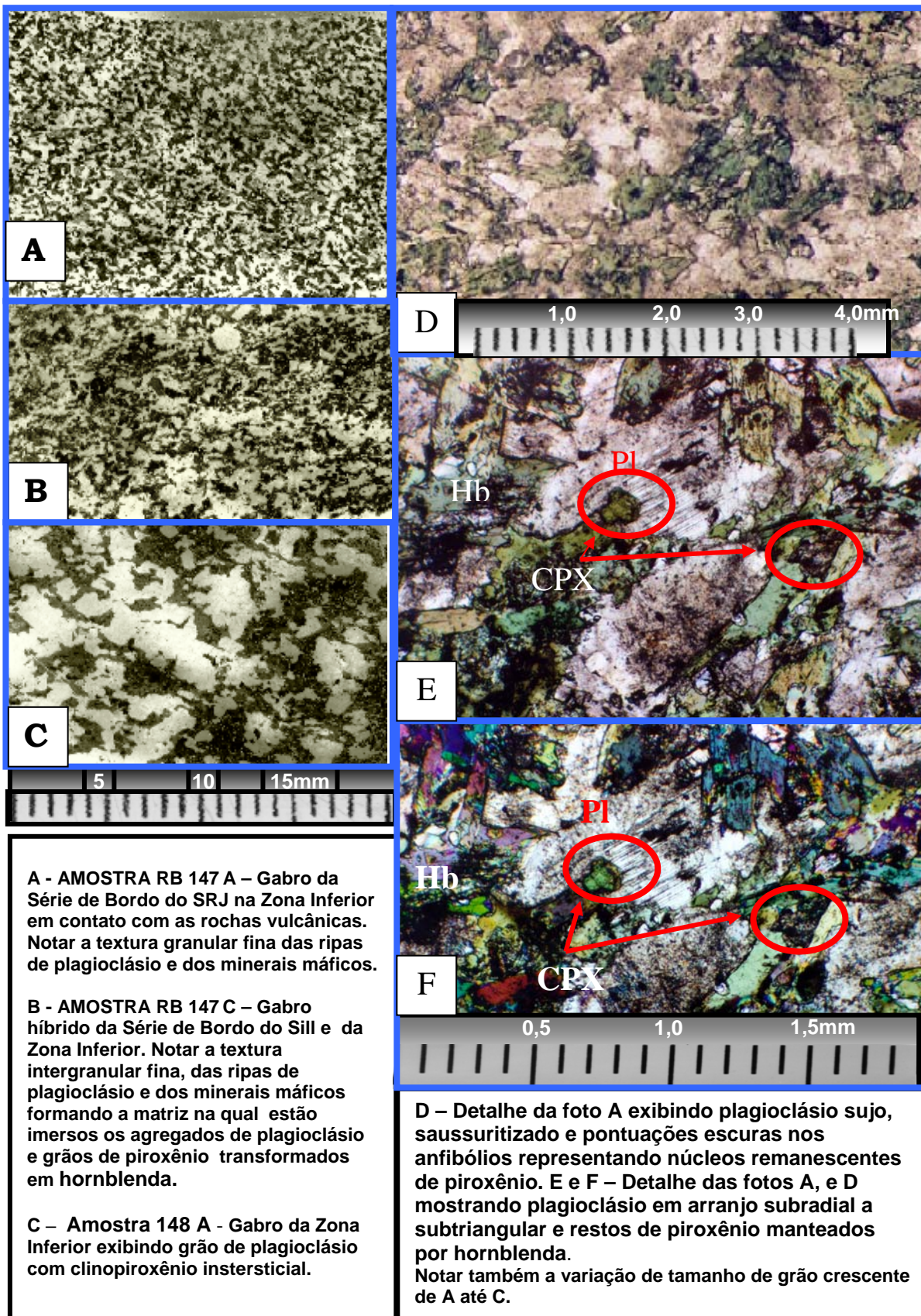
Essas rochas são constituídas de plagioclásio (saussuritizado) (66%), tremolita, (18%), augita-diopsídica (16%) e quartzo e apatita.

PRANCHA 4.1 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DAS ROCHAS VULCÂNICAS



PRANCHA 4.1 – A – B – Metabasalto com megacristais de plagioclásio em matriz formada por ripas de plagioclásio envolvidos numa matriz fina formada por agulhas de ilmenita , anfibólios e magnetita. C-D – Micro quartzo diorito exibindo grãos de quartzo embainhado. E-F – Metabasalto anfibolizado exibindo amígdalas preenchidas por quartzo com textura ocelar e agregados de clinopiroxênio anfibolizado envolvidos por matriz recristalizada.

PRANCHA 4.2- DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DAS ROCHAS DE BORDO EM CONTATO COM AS ROCHAS VULCÂNICAS E COM A ZONA INFERIOR



A - AMOSTRA RB 147 A – Gabro da Série de Bordo do SRJ na Zona Inferior em contato com as rochas vulcânicas. Notar a textura granular fina das ripas de plagioclásio e dos minerais máficos.

B - AMOSTRA RB 147 C – Gabro híbrido da Série de Bordo do Sill e da Zona Inferior. Notar a textura intergranular fina, das ripas de plagioclásio e dos minerais máficos formando a matriz na qual estão imersos os agregados de plagioclásio e grãos de piroxênio transformados em hornblenda.

C – Amostra 148 A - Gabro da Zona Inferior exibindo grão de plagioclásio com clinopiroxênio intersticial.

D – Detalhe da foto A exibindo plagioclásio sujo, saussuritizado e pontuações escuras nos anfibólios representando núcleos remanescentes de piroxênio. E e F – Detalhe das fotos A, e D mostrando plagioclásio em arranjo subradial a subtriangular e restos de piroxênio manteados por hornblenda. Notar também a variação de tamanho de grão crescente de A até C.

A saussurita corresponde um fino agregado de mica branca + epidoto (clinozoisita+pistacita). Apresenta-se como agregados sem forma definida, com inclusões de quartzo e tremolita.

A tremolita forma prismas hipidioblásticos com dimensões de 0,5 a 2,0 mm.

A augita-diopsídica forma o núcleo de grãos prismáticos dos anfibólios e raramente como grãos preservados da anfibolitização. Os grãos são euédricos com contatos com plagioclásio ocupados por palhetas de tremolita, que às vezes circunda esses grãos. Tem dimensões de 0,2 a 0,4 mm; mostram substituição por tremolita.

O quartzo ocorre em finos grânulos xenoblásticos límpidos, formando agregados, inclusos na massa saussurítica e às vezes contidos nos anfibólios.

A apatita apresenta-se como raros e diminutos grãos euédricos inclusos no plagioclásio e na massa saussurítica.

4.5 Zona Inferior

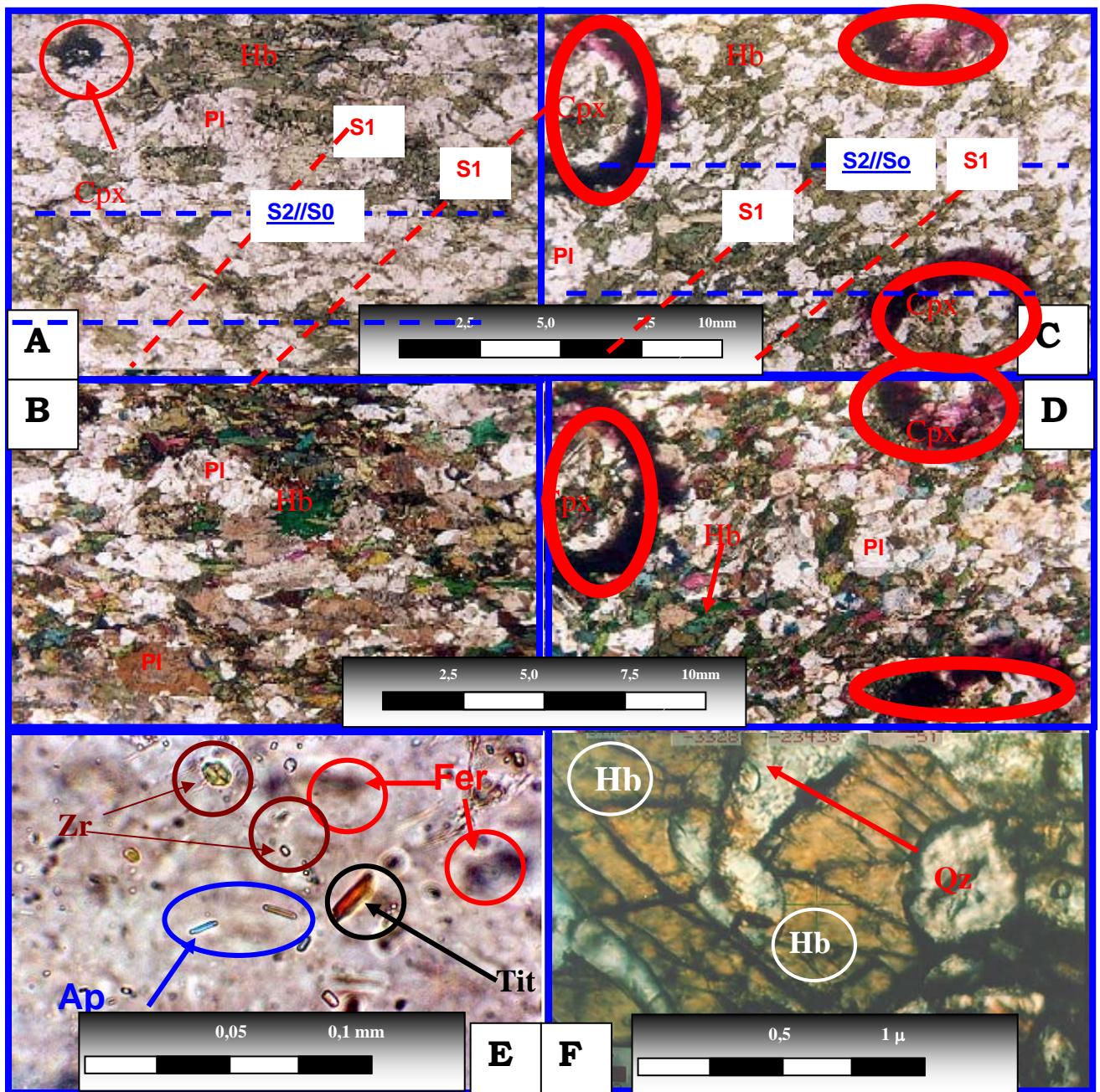
Como foi descrito no Capítulo 3, esta zona é constituída por leucogabros e gabros de grã média a grossa, de estrutura geral maciça a discretamente orientada. Observa-se uma predominância de termos mais leucocráticos no contato com as rochas de bordo, embora não seja possível distinguir camadas diferenciadas, meso ou leucocráticas. Desta maneira a petrografia da Zona Inferior será descrita com relação a esses dois litotipos, produzidos pela variação inversa dos teores de plagioclásio em função dos minerais máficos.

Mesoscopicamente essas rochas apresentam aspecto mosqueado, de estrutura orientada e granularidade média, com presença de cristais brancos de plagioclásio, com interstícios preenchidos por prismas de anfibólio verde escuro. Esses núcleos exibem restos de piroxênio.

Ao microscópio, as rochas apresentam textura nematoblástica com cristais ripiformes de plagioclásio, às vezes fortemente saussuritizados, dispostos de modo subtriangular e com dimensões de 1,5 a 3,0 mm. Apresentam interstícios preenchidos por agregados de hornblenda (metamórfica) prismática com restos de augita (ígnea), que podem representar interstícios da textura primitiva, ou formam aglomerados sub-radiais (Prancha 4.3, fotos A-B-C-D).

A rocha é composta de plagioclásio (65% a 85%), anfibólio (15 a 25%), clinopiroxênio (15%), quartzo (até 3%) e traços de apatita e titanita.

PRANCHA 4.3 DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DAS ROCHAS DA ZONA INFERIOR



PRANCHA 4.3 – A –B – Textura nematoblástica ditada pelas duas foliações oblíquas S1 e S2 paralela ao acamadamento de plagioclásio+cpx (anfibiólio), amostra 147C, . (A) Luz plana. (B) Com polarizador. C-D – Textura nematoblástica ditada pelas duas foliações oblíquas S1 e S2 paralela ao acamadamento de plagioclásio+cpx (anfibiólio), amostra 148A. (D) Com polarizador. E- Detalhe de cristal de plagioclásio sujo (clouded) com inclusões de zircão (Zr), apatita (Ap), titanita (Tit) e inclusões ricas em ferro Fe Amostra 148A, com polarizador. F- Fotografia obtida por microsonda eletrônica de detalhe da amostra 148A, exibindo intercrescimento de plagioclásio e anfibiólio, aumento 400 vezes.

O plagioclásio apresenta-se como cristais ripiformes, com bordos retos a engrenados; com forte sericitização (alteração a mica branca).

A hornblenda apresenta-se em grãos prismáticos, de bordos retos a engrenados com dimensões de 0,3 a 1,2 mm, formando agregados. Alguns dos prismas exibem bordos de reação com o plagioclásio; por vezes mostram-se biotitizados e tremolitizados.

A tremolita forma prismas hipidioblásticos com dimensões de 0,5 a 2,0 mm e bordos retilíneos, agregados entre si ou com grãos de clinopiroxênio.

A augita-diopsídica forma grãos prismáticos hipidioblásticos a xenoblásticos, com dimensões de 0,2 a 1,6 mm; mostra substituição por tremolita. Às vezes, ocorre mantuada por hornblenda, em contato com quartzo. A apatita se apresenta como raros e diminutos grânulos idiomórficos, inclusos no plagioclásio ou na massa saussurítica (Prancha 4.3 foto F). A titanita ocorre sob a forma de grãos hipidioblásticos finos, formando agregados associados aos aglomerados de hornblenda, ou inclusa em grãos de plagioclásio (Prancha 4.3 foto F). O quartzo ocorre também como finos grânulos xenoblásticos límpidos, formando agregados inclusos nos grãos de plagioclásio ou na massa saussurítica resultante de sua alteração e nos interstícios destes em finos agregados poligonais (Prancha 4.3 foto F).

4.6 Zona de Transição

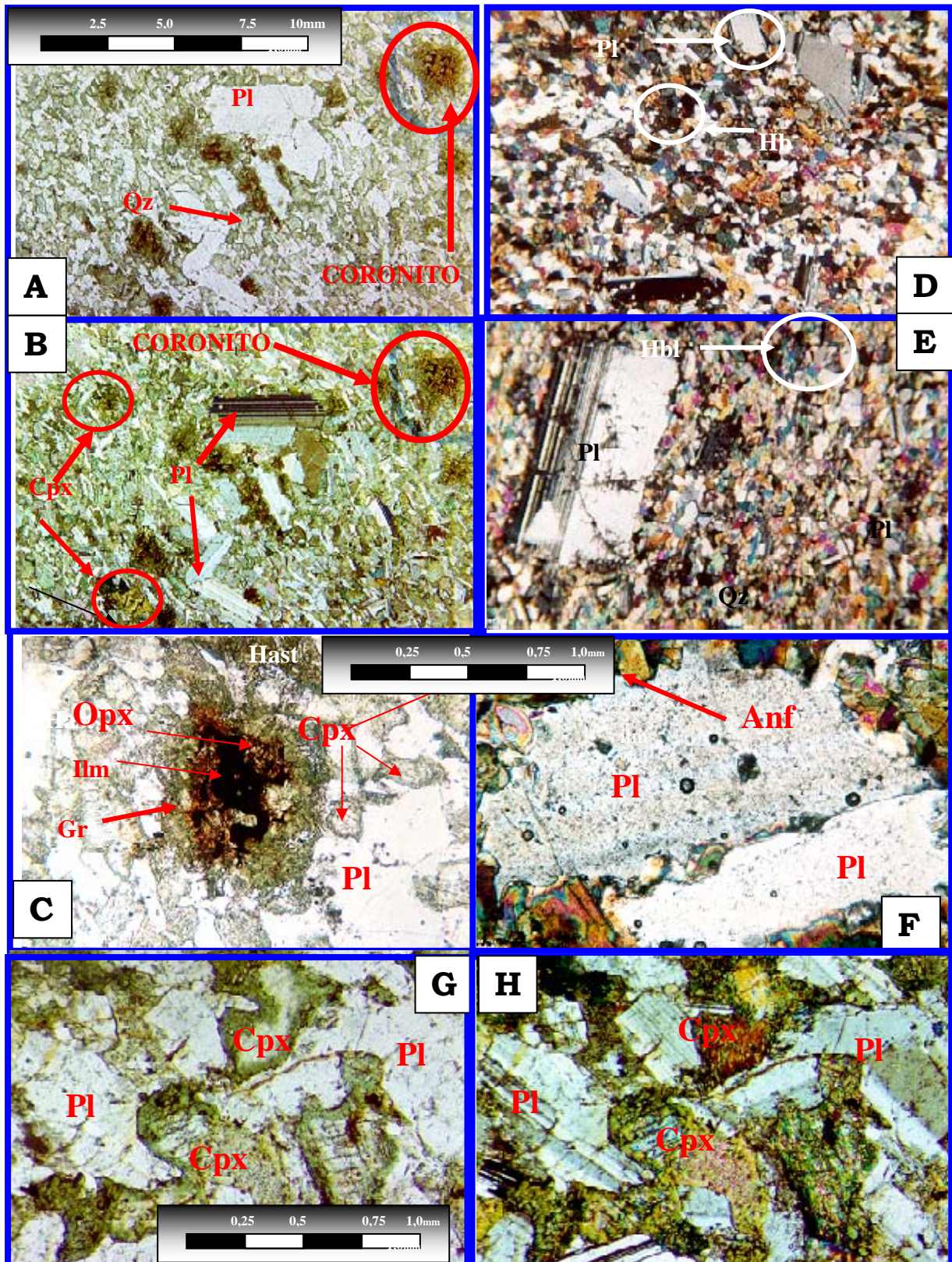
Nesta unidade são distinguíveis as rochas acamadadas mineralizadas em magnetita vanadífera e as rochas varitexturadas. As rochas varitexturadas tem ocorrência restrita ao contato dos metagabros da Zona Inferior com as rochas mineralizadas em magnetita e também no contato destas últimas com as rochas acamadadas da Zona Superior I.

O pacote mineralizado a magnetita é constituído de rochas acamadadas que compreendem as concentrações dos Alvos A e B da Fazenda Gulçari e os corpos de magnetitito acamadados lenticulares das Fazendas São José, Panorama (Novo Amparo) e Riacho do Bruni (figura 3.3).

4.6.1 Rochas Varitexturadas

Como foi exposto no Capítulo 3, ocorrem dois grupos de rochas com essa denominação . O primeiro grupo corresponde às rochas varitexturadas do tipo 1 que são caracterizadas pelas relações de inclusão de rochas de grã fina e grossa formando enclaves máficos, sills e diques. O segundo grupo compreende as rochas varitexturadas do tipo 2 que exibem padrões mais complexos de hibridização entre rochas de granularidade fina (Prancha 4.4).

PRANCHA 4.4 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DAS ROCHAS VARITEXTURADAS



PRANCHA 4.4 A –B– Texturas diabásica do microgabro de um sill composto com coronitos de granada+ortopiroxênio. C- Detalhe dos coronitos. D-E Textura granular fina com fenocristais de plagioclásio corroídos, às vezes com arranjo subtriangular. F- Detalhe das fotos A e B exibindo plagioclásio corroído com forma “amebóide”. G-H – Detalhe das relações entre plagioclásio e clinopiroxênio na textura diabásica das fotos A e B. As fotos A,B e C correspondem à amostra RB081, fotos -D-E-F e G correspondem à amostra RB103.

4.6.1.1 Rochas varitexturadas tipo 1

Mesoscopicamente essas rochas são misturas de rochas com granularidade grossa com tipos de grã fina.

A parte grossa típica é formada pelas rochas descritas na seção anterior, como sendo da Zona Inferior. Já as rochas de grã fina exibem feições comuns às rochas de bordo, quanto ao tamanho dos grãos, porém apresentam algumas texturas e minerais distintos.

As rochas de grã fina, típica de sills e diques, são maciças, de cor cinza escura esverdeada, compostas principalmente de plagioclásio, anfibólio, piroxênio e algum quartzo. A textura é inequigranular com espaços “triangulares” preenchidos pelos minerais máficos. Os enclaves (xenólitos arredondados) dessas rochas mostram gradação de tamanho dos grãos de plagioclásio que aumentam do centro para a periferia. O plagioclásio nos diques e *sills* mostram granulação mais grossa na margem dos corpos que no centro. A rocha é composta por plagioclásio (60%), tremolita (até 30%) e clinopiroxênio do tipo augita-diopsídica (15 a 10%) (Prancha 4.4, fotos A e B).

O plagioclásio é de composição de andesina a oligoclásio, homogêneo, e forma ripas de comprimento maior de até 0,5mm, num arranjo subtriangular, com raros fenocristais maiores, de comprimento atingindo até 3mm. Em seções delgadas polidas confeccionadas transversalmente ao contato *gabro grosso/gabro fino* nota-se a gradação da textura porfirítica para uma arranjo equigranular, à medida que diminui a proporção matriz/fenocristal (Prancha 4.4 fotos G e H).

O anfibólio é uma hornblenda que ocorre em grãos prismáticos de bordos retos a engrenados e forma agregados nos interstícios das ripas de plagioclásio; as dimensões variam de 0,3 a 1,2 mm e alguns dos prismas exibem bordos de reação com o plagioclásio; por vezes mostram-se biotitizados e tremolitizados.

O quartzo forma grãos xenoblásticos a hipidioblásticos finos, inclusos nos grãos de plagioclásio ou nos interstícios destes, em agregados finos poligonais.

A titanita ocorre como agregados de grãos hipidioblásticos finos associados aos aglomerados de hornblenda.

4.6.1.2 Rochas varitexturadas tipo 2

Rochas com estruturas de diques exibem coloração verde escura, granularidade fina, estrutura foliada e composta essencialmente por plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio.

Microscopicamente exhibe textura blasto-porfirítica, apresentando cristais ripiformes de plagioclásio e raramente de hornblenda com dimensões de 1,0 a 1,5 mm

que ocorrem em um mosaico muito fino e orientado de grãos de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda e quartzo (Prancha 4.4, fotos D e E).

É constituída principalmente por anfibólio(58%), plagioclásio, e algum quartzo, tendo como minerais acessórios , apatita e titanita, em concentrações menores que 1%.

O plagioclásio (An 55-65%) ocorre como raros cristais ripiformes porfiríticos com contatos retos a suturados e também como grãos poligonais, com dimensões de 0,1 a 0,3 mm com fraca alteração a mica branca. Alguns grãos de plagioclásio apresentam forte zonação composicional, outros mostram bordos irregulares, corroídos e interdigitados com anfibólio (Prancha 4.4 foto F). O clinopiroxênio, augita diopsídica, ocorre nos interstícios dos grãos de plagioclásio.

O anfibólio é do tipo hornblenda-actinolita que forma prismas porfiríticos com dimensões de 1 mm, sendo que os demais grãos são prismáticos e orientados juntamente com plagioclásio no mosaico; seus contatos são retos a suturados.

O quartzo ocorre como grãos finos poligonais ou de bordos suturados.

A titanita mostra-se como raros grânulos, muito finos, e associados aos prismas de hornblenda-actinolita.

A apatita apresenta-se como raríssimos grânulos muito finos, inclusos nos grãos de plagioclásio.

4.6.2 Rochas Mineralizadas a Magnetita

Sob esta denominação distinguem-se duas séries distintas: um pacote de rochas melanocráticas a ultramáficas (***cumulatos ultramáficos***) e outro pacote de rochas rítmicamente acamadadas que variam de leucocráticas a melanocráticas (***cumulatos predominantemente máficos***).

4.6.2.1 *Cumulatos Ultramáficos*

São rochas classificadas como cumuláticas ultramáficas metamorfasadas cujos protólitos eram constituídos de piroxênio, olivina, magnetita e ilmenita. A classificação modal inclui piroxênio-hornblendito, hornblendito, dunito e magnetitito (figura 4.2b).

Magnetita-peridotito e olivina-magnetita clinopiroxenito

Mesoscopicamente são rochas acamadadas, com bandas cinza esverdeadas claras constituídas essencialmente de prismas orientados de anfibólio, alternadas com bandas onde predomina magnetita fina. As variedades parcialmente preservadas do metamorfismo exibem grãos de olivina e piroxênio envolvidos por uma trama de grãos de óxidos de ferro, principalmente magnetita.

Microscopicamente apresentam textura grano-nematoblástica com cristais prismáticos de cumingtonita, associados a palhetas de biotita, também orientadas, segregadas em bandas que ocorrem intercaladas a massas de minerais opacos. Os espécimes preservados do metamorfismo mostram um arranjo plano-paralelo de camadas de óxidos alternadas com camadas de olivina e clinopiroxênio. Os óxidos são intergranulares aos silicatos formando uma textura em rede, que realça a forma arredondada de augita diopsídica (Prancha 4.5, fotos A,B,C,D). A composição mineralógica varia bastante segundo a composição primária da rocha e seus minerais metamórficos. Os remanescentes de protólitos preservados apresentam mineralogia composta de piroxênio (63 a 85%), olivina (5 a 20%) e óxidos de ferro (5 a 20%), que são formados por 80% de magnetita e 20% de ilmenita, em média. Nas rochas transformadas metamórficamente, ocorrem cumingtonita (5 a 40%), actinolita (5 a 50%), biotita (até 3%) e clorita (traços).

O piroxênio tem cor levemente acastanhada e ocorre em cristais prismáticos não orientados, com partição (diálaga) bem desenvolvida, impregnado de poeira de opacos e substituído por actinolita ao longo de fraturas e bordas. Tem dimensão variando de 1 a 3 mm e forma ligeiramente arredondada. Trata-se de augita-diopsídica (Prancha 4.5, fotos A, B, C e D).

A olivina é incolor, muito fraturada, serpentinizada ao longo de bordas e fraturas e encontra-se cortada e substituída principalmente por actinolita e cumingtonita. A cumingtonita é característica da alteração da serpentina na presença de olivina e óxidos de ferro, enquanto que a actinolita é típica de olivina coexistindo com piroxênio. Nas amostras mais preservadas observam-se grãos arredondados de relevo alto, com dimensão variando de 0,2 a 1,0 mm, imersos numa matriz rica em óxidos de ferro. Essas olivinas devem provavelmente tratar-se de hortonolita, variedade rica em ferro (Prancha 4.6, fotos A, B, C e D).

Os minerais opacos ocorrem em massas aparentemente indivisas segregadas em bandas intercaladas com os silicatos. Sob luz refletida é possível se distinguir grãos isotrópicos corroídos de magnetita, com textura em cárie com inclusões de grãos e lamelas exsolvidas (Prancha 4.5, fotos G e H). Os grãos exibem contato poligonal entre si sendo que a ilmenita tem contato irregular com os silicatos. A magnetita exhibe início de martitização e inclusões de ilmenita e ulvoespinélio. Os detalhes sobre as texturas de exsolução entre esses óxidos serão descritas no Capítulo 8, referente à Geologia Econômica. A granularidade é fina e suas dimensões variam em torno de 0,5–1,0 mm. Às vezes a magnetita forma “camadas” irregulares.

A titano-magnetita em algumas seções polidas mostra um processo gradativo de martitização, com transformação para uma variedade intermediária de óxido de ferro anisotrópico denominada de maghemita. A ilmenita constitui 5 a 10% dos óxidos, sob a forma de grãos inclusos na magnetita com dimensão em média 3-4 vezes menores que os grãos hospedeiros. Ocorre também sob a forma de finas lamelas exsolvidas nos anfibólios e na magnetita. A ilmenita apresenta às vezes lamelas de hematita e alteração para um mineral de cor vermelha intensa, anisotrópico com forte reflexão interna; deve tratar-se de rutilo. Detalhes sobre as texturas de exsolução serão fornecidas no Capítulo 8.

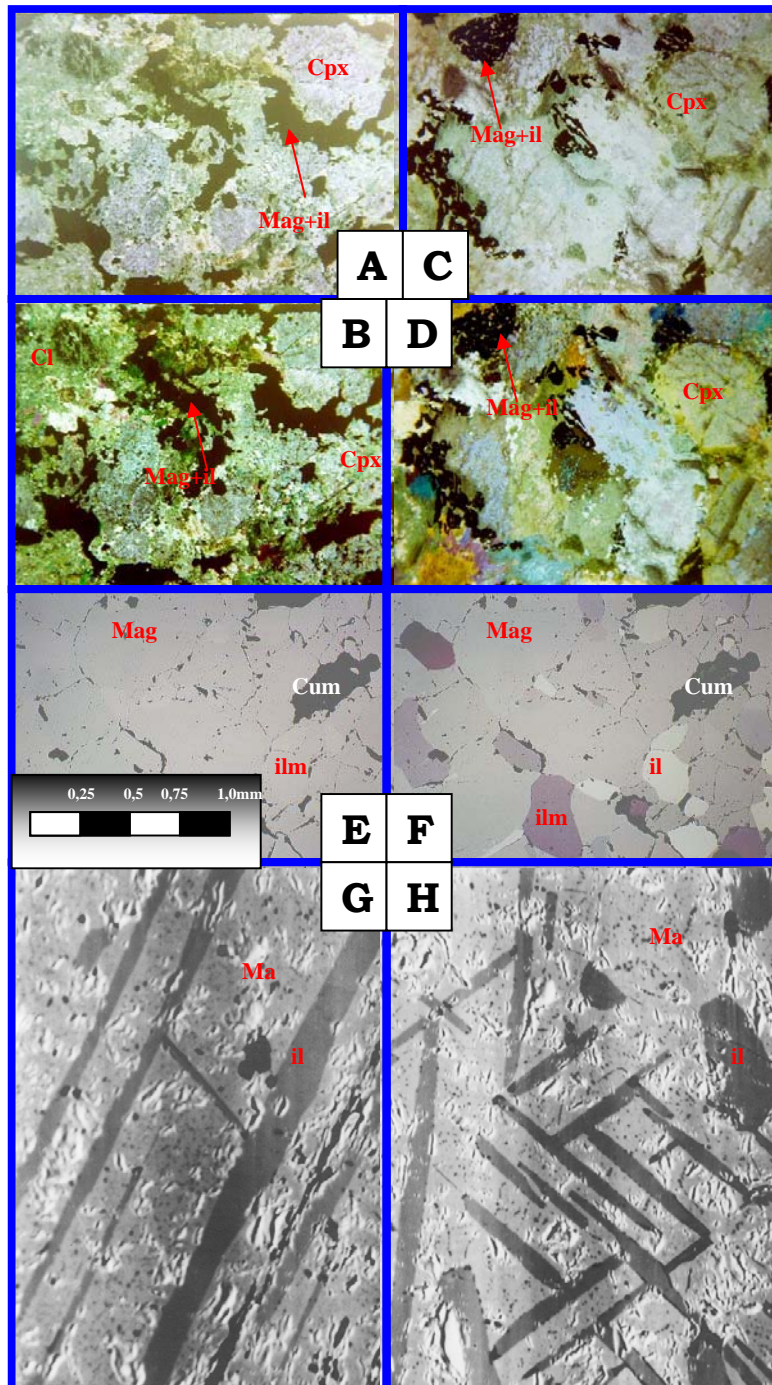
A cumingtonita ocorre em cristais prismáticos e em agregados intersticiais à massa de opacos.

A actinolita ocorre em grandes cristais fibrosos a prismáticos, não orientados, com tendência a radial, cortando a olivina. Também forma finos prismas e manchas aglomeradas ao longo das bordas e fraturas do piroxênio.

As texturas primárias com grãos de magnetita intersticiais aos silicatos sugerem que essas rochas foram formadas por acumulação gravitacional de piroxênio e óxidos de ferro. Texturas semelhantes de olivina, piroxênio, espinélio e óxidos romboédricos são descritos em vários complexos acamadados. Exemplos clássicos são rochas harzburgíticas com cromita disseminada descritas nos Complexos de Stillwater (Hess, 1989), Rhum (Wager and Brown 1967), Bushveld, entre outras intrusões acamadadas, aonde texturas cumulares de olivina e piroxênio abrigam cromita de cumulus e pós-cumulus em rochas denominadas de heteradcumulatos. Assim, segundo a nomenclatura de Wager & Brown (1967) e baseando-se na proporção de piroxênio e olivina, pode-se designar essas rochas de heteradcumulatos. Nesta denominação olivina e augita seriam os primocristais, ou cristais de *cumulus*, enquanto que os óxidos, principalmente magnetita, seriam *pós-cumulus*. Dessa maneira, esses cumulatos ultramáficos podem ser designados de olivina-clinopiroxênio cumulatos.

Segundo a classificação de Le Maitre (1989), essas rochas poderiam ser alternativamente classificadas como cumingtonita-magnetita xisto (meta-peridotito), e meta-olivina-magnetita piroxenitos.

PRANCHA 4.5 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS CUMULATOS ULTRAMÁFICOS (I)



PRANCHA 4.5 – A –B – Textura mesocumular de clinopiroxenito cloritizado com magnetita e ilmenita intercumular (B) Com polarizador, amostra RB107.
C-D - Textura adcumular de clinopiroxenito, amostra FGA38-04, (D) nicóis cruzados. **E-F –** Magnetita-ilmenita adcumulato inequigranular, luz refletida
G-H – Imagens obtidas por microscópio eletrônico de varredura (MEV) das texturas de exsolução de ilmenita em magnetita; (G) Textura sanduíche e (H) textura em treliça. Note glóbulos pretos de córindon e grãos exsolvidos de ilmenita. Aumento 300X.

Magnetitito

É uma rocha preta de grã fina a média, maciça, às vezes bandada, exibindo pontuações verde amareladas a esbranquiçadas que, quando intemperizadas, constituem argila avermelhada. Microscopicamente exhibe um mosaico aparentemente granular de minerais metálicos e ganga. A composição mineralógica varia desde 55% a 100% de óxidos, com a predominância de magnetita (85%) e ilmenita subordinada (até 15% dos óxidos) (Prancha 4.5, fotos E e F). A ganga varia de 5 a 45% da rocha e é constituída de olivina geralmente serpentinizada ou piroxênio (augita) parcial a totalmente cloritizado, intersticial e tipicamente intercumular. A ganga pode também formar bandas submilimétricas a milimétricas que definem acamadamento ígneo.

A titano-magnetita ocorre em grãos fraturados e arranjados em mosaico com contato poligonal curvo com a ilmenita, com a ganga e entre si; exhibe inclusões de ilmenita e minerais da ganga. A granularidade é fina a média com dimensões variando em torno de 0,5 –3,0mm.

A ilmenita exhibe-se como grãos individuais xenomórficos de 0,2 a 0,5mm de diâmetro formando um mosaico policristalino com a magnetita e ganga. Ocorre também como várias formas de intercrescimento dentro dos cristais de magnetita. A ilmenita granular é mais comum no minério com pouco silicato. A relação de tamanho de grãos de magnetita-ilmenita geralmente é 3:1, ou seja, nos magnetititos maciços a magnetita atinge até 3mm enquanto a ilmenita tem até 1mm (Prancha 4.5 E e F).

A olivina forma lâminas nas quais perfaz até 30% do volume. Tem formato granular estando muito fraturada e serpentinizada. A olivina nos magnetititos apresenta-se num mosaico de magnetita+ilmenita equigranular, em textura heteradcumular. Nas faixas maciças a olivina é rara e a ganga é formada por actinolita, cumingtonita e clorita e a magnetita passa a ser o mineral predominante, constituindo 80% dos óxidos. Nesse caso o contato entre os óxidos é curvo, formando ângulos diedros de 120 graus.

Texturas de exsolução são comuns nos óxidos de ferro-titânio, destacando-se as texturas em “sanduíche” e treliça e exsolução clássica de ulvoespínélio em magnetita (Prancha 4.5, fotos G e H). A ilmenita forma intercrescimento tipo sanduiche, onde largas lamelas crescidas ao longo dos planos (111) da magnetita são interpretadas como resultado de exsolução/oxidação da solução sólida magnetita – ulvoespínélio (Prancha 4.5, foto G). Outro arranjo lamelar da ilmenita em magnetita é a textura em treliça onde as lamelas de ilmenita estão entrelaçadas e ocupam os planos (111) da magnetita.

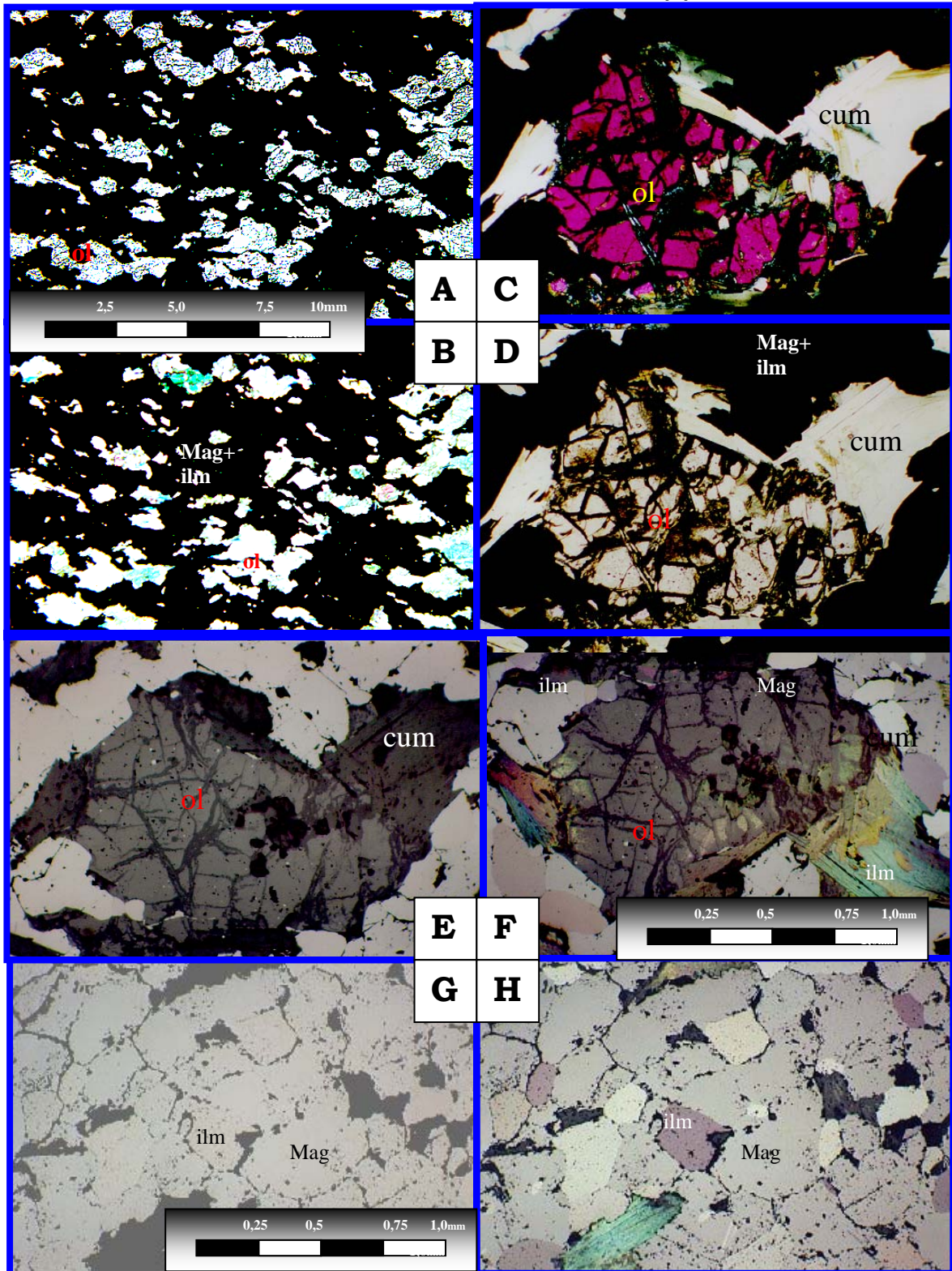
Ocorrem também sulfetos, arsenietos e minerais do grupo da platina (**MGP**), entre outros acessórios, inclusos nos óxidos ou na ganga, perfazendo em torno de 1% da rocha; estes serão descritos nos capítulos 8 e 9, referentes à geologia econômica.

4.6.2.2 - Cumulatos Máficos

Essas rochas recebem essa denominação por apresentarem texturas cumuláticas e índice de cor inferior a 60% para a maioria das camadas dessa unidade. Mesoscopicamente são rochas que apresentam acamadamento ígneo de pequena escala, ou centimétrica, aonde se identificam alternância de rochas anortosíticas, gabróicas, melanogabróicas e piroxeníticas. A proporção de minerais claros predomina sobre os escuros, mas lâminas ultramáficas milimétricas de magnetitito e piroxenito podem também ocorrer. As texturas de acumulação são típicas de rochas cumuláticas; ocorrem duas ou mais fases de cúmulus, confinadas em finas camadas. Em algumas lâminas delgadas pode-se observar variações mineralógicas gradacionais em escala submilimétrica, caracterizando acamadamento modal, com gradação também no tamanho de grão ou *modally graded layering*. As camadas podem variar de milimétricas a decimétricas (Prancha 4.7).

Os cumulatos máficos de composição anortosítica-gabróica exibem plagioclásio euédrico a subédrico como fase principal de cúmulus. Uma das características observadas é a extinção conjunta dos grãos paralela à direção da camada (laminação ígnea), que sugere a formação de camadas com grãos orientados cristalograficamente (Prancha 4.7, fotos A e B). Nesses gabros, clinopiroxênio transformado em hornblenda, é o mineral intercúmulus, que aumenta de proporção e tamanho, passando a formar um clinopiroxenito (diopsidito) com plagioclásio intercumular (Prancha 4.7, fotos A, B, C e D). Nas camadas ricas em clinopiroxênio, às vezes ocorre magnetita, com textura em corrente (*chain texture*), formando a segunda fase de cúmulus, caracterizando essa camada como *clinopiroxenio-magnetita cumulato* (Prancha 4.7, fotos E e F). A textura em corrente foi interpretada por Wager & Brown (1967) como sendo produzida por acumulação gravitacional de cromita e olivina, na qual as cromitas parecem “atraírem-se umas às outras”. De uma maneira geral, os piroxênios exibem ângulos diedros de 120°, às vezes confundidos com poligonização resultante do arranjo retilíneo dos pseudomorfos de anfibólio (Prancha 4.7, fotos E, F, G, e H). Essa poligonização observadas em raros testemunhos de rocha do Alvo A da Fazenda Gulçari são as evidências de aumento de grau metamórfico nas rochas do SRJ superiores ao Facies granulito que coexistem com texturas e paragênese do facies anfibolito e xisto verde.

PRANCHA 4.6 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS CUMULATOS ULTRAMÁFICOS (II)



PRANCHA 4.6 – A –B – Textura de *cumulus* de olivina+magnetita e ilmenita (B) - Com polarizador. C-D - Detalhe das olivinas com cumingtonita de A, B. (C) Luz polarizada cruzados. E-F – Mesmo campo de C-D com luz refletida mostrando olivina envolvida por grãos de ilmenita e magnetita equigranulares. (F) Com polarizador. G-H – Magnetita-ilmenita adcumulato equigranular, na zona rica em olivina (H) Luz refletida com polarizador. Amostra do furo FGA07 38,10 metros da Seção LL', Alvo A – Fz. Gulçari

4.7 - Zona Superior

Nesta zona a petrografia das rochas do **S.R.J.** exibe características texturais e mineralógicas distintas das demais unidades da intrusão. As rochas desta zona mostram acamadamento ígneo reorientado pela deformação tectônica e recristalização metamórfica. As duas subzonas serão descritas petrograficamente de maneira a ressaltar os aspectos primários poupados pela deformação e metamorfismo.

4.7.1 - Zona Superior I

Esta zona foi dividida no capítulo anterior em duas subunidades, que serão descritas a seguir. A primeira é melanogabróica a gabróica com acamadamento em pequena escala e a segunda é constituída por rochas leucogabróicas a gabróicas com intercalações de metapiroxenitos.

4.7.1.1 Zona Superior Ia

Nesta subunidade predominam rochas melanocráticas intercaladas com rochas mesocráticas de composição gabróica.

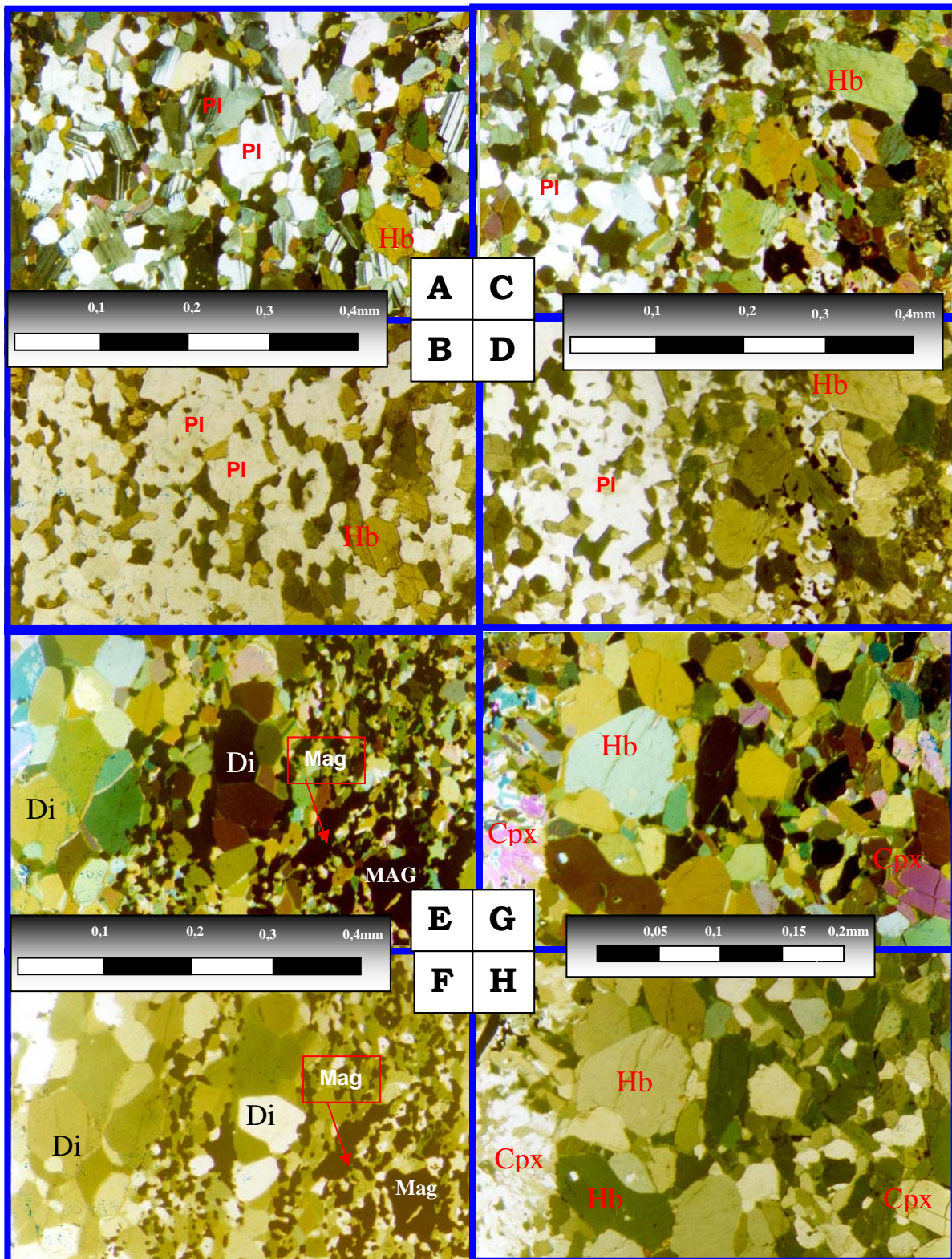
Os gabros tem coloração verde escura, grã fina, estrutura foliada e composição essencial de plagioclásio e anfibólio. Apresentam textura blasto-porfirítica com frequentes cristais ripiformes de plagioclásio e raros de hornblenda com dimensões de 1,0 a 1,5 mm em um mosaico muito fino e orientado de grãos de plagioclásio, hornblenda e quartzo.

O plagioclásio constitui 39 a 48% da rocha e ocorre como cristais ripiformes porfiríticos com contatos retos a suturados. O plagioclásio apresenta-se também como grãos poligonais com dimensões de 0,1 a 0,3 mm, constituintes do mosaico com fraca alteração a mica branca. Alguns dos grãos apresentam zonação composicional.

A hornblenda-actinolita representa de 42 a 59% dessa rocha e constitui prismas blasto-porfiríticos com dimensões de 1mm, sendo que os demais grãos são prismáticos e orientados juntamente com plagioclásio no mosaico mais fino; seus contatos são retos a suturados.

O quartzo se apresenta como grãos finos poligonais ou de bordos suturados integrantes do mosaico. A titanita ocorre em raros grânulos acessórios muito finos e associados aos prismas de hornblenda-actinolita. A apatita forma grânulos muito finos e inclusos nos grãos de plagioclásio. Grãos finíssimos de minerais opacos, representados principalmente por ilmenita, ocorrem associados aos anfibólios.

PRANCHA 4.7 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS CUMULATOS MÁFICOS



PRANCHA 4.7 – A –B – Textura cumular de plagioclásio+cpx (anfíbólio), (A) Com polarizador. C-D - Detalhe do plagioclásio + cpx cumularo em contato com cpx cumularo contendo plagioclásio intercumular. (C) com polarizador. E-F – Cpx cumularo em contato com magnetita-cpx cumularo. (E) com polarizador. G-H – Clinopiroxenito (anfíbolitizado), acumularo com acamadamento gradado, (G) com polarizador. Amostra PG-40-07 furo FGA-40 -10, Seção JJ', Alvo A- Fazenda Gulçari.

4.7.1.2 Zona Superior Ib

As rochas dessa subunidade são caracterizadas por serem melanocráticas e por apresentar intercalações de rochas mesocráticas de composição gabróica em bandas milimétricas a centimétricas. As bandas claras são compostas predominantemente por plagioclásio, enquanto as escuras são constituídas predominantemente de anfibólio e óxidos de ferro.

Microscopicamente exibem textura nematoblástica ditada pela orientação dos anfibólios. A composição modal das bandas claras mostra plagioclásio (An₃₅) num mosaico poligonizado. As bandas escuras exibem anfibólio cinza claro da família da cumingtonita-grunerita, com dimensões de 1,0 a 1,5mm. Apresentam também granada e biotita e intercrescimento de quartzo e epidoto.

Os óxidos são predominantemente formados por magnetita e ilmenita; esta última ocorre como lamelas exsolvidas no anfibólio ou como grãos de exsolução externa aos grãos de magnetita.

A composição modal das bandas gabróicas é de plagioclásio (40 a 43%), anfibólios (55%) e minerais opacos (6%) (magnetita e ilmenita).

4.7.2 Zona Superior II

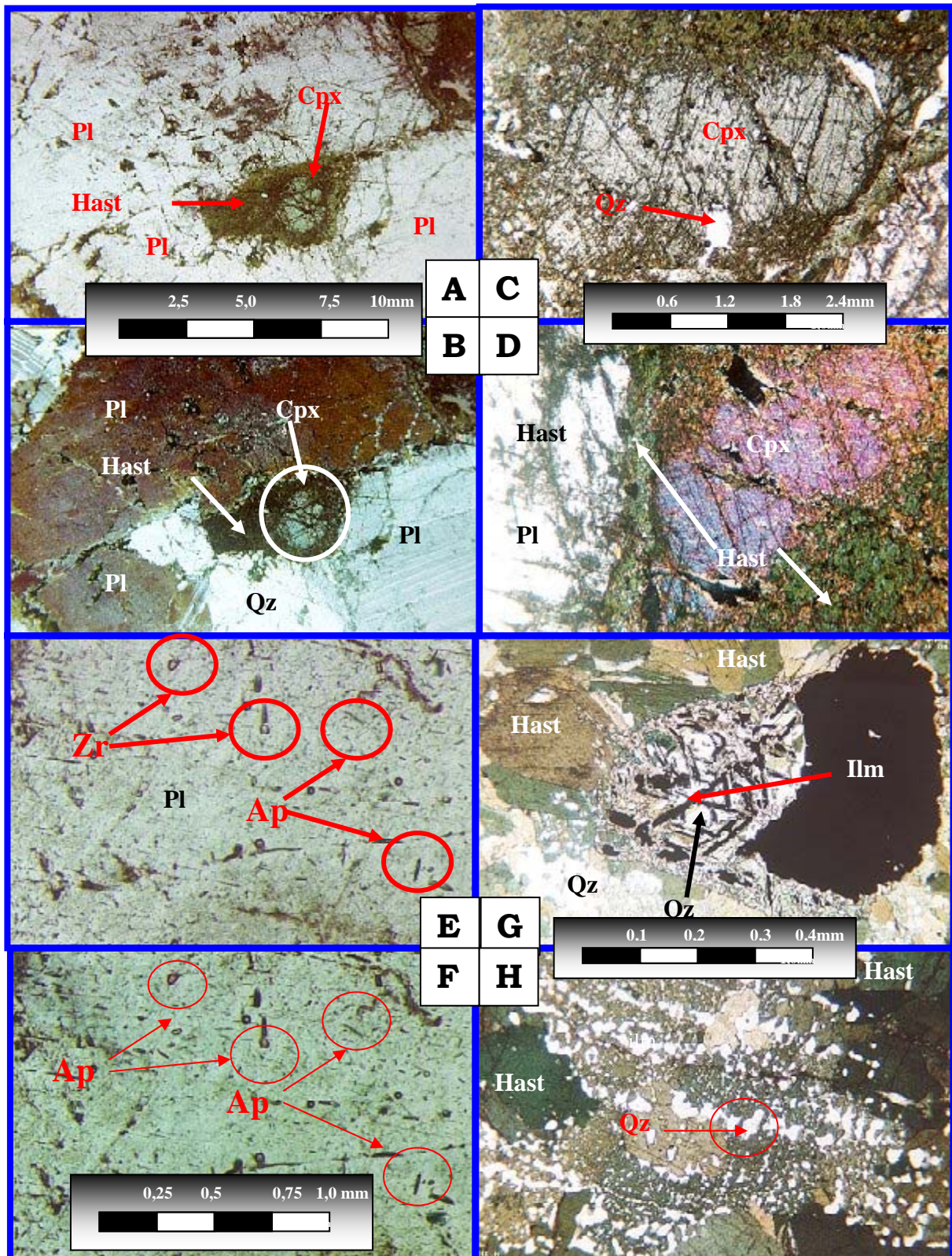
Gabros grossos, gabros glomero-porfíricos, piroxenitos, leucogabros e anortositos compõem esta unidade, que é caracterizada principalmente pela abundância relativa de plagioclásio e pela granularidade grossa de seus minerais (Prancha 4.8).

4.7.2.1 Zona Superior Ila

Gabros grossos, gabros glomero-porfíricos e piroxenitos.

O primeiro grupo caracteriza-se pela ocorrência de rochas gabróicas grossas com cristais de plagioclásio em forma de lâminas (blade) ou placas de até 5 cm de comprimento (Prancha 4.8, A e B). Essas placas estão separadas por espaços intergranulares ocupados por anfibólios de cor azulada aonde é possível se identificar núcleos de piroxênio que sobreviveram à anfibolitização. Estes piroxênios apresentam coroas de anfibólios de várias espessuras; estima-se que os grãos originais tinham em média 1 cm (Prancha 4.8, foto B). As placas de plagioclásio definem horizontes plano-paralelos conferindo um arranjo acamadado para essas rochas. Admitindo-se que estes cristais de plagioclásio são de *cumulus* e como a proporção de material (minerais) de *pós-cumulus* nestas rochas é superior a 25%, estas rochas podem ser designadas de *ortocumulatos*. Já os grãos intercumulares de piroxênio podem ser denominados de *oikocristais quando poiquilíticos*.

PRANCHA 4.8 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS LEUCOGABROS E ANORTOSITOS DA ZONA SUPERIOR



PRANCHA 4.8 – A – B – Textura intercumular de augita em plagioclásio com coroa de anfibólio (B) nicóis cruzados. **C-D -** Detalhe do clinopiroxênio de A e B, (D) nicóis cruzados. **E-F –** Mesmo plagioclásio de A e B mostrando inclusões de zircão e apatita. (F) nicóis cruzados. **G–** Intercrescimentos de ilmenita e anfibólio. **H–** Intercrescimentos de quartzo e anfibólio. Fotos A-B-C-D-E-F correspondem à amostra RB009 e fotos G-H à amostra RB20.

Gabros glomero-porfiríticos e piroxenitos

Mesoscopicamente os gabros glomero-porfiríticos são rochas de grã média com agregados de cristais de granularidade grossa perfazendo 5 a 10% da rocha. Esses agregados são formados por cristais de plagioclásio orientados radialmente definindo uma textura glomero-porfirítica. Nos aglomerados os cristais de plagioclásio atingem até 7,5mm. Texturas semelhantes foram observadas por Myers (1994) em rochas anortosíticas da intrusão de Fiskenaesset, na Groelandia, denominadas de plagioclásio em flocos de neve (*snow flake*), atribuídas a resfriamento rápido do plagioclásio num meio menos quente que dos primocristais.

Ocorrem também, associados a esses gabros, faixas de rochas piroxeníticas com bandas alternadas de anfibólio azul de granularidade média com lâminas finas, de 0,3 mm de espessura, ricas em ortopiroxênio e magnetita (Prancha 4.8, foto C). A composição modal dessa rocha consiste plagioclásio (28%), anfibólio (63%) e grãos opacos (9%). As rochas mais ricas em anfibólios apresentam até 70% deste mineral, apenas 7% de plagioclásio e um aumento no teor de opacos (para 2%). Essas rochas mais ricas em anfibólio foram classificadas como magnetita - piroxênio hornblenditos. Elas mostram uma textura grano-nematoblástica, com lâminas individualizadas ricas em óxidos, remanescentes de acamamento ígneo.

Anortosito

Ao microscópio, as rochas anortosíticas desta unidade exibem textura granular, à base de cristais tabulares grossos de plagioclásio saussuritizado. Esses cristais formam uma trama irregular, tendo os interstícios ocupados por intercrescimentos de augita+anfibólio. Outros cristais de plagioclásio exibem bordos poligonizados. Ocorrem também vênulas de epidoto. Cristais acessórios de apatita ocorrem inclusos no plagioclásio. A composição modal dessa rocha exibe 62 a 93% de plagioclásio (An65), pouca augita uralitizada (5%), epidoto e apatita acessória. Nos espécimes mais ricos em anfibólio, hastingsita pode variar de 5 a 30%. Observa-se também quartzo poligonal em agregados finos, intercrescidos com titanita nos interstícios do plagioclásio. Os anfibólios também apresentam inclusões de titanita e magnetita.

4.7.2.2 Zona Superior IIb

Como foi exposto no Capítulo 3, esta unidade apresenta rochas de granularidade grossa, de composição leucogabróica a anortosítica, que predominam sobre rochas melanogabróicas de grã média.

Anortositos

Devido à granularidade grossa, os detalhes mesoscópicos dessas rochas são importantes sob o ponto de vista textural, enquanto os aspectos microscópicos evidenciam as características dos seus minerais formadores. Apresentam textura granular, com cristais tabulares, grossos, de plagioclásio formando uma trama irregular tendo nos interstícios agregados do anfibólio com abundantes exsoluções de magnetita e titanita vermiculares, além de inclusões de microcristais poligonais de albita. Apresentam também cristais acessórios bem desenvolvidos de apatita associados aos minerais máficos. O anfibólio encontra-se levemente substituído por biotita (Prancha 4.8, fotos G e H).

Leucogabros

Apresentam textura granular onde cristais grossos tabulares de plagioclásio saussuritizado formam trama irregular tendo nos interstícios agregados de anfibólio associados a manchas de titanita. O anfibólio apresenta inclusões poligonais de quartzo. Vênulas de epidoto e quartzo cortam irregularmente a rocha, formando ainda bolsões associados aos minerais máficos. A composição dessas rochas mostra plagioclásio(60%), anfibólio(20 a 37%), titanita(até 10%), óxidos(até 3%) e traços de apatita.

Melanogabros

Essas rochas diferem dos leucogabros e anortositos pela menor dimensão dos seus grãos e pela maior proporção de minerais máficos.

As texturas identificadas correspondem a tramas cumulares de plagioclásio e anfibólio pseudomórfico sobre clinopiroxênio, onde ambas as fases aparentam ser de cúmulus. A nomenclatura mais apropriada para essas rochas seria plagioclásio-clinopiroxênio cumulato. A composição mineralógica observada consiste de plagioclásio (cerca de 36%), anfibólio (60%) (pargasita), com magnetita compondo 3% da rocha. Quantidades inferiores a 1 % de apatita e titanita ocorrem inclusas no plagioclásio e anfibólio, respectivamente.

Cristais tabulares bem desenvolvidos de plagioclásio em textura granular formam uma trama irregular, tendo interstícios preenchidos por agregados de anfibólio associados a titanita e a grãos opacos e abundantes inclusões de quartzo poligonal. O anfibólio encontra-se parcial ou totalmente substituído por biotita + magnetita (titano-magnetita). Vênulas de epidoto + quartzo cortam irregularmente as rochas. O plagioclásio encontra-se fortemente saussuritizado.

A composição mineralógica dessas rochas é representada por plagioclásio(54 a 73%), anfibólio(20 a 30%) e quartzo(até 7% da rocha). Quantidades inferiores a 1% de apatita, epidoto, biotita e titanita podem também ser observadas.

Em alguns afloramentos é bastante marcante a presença de cristais tabulares grossos de plagioclásio que formam uma trama irregular tendo nos interstícios agregados de grãos de clinopiroxênio (augita) manteados por coroas de anfibólio (Prancha 4.8, fotos A, B, C e D). É também comum nessas rochas a presença de abundantes exsoluções de magnetita e titanita vermiculares, além de inclusões de microcristais poligonais de albita (Prancha 4.8, fotos G). Cristais bem desenvolvidos de apatita acessória ocorrem associados aos máficos.

4.7.2.3 Zona Superior Ilc

Os anortositos, rochas abundantes na Zona Superior, são característicos desta subunidade, e naturalmente guardam as características mesoscópicas comuns às rochas similares das outras subunidades da Zona Superior.

Ao microscópio, exibem textura granular com cristais tabulares bem desenvolvidos, não orientados de plagioclásio. Apresentam nos interstícios agregados de anfibólio associados a quartzo fino poligonal ou mimerquítico. O quartzo preenche ainda alguns interstícios entre grãos de plagioclásio e forma placas irregulares. “Gotículas” de titanita ocorrem inclusas no anfibólio, enquanto apatita acessória ocorre como cristais prismáticos alongados inclusos no plagioclásio.

Os anortositos, quando associados a corredores de deformação, aparecem como um gnaisse de composição anortosítica. Esses gnaisses apresentam textura granoblástica, onde cristais poligonais equidimensionais de albita e microclina formam um perfeito mosaico em lentes estiradas com agregados de quartzo intercalados. Agregados de anfibólio com titanita e opacos associados ocorrem nos interstícios do mosaico. Cristais maiores de plagioclásio saussuritizado parecem ser remanescentes de recristalização parcial. Nesse caso, a composição mineralógica remanescente do protólito anortosítico, inicialmente com cerca de 80% de plagioclásio, passa ter 68% e sofre a conseqüente adição de quartzo (7%) e microclina(5%) (Prancha 4.8 H). O teor de anfibólio também aumenta, passando de 16 para 20%. A apatita em algumas seções delgadas desses anortositos chega a compor até 10% dos grãos de plagioclásio hospedeiro ou 5% da montagem (Prancha 4.8, fotos E e F). Cristais prismáticos de zircão ocorrem inclusos no plagioclásio e subordinadamente nos espaços intergranulares, sempre em concentrações menores que 1% (Prancha 4.8, fotos E e F).

4.8 Comentários Sobre a Petrografia

a- Rochas de Bordo

Devido à granularidade fina e a textura intergranular, essas rochas deveriam ser denominadas de diabásio, mas como fazem parte de uma extensa intrusão gabróica, adota-se o nome microgabro. O arranjo intergranular definido pelas ripas de plagioclásio formando triângulos com interstícios ocupados por augita diopsídica é interpretado como indício de que a ordem de cristalização seria:

Plagioclásio ⇒ augita + plagioclásio.

As transformações metamórficas observadas no piroxênio em contato com plagioclásio indicam um processo de anfibolitização provocado pela instabilidade do primeiro na presença de água segundo a seguinte reação:

augita-diopsídica+plagioclásio+H₂O → tremolita-actinolita+quartzo.

Em algumas amostras observa-se a presença de microveios de calcita, quartzo e albita recristalizada. Isso é explicável pelo fato de que um piroxênio muito cálcico está envolvido na produção de anfibólio cálcico bastante magnésiano; como algum excesso de cálcio não será aproveitado pelos silicatos, algum carbonato seria produzido na reação.

b- Zona Inferior

As características texturais e mineralógicas principais das rochas da Zona Inferior são a mineralogia primária formada por clinopiroxênio e plagioclásio variando de proporção e tamanho de grão, o que pode indicar um vetor de cristalização. Este vetor sugere que a granularidade do plagioclásio aumenta de oeste para leste, no sentido da Zona de Transição, enquanto o teor de plagioclásio diminui neste mesmo sentido. Outro ponto importante é a ausência de óxidos de ferro e titânio (magnetita e ilmenita) nestas rochas, o que pode indicar que os componentes ferromagnesianos foram incorporados apenas nos silicatos.

O cenário que mais se assemelha a esta situação seria uma cristalização das rochas de bordo a partir da margem resfriada dessa zona, enquanto um ***mush*** cristalino rico em plagioclásio cristaliza em equilíbrio com piroxênio. Este cenário favorece o aumento de máficos para leste, deixando as rochas de oeste mais leucocráticas e mais finas, até que os minerais máficos comecem a predominar, produzindo uma transição completa de leucogabros até gabros e melanogabros da Zona de Transição.

As transformações metamórficas principais nesta zona correspondem à anfibolitização, responsável pela produção de hornblenda e quartzo, como produto de reação de plagioclásio e clinopiroxênio. Outro produto importante é a biotita, resultado

da alteração de anfibólio. Finalmente, a saussuritização dos plagioclásio com produção de epidoto é um fenômeno pervasivo nesta zona e nas rochas de bordo, que marca um evento metamórfico retrógrado de fácies xisto verde sobre as paragêneses metamórficas do fácies anfibolito.

c - Rochas Varitexturadas

As rochas varitexturadas do tipo 1, granulares grossas e de composição gabróica, dividem características petrográficas com leucogabros e gabros da Zona Inferior, enquanto as rochas varitexturadas de grã fina são petrograficamente similares às rochas de bordo. Já as rochas varitexturadas do tipo 2, são *a priori*, bastante singulares pois mostram características de hibridização *sensu strictu*. Uma provável evidência disso são os grãos de plagioclásio zonado de forma “amebóide”, exibindo evidência de corrosão por reação com o magma formador da matriz envolvente.

É possível, a nível microscópico, discriminar as rochas diabásicas, comuns aos dois tipos de rochas varitexturadas e as rochas híbridas que exibem matriz diabásica e fenocristais grossos. Os fenocristais parecem ter sido capturados das encaixantes mostrando que houve mistura de magmas com diferentes proporções de cristais em relação ao líquido remanescente. O diabásio é caracterizado por ter duas populações de plagioclásio. Esta observação permite especular que a colocação do magma progenitor do diabásio teria ocorrido num *mush* que continha uma população de cristais de tamanho maior que o da futura matriz desse diabásio. Isto significa dizer que o magma original do diabásio pode ter intrudido o magma da Zona Inferior, capturando cristais do *mush* cristalino.

O metamorfismo das rochas varitexturadas mostra que elas foram seletivamente transformadas. As rochas do tipo 1 mostram metamorfismo característico da Zona Inferior, com formação de anfibólio a partir plagioclásio+clinopiroxênio, provavelmente na presença de água, resultando na formação de tremolita+quartzo. Já as rochas varitexturadas tipo 2 exibem, além da anfibolitização, complexos intercrescimentos simplectíticos, que resultaram na formação de coronitos. Esses coronitos exibem intrescimentos de granada, titanobiotita, ilmenita e ortopiroxênio, que indicam condições metamórficas um pouco mais severas.

d - Cumulatos Máficos e Ultramáficos

Devido às características das rochas ricas em plagioclásio, típicas de acumulação magmática, pode-se admitir a possibilidade de tratar-se de cumulatos de flotação, próximo ao topo de zona de cristalização. Baseado na proximidade geológica dos cumulatos máficos, sugere-se que os cumulatos ultramáficos, ao serem

depositados, poderiam se associar à flotação de plagioclásio da zona de deposição, levando-o para porções situadas acima da zona de cristalização. Este tipo de movimento, talvez relacionado a convecção composicional, poderia explicar a organização em camadas dos cumulos máficos, como também o arranjo intergranular de magnetita+ilmenita e piroxênio+olivina dos cumulos ultramáficos.

A granularidade da magnetita, de 0,5mm nos dunitos e piroxenitos, contrasta com o tamanho dos grãos desse mineral nos magnetitos, onde atinge até 3mm. Este aumento de granularidade em camadas monominerálicas é geralmente explicado por crescimento de grãos pequenos em contato com outros grãos por dissolução dos menores num processo conhecido na literatura como sinterização (*Ostwald ripening* ou *annealing*). Este processo é citado como responsável pelo aumento da granularidade da magnetita do Complexo de Bushveld (Reynolds, 1985; Cawthorn e Molineux, 1986). Esse sobrecrecimento é de ocorrência a temperaturas subsólidas.

Outro processo de crescimento de grãos é relacionado ao arredondamento de grãos subsequente ao contato por coalescência. Neste caso, após o contato há uma reprecipitação por dissolução nas bordas e grãos maiores crescem incorporando os grãos menores que tendem a desaparecer por dissolução. Este processo culmina com a eliminação da porosidade da rocha e empacotamento de grãos com ângulo diedro máximo de 120°, considerado como de maior equilíbrio (Hunter, 1989). Este processo pode explicar a forma arredondada dos grãos de olivina, clinopiroxênio e magnetita nos cumulos máficos e ultramáficos.

As variações de granularidade entre olivina e/ou clinopiroxênio em relação à magnetita e ilmenita (*sorting*) também podem ser explicadas por assentamento gravitacional segundo a *lei de Stokes*², onde o tamanho das partículas propício a vencer a inércia oposta pela viscosidade do líquido é função da densidade. Utilizando os dados de Wager & Brown (1967) para olivina, augita e magnetita descenderem a uma mesma velocidade num magma básico (densidades: magma = 2,58; olivina = 3,70, augita = 3,28 e magnetita = 4,92) e resolvendo-se a lei de Stokes para um valor fixo de velocidade, teríamos que a proporção de tamanho para esses minerais seria de 2:1 em favor da augita e olivina. Ou seja, a olivina e augita teriam o dobro do raio das partículas de magnetita. Como nos magnetita-ilmenita cumulos exibidos na Prancha 4.6 as olivinas apresentam relação de tamanho de 3:1 em relação aos óxidos (foto A e B) e como os grãos são arredondados e coalescem em angulo de maior repouso, sugere-se que a granularidade desses cristais de olivina e clinopiroxênio passou por um

² *lei de Stokes*, ($V=2/gr^2(d_2-d_1/9\eta)$) onde "r" é o raio da esfera que "cai", "g" é aceleração da gravidade, ds-dl é a diferença de densidade entre a partícula e o meio e "η" é a viscosidade do líquido em poises.

processo de sobrecrecimento pós-deposicional. Este processo poderia ter resultado no crescimento adcumulático.

As rochas dessa unidade apresentam como característica o bandamento ígneo caracterizando microritmitos meso-melanocrático típicos de acamadamento de microescala. Como foi abordado no Capítulo 3, essas estruturas poderiam ocorrer como cristalização em teto de câmara magmática.

As seções delgadas mostram também uma forte recristalização dessas rochas, que em afloramento formam superfícies oblíquas ao acamadamento. Assim, essas rochas que às vezes tem aspecto gnaissico, foram fortemente recristalizadas, o que sugere que alguns dos espécimes estudados correspondem a milonitos. Os espécimes preservados guardam alguma semelhança com os cumulatos máficos da Zona de Transição e também com as rochas acamadadas da Zona Superior Ia.

4.9 Comentário Final

Os dados petrográficos fornecem elementos texturais e dados de mineralogia descritiva coerentes com as divisões das unidades e subunidades identificadas no Capítulo 3. Dessa maneira, as variações na mineralogia permitem discriminar os tipos de rocha de cada zona que servirão de base para os estudos de química mineral e de litogeoquímica.

A figura 4.3 exhibe a distribuição das principais fases estudadas nesse capítulo e as suas zonas segundo a estratigrafia do *sill*.

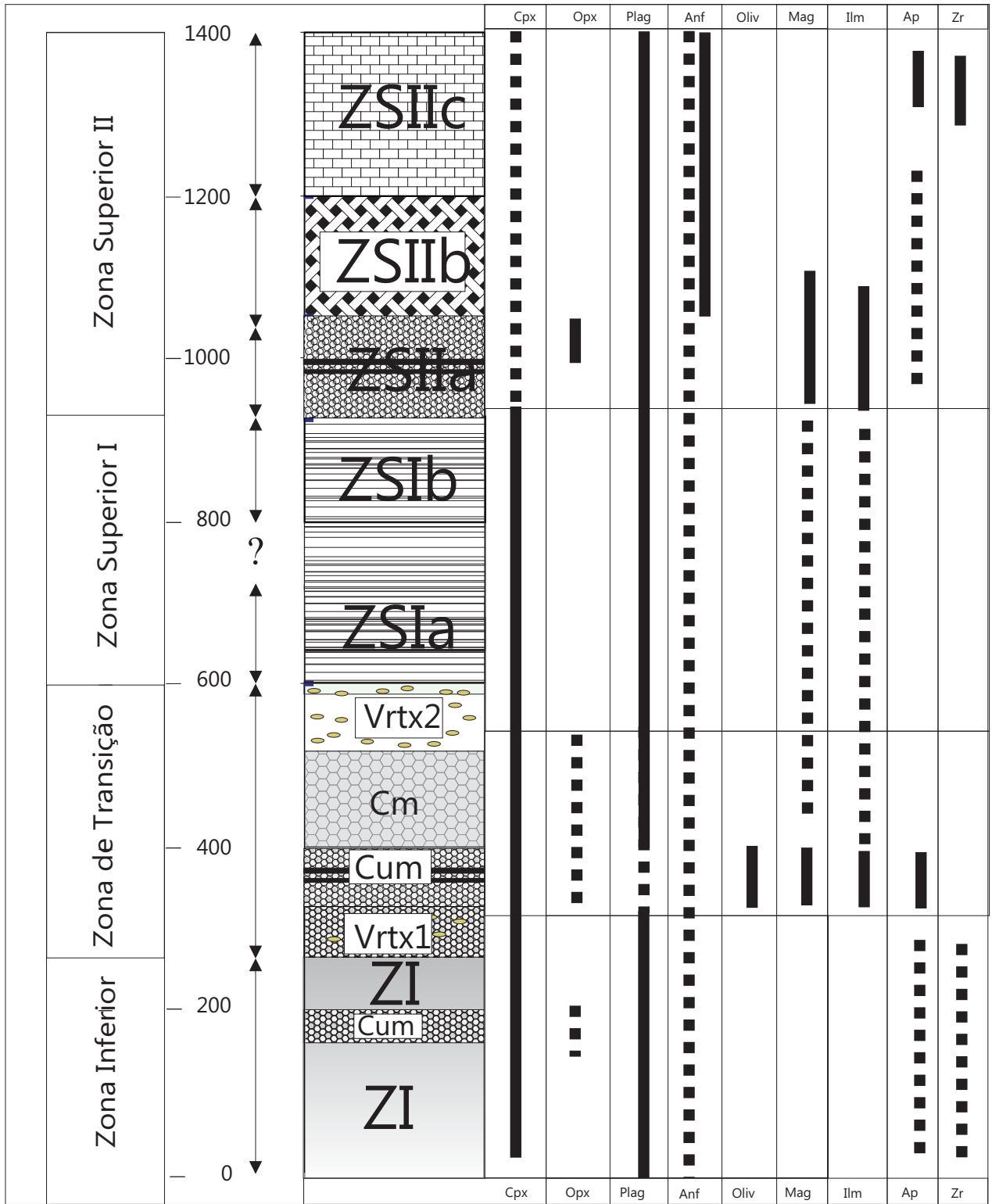


Figura 4.3 - Coluna estratigráfica do SRJ com os principais minerais primários. As linhas cheias correspondem a fases de cúmulus. As linhas interrompidas correspondem as fases de pós-cúmulus. Para os anfibólios as linhas cheias e interrompidas correspondem a anfibólios ígneos e metamórficos respectivamente. Para apatita e zircão as linhas cheias e interrompidas correspondem a grãos euédricos e inclusões em outros minerais, respectivamente..
 Observação: Os cumulatos ultramáficos que são mostrados nesta figura como parte da Zona Inferior são considerados como fragmentos do corpo tipo *pipe* da Fazenda Gulçari (Zona de Transição). Este posicionamento deve ser considerado como estrutural e não como estratigráfico.

CAPÍTULO 5

QUÍMICA MINERAL

5.1 Introdução

Os estudos de química mineral do *Sill* do Rio Jacaré foram desenvolvidos nos principais minerais formadores de rocha e constituintes das paragêneses supostamente ígneas. Embora as rochas estudadas tenham sido severamente recristalizadas por metamorfismo do fácies anfibolito e terem sofrido deformação heterogênea em macro e micro escala, é possível identificar associações minerais originais dos protólitos ígneos e também estudar as características químicas dos minerais ígneos. Os minerais essenciais estudados foram piroxênios, olivina, plagioclásio, anfibólios e óxidos de ferro-titânio.

5.2 Piroxênio

Como foi visto no Capítulo 4 os piroxênios do **S.R.J.** se dividem entre clino e ortopiroxênio, sendo o primeiro a variedade mais abundante entre esses silicatos. Os clinopiroxênios ocorrem como núcleos remanescentes de anfibolitização em rochas gabróicas, anortosíticas ou em piroxenitos cumuláticos com óxidos de *cumulus* e pós-*cumulus*. Os ortopiroxênios ocorrem em paragêneses ricas em óxidos, geralmente na forma de hiperstênio+ilmenita e magnetita e suas características químicas serão mostradas a seguir, a partir de dados analíticos obtidos por microsonda eletrônica.

5.2.1 Classificação Geral

Os piroxênios estudados quimicamente confirmam a classificação dada pela petrografia entre clino e ortopiroxênios (Anexo 1). A classificação química de piroxênios é comumente feita baseada na proporção dos membros finais ou moléculas de diopsídio ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$), hedenbergita ($\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$), enstatita (MgSiO_3) e ferrosalita (FeSiO_3), representadas no quadrilátero dos piroxênios. A figura 5.1A mostra que entre 15 amostras portadoras de piroxênios estudadas, 25 são clinopiroxênios cálcicos e 3 são pobres em cálcio (ortopiroxênio). Entre os primeiros, 90% são de composição salítica, enquanto os restantes, duas amostras, mostram quimismo de diopsídio. Observa-se também que todos os piroxênios estudados possuem $\text{Di}_{50} < \text{Di} < 90\%$, enquanto a molécula de enstatita varia de 41 a 25%. Os ortopiroxênio foram classificados como ferrohiperstênio ($\text{Wo} < 5\%$ e $\text{En} < 50\%$).

Uma classificação informal baseia-se no teor de alumínio do mineral, na qual se distinguem piroxênios com alto e baixo alumínio, ou piroxênios de alta e baixa pressão. No **S.R.J.** o teor de Al_2O_3 dos piroxênios situa-se entre 0,3 a 1,5%, caracterizando-os, portanto, como sendo pobres em alumínio, ou seja, de baixa pressão. O teor de alumina, quando atinge apenas 0,3%, implica em teores de silício próximos do número máximo de 2 átomos para o sítio tetraédrico forçando o alumínio

determinado no mineral a ser considerado como sendo Al^{vi} , ou seja, quase totalmente incluído no sítio octaédrico (figura 5.2).

Diferenças composicionais sutis, porém relevantes, são observadas nos clinopiroxênios de acordo a sua proveniência. Os clinopiroxênios da Zona Inferior tem um espectro de variação estreito, de composição variando de Di_{70-60} - En_{32-38} . Os piroxênios dos cumulos máficos exibem uma discreta diminuição da molécula de wolastonita, e evoluem no sentido de composições Di_{90-60} . Esta evolução será discutida em maior detalhe na seção relativa a variações crípticas.

A variação no conteúdo das moléculas dos membros finais das soluções sólidas que compõem os piroxênios dos cumulos ultramáficos é também expressiva, marcada pela variação de Di_{70-60} e teores de wolastonita em média na faixa dos 50%. Os teores de enstatita exibem uma variação de En_{32-38} . Os clinopiroxênios das rochas varitexturadas de grã fina ocupam o centro do campo salítico dos clinopiroxênios no quadrilátero de Poldervaart e Hess (1951). O número reduzido de amostras dessa unidade não permite observar nenhuma variação composicional.

Os ortopiroxênios exibem uma variação de En_{40} a En_{60} , mas o número reduzido de amostras impede que uma análise abrangente seja realizada. Na Zona Superior apenas uma amostra exhibe clinopiroxênio de intercumular com En_{25} . Este valor corresponde ao teor de enstatita mais baixo detectado em clinopiroxênios do **S.R.J.** Uma amostra com ortopiroxênio associado a magnetita piroxenito da Zona Superior forneceu uma composição de ferrohiperstênio com teor de En_{42} , valor este superior aos ortopiroxênios dos cumulos máficos e ultramáficos, atestando origens distintas para esses três tipos de piroxênio.

Piroxênios de composição salítica são comuns em rochas metamórficas silico-carbonáticas. Nestas rochas diopsídio é formado a temperaturas relativamente baixas nas condições do subfacies hornblenda granulito. Nessas rochas o piroxênio faz parte de um mosaico onde os grãos poligonizados pela recristalização da rocha formam uma textura granoblástica. No **S.R.J.** os clinopiroxênios estudados são remanescentes ígneos preservados da anfibolitização ou ocorrem como pseudomorfos de anfibólios cloritizados que mostram restos de piroxênio em grãos euédricos ou subédricos em textura cumular. Estas feições corroboram a origem ígnea desses grãos reliquiares. Embora nos estágios iniciais de cristalização de magmas basálticos os clinopiroxênios sejam geralmente de composição augítica (Deer *et al.* 1997), piroxênios com composição salítica são observados em algumas intrusões acamadadas. Desta maneira, a composição de salita-diopsídio pode ser considerada como normal para a situação em estudo, como aqueles piroxênios de

composição similar encontrados em paragênese de basaltos tipicamente ou apenas ligeiramente alcalinos, progenitores de intrusões acamadadas, como as citadas por Brown (1973).

A observação detalhada da química dos clinopiroxênios em relação a sua posição estratigráfica das amostras exibe uma sistemática variação do teor de enstatita. A figura 5.1B mostra esta variação em relação a prováveis topos estratigráficos nas seções estudadas. A situação caracteriza um contraste no sentido das variações dos piroxênios dos cumulos máficos e Zona Inferior que variam inversamente ao sentido da variação dos piroxênios dos cumulos ultramáficos.

Os *trends* de variação de clino e ortopiroxênios em intrusões acamadadas como função do fracionamento magmático comandado por estes minerais é exemplificado em vários estudos, a exemplo das variações observadas por Atkins (1969) nos piroxênios no Complexo de Bushveld. Este autor observou que pares de clino e ortopiroxênio possuem evoluções paralelas segundo a junta diopsídio-hedenbergita e enstatita ferrosalita, respectivamente, no sentido do topo da coluna magmática. Este fenômeno expressaria uma variação segundo um *trend* de enriquecimento em ferro tanto nos piroxênios ricos como nos pobres em cálcio, assumindo-se, é claro, a cristalização dessas fases a partir de um único magma.

As variações químicas dos membros finais que compõem os clino e ortopiroxênios do **S.R.J.**, evidenciam que estes *trends* contrastantes podem ter relação com o envolvimento de no mínimo dois tipos de magmas na cristalização dessas fases. Buchanan (1976) mostra que os *trends* observados por Atkins (1969) nos piroxênios do Complexo de Bushveld são compostos de pequenos *trends* individuais, inclusive com algumas inversões no sentido da variação. Essas inversões de variações crípticas são explicadas como resultante de injeções separadas de magmas, e portanto a variação geral não poderia ser considerada como o produto de fracionamento contínuo em uma câmara magmática. Os dados referentes a essas variações serão estudados em conjunto com as variações de outras fases na seção referente a variações crípticas.

Em resumo, pode-se afirmar que as composições dos piroxênios refletem características de fases primárias preservadas do metamorfismo. Assim, os dados de química mineral poderão ser utilizados como parâmetros aferidores das condições de cristalização desse corpo ígneo em exercícios petrogenéticos nos próximos capítulos.

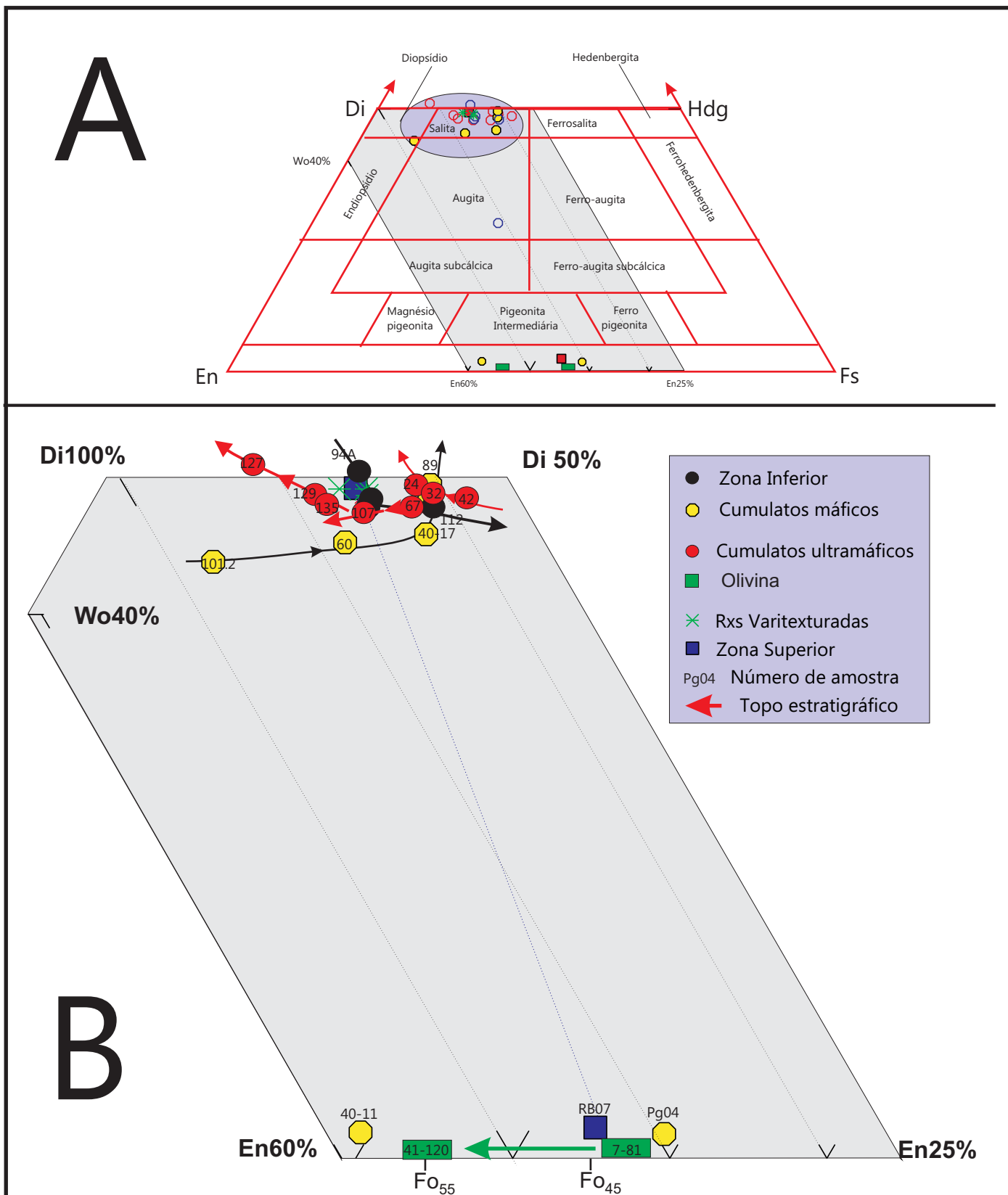


Figura 5.1 - Composição e classificação dos piroxênios das rochas do Sill do Rio Jacaré. A - Posição no sistema MgO-FeO-CaO com nomenclatura no quadrilátero dos piroxênios, segundo Poldervaardt & Hess (1951). B - Composição e variação das diferentes séries estudadas, incluindo a composição das olivinas. Notar o “trend” de variação antipatético dos piroxênios dos cumulatos máficos e ultramáficos. Notar também que o “trend” inverso dos clinopiroxênios é confirmado pela variação na olivinas.

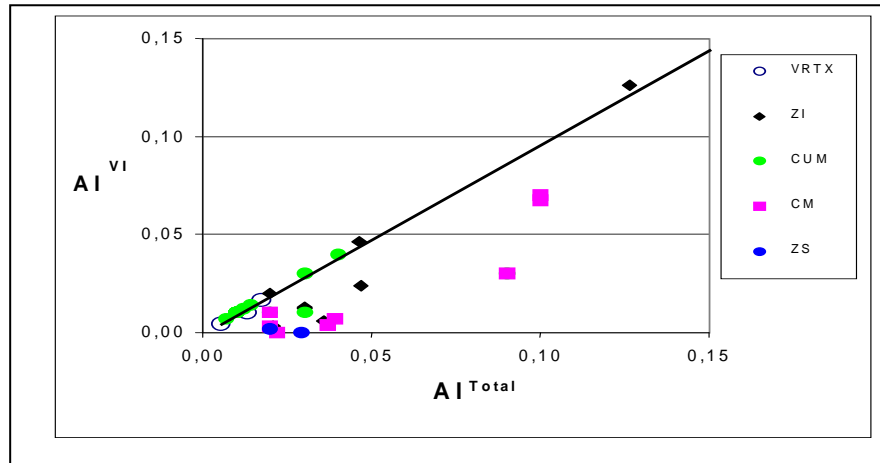


Figura 5.2 – Teores de alumínio por unidade de fórmula nos piroxênios do S.R.J.. Notar que os cumulatos máficos exibem $Al^{total} = Al^{VI}$ denotando que Si^{+4} aparentemente ocupa todo o sítio tetraédrico do piroxênio. ZI = Zona Inferior; Cum = Cumulatos ultramáficos; Cm = cumulatos máficos, ZS = Zona Superior e Vrtx = Rochas varitexturadas.

5.3 Olivina

As olivinas do *Sill* do Rio Jacaré ocorrem em rochas ultramáficas heteroadcumuláticas, constituídas também de magnetita e ilmenita de *cumulus*. Devido a sua alteração para serpentina e cumingtonita mais clorita, apenas duas amostras de dois testemunhos de sondagem dos furos FGA07 e FGA41 (tabela 5.1) possibilitaram análises confiáveis deste mineral. As olivinas tem composição intermediária na solução sólida fosterita (Mg_2SiO_4) e faialita (Fe_2SiO_4), correspondendo a composições de Fo_{55} (hyalosiderita) a Fo_{42} (hortonolita). Essas olivinas têm baixos teores de níquel, manganês e cálcio, denotando composições bastante evoluídas, que, quando analisadas sob o aspecto do seus teores de ferro, indicam cristalização conjunta com óxidos de ferro-titânio. As composições observadas são conhecidas na literatura em duas situações distintas. A primeira e mais universal, é aquela típica de associações de metamorfismo regional, derivadas de sedimentos ricos em ferro, formando paragênese com ortopiroxênio e anfibólios do tipo grunerita (Deer *et al.* 1969). A segunda associação é de origem primária e se relaciona, por exemplo, a olivina gabros da zona de bordo do complexo de Skaergaard ou aos *pipes* ultramáficos de dunito hortonolítico do complexo de Bushveld na África do Sul (Stumpfl & Rucklidge, 1982). A figura 5.1 A mostra a posição das composições dessas olivinas na linha de junção enstatita-ferrossilita do quadrilátero dos piroxênios do **S.R.J.** A composição das olivinas, do furo FGA41, que são parte integrante de magnetita dunitos, é cerca de 10% mais pobre em faialita que a amostra quase estratigraficamente equivalente no furo FGA07.

Tabela 5.1 - Análises de olivinas do Sill do Rio Jacaré

FURO	Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FEO	MNO	NIO	MGO	CAO	K ₂ O	TOTAL
FGA41-120	120-7-1	35,36	0,02	0,00		37,61	0,54		25,74	0,00	0,00	99,26
	120-7-2	35,35	0,00	0,01		37,70	0,55		25,94	0,02	0,00	99,57
FGA07-82	P37	34,10	0,00	0,00	0,03	45,46	1,01	0,06	19,08	0,02	0,01	99,78
	P34	33,87	0,04	0,00	0,00	45,34	0,94	0,12	19,39	0,01	0,00	99,70

NÚMERO DE CÁTIONS PARA 4 OXIGÉNIOS														
Cátions		Si ⁺⁴	Ti ⁺⁴	Al ⁺³	Cr ⁺³	Fe ⁺²	Mn ⁺²	Ni ⁺²	Mg ⁺²	Ca ⁺²	K ⁺¹	Total	Fo	Fa
FGA41-120	120-7-1	1,00	0,00	0,00		0,89	0,01	0,00	1,09	0,00	0,00	3,00	54,59	44,75
	120-7-2	1,00	0,00	0,00		0,89	0,01	0,00	1,09	0,00	0,00	3,00		
FGA07-82	P37	1,01	0,00	0,00	0,00	1,12	0,03	0,00	0,84	0,00	0,00	2,99	42,26	56,51
	P34	1,00	0,00	0,00	0,00	1,12	0,02	0,00	0,85	0,00	0,00	3,00	42,76	56,08

Notar as composições díspares em termos dos membros finais fialita e fosterita para as duas amostras.

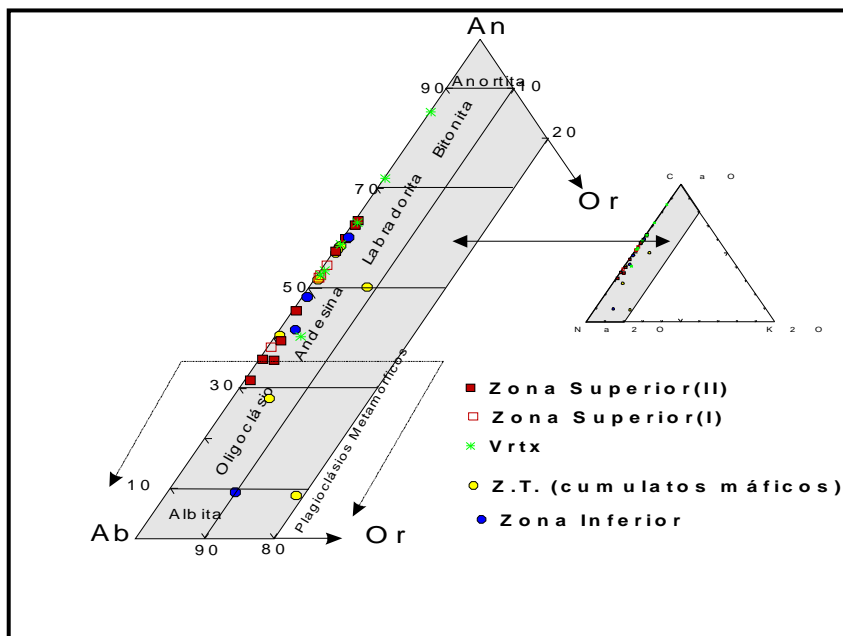
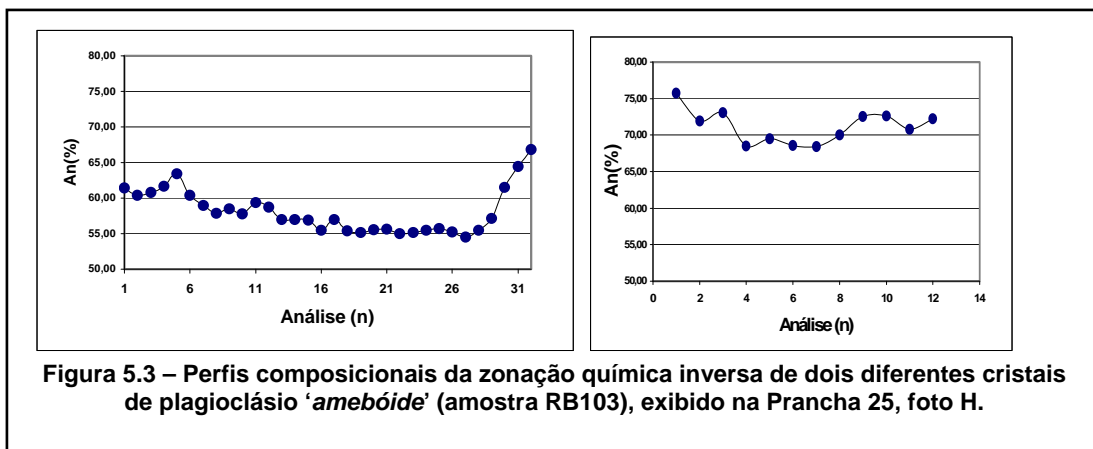
5.4 Plagioclásio

Os plagioclásios do **S.R.J.** apresentam variações composicionais com respeito ao teor de anortita entre An₃₀-An₈₅ (Anexo 2 e figura 5.4). Esta variação não reflete necessariamente variações crípticas visto que este mineral pode ter sido parcial ou totalmente reequilibrado, principalmente através de reações ou recristalização total ou parcial sob condições metamórficas. O plagioclásio mostra composições que variam de acordo com a rocha hospedeira. Na Zona Inferior ocorre plagioclásio de composição An₃₅₋₅₀ que mostra evidências de recristalização passando para composições médias de An₃₅. As rochas cumuláticas máficas apresentam composições An₃₅-An₅₀ enquanto as rochas da Zona Superior têm plagioclásio com composições que variam de An₅₈ - An₇₂. Os teores de anortita dos plagioclásios no **S.R.J.** apresentam variações significativas de grão para grão, algumas delas relacionadas ao metamorfismo, outras referentes a zonação. Os plagioclásios das rochas da Zona Inferior exibem uma discreta zonação, bastante obliterada pela saussuritização, enquanto aqueles de rochas varitexturadas do tipo 2 exibem uma zonação inversa nítida com variações de 10% de anortita entre borda e centro.

As rochas varitexturadas de granularidade fina, notadamente a amostra 103, mostram zonação inversa típica dos teores de anortita dos plagioclásios. Altos teores de anortita (An₈₅₋₇₅) são exibidos nos bordos, enquanto teores baixos (An₅₈₋₆₂) ocorrem no centro (figura 5.3A e B). Segundo Besson e Fontelles (1974), a zonação inversa de plagioclásio ocorre devido à forte pressão do meio que impede o re-equilíbrio de gradientes composicionais entre o cristal e o líquido. Certos tipos de zonação de feldspatos são utilizados como critério para explicar cristalização em desequilíbrio durante a mistura de magmas (Eichelberger, 1978 e Hibbard, 1981). No caso das rochas varitexturadas 2 a zonação poderia ser explicada por reação de plagioclásio pobre em cálcio com um magma mais rico neste elemento, produzindo assim um manteamento

do grão. Segundo alguns autores, a preservação da zonação só é possível com resfriamento rápido dos cristais (Muncill e Lasaga, 1981). O resfriamento lento permite a difusão de íons e processos de sobrecrecimento do tipo *annealing* podem ocorrer produzindo grãos homogêneos. Dessa maneira, a zonação observada deve estar ligada à mistura de duas frações de magmas e resfriamento relativamente rápido para permitir a sua preservação.

Excetuando-se a zonação acima referida, as variações composicionais observadas refletem a composição das rochas hospedeiras. A possibilidade de plagioclásio variar de composição segundo o fracionamento magmático será analisado na seção referente a variações crípticas.



5.5 Anfibólio

Os anfibólios das rochas estudadas são minerais do grupo da hornblenda ou anfibólios cálcicos ($Ca > 1,5$ e $Ca + Na > 2$) (Anexo 3). Os anfibólios variam de composição desde magnésio-hornblenda a ferro-tschermakita. Entre esses anfibólios são distinguíveis dois grupos, de origem provavelmente ígnea e metamórfica, respectivamente.

Os anfibólios metamórficos mostram um *trend* contínuo desde magnésio-hornblenda a ferro-tschermakita e são prováveis produtos da alteração de clinopiroxênios de composição salítica (magnésio hornblenda) e talvez também da reação metamórfica de ferrohiperstênio com plagioclásio na presença de magnetita (ferro-tschermakitas). A magnésio-hornblenda tem ocorrência restrita à Zona Inferior, mas pode estar presente em rochas com dois anfibólios da Zona Superior, onde ferro-tschermakita exsolva lamelas de cumingtonita (amostra RB007). A ferro-tschermakita é característica da Zona Superior e está associada às prováveis rochas ferro-gabróicas e anfibolitos com magnetita. Esses anfibólios metamórficos geralmente tem cor verde a verde acastanhada, às vezes formando grãos idioblásticos ou compondo um arranjo planar definindo uma foliação.

Os anfibólios de origem ígnea têm composição de pargasita a Fe-hastingsita e textura intercumular na forma oikocristais intersticiais aos megacristais de plagioclásio. Ocorrem ainda em forma de bordas de alteração de oikocristais de augita ou em texturas simplectíticas de coronitos. Esses anfibólios tem cor azulada e são característicos dos leucogabros e anortositos da Zona Superior. A presença desses anfibólios de provável origem ígnea evidencia a provável presença de água como importante componente do magma da Zona Superior.

A figura 5.5 mostra a variação de composição e os campos de classificação desses anfibólios, além de evidenciar a presença de dois grupos principais: magnésio-ferro-hornblenda, ferro-tschermakita, ferro-hastingsita e pargasita.

Como será visto adiante, a despeito das origens distintas, observa-se uma forte influência da rocha total na composição do anfibólio, refletida principalmente no número de #Mg. Desta forma, verifica-se uma relação entre o teor de magnésio do protólito e do anfibólio metamórfico, ou seja, os cumulos ricos em ferro produzem ferro-tschermakita, os gabros da Zona Inferior, com alto #Mg em rocha total, exibem magnésio-hornblenda, enquanto as rochas anortosíticas apresentam anfibólios ricos em alumina. Outro dado importante é a vetorização observada da substituição de Si e Mg, acoplada ao aumento de alumínio tetraédrico dos anfibólios no sentido leste, ou seja, no rumo do Bloco de Jequié. A figura 5.6 mostra a disposição das amostras de leste do

S.R.J. com baixo #Mg e alto Si, em contraste com as rochas de oeste, ricas em #Mg e pobres em Si.

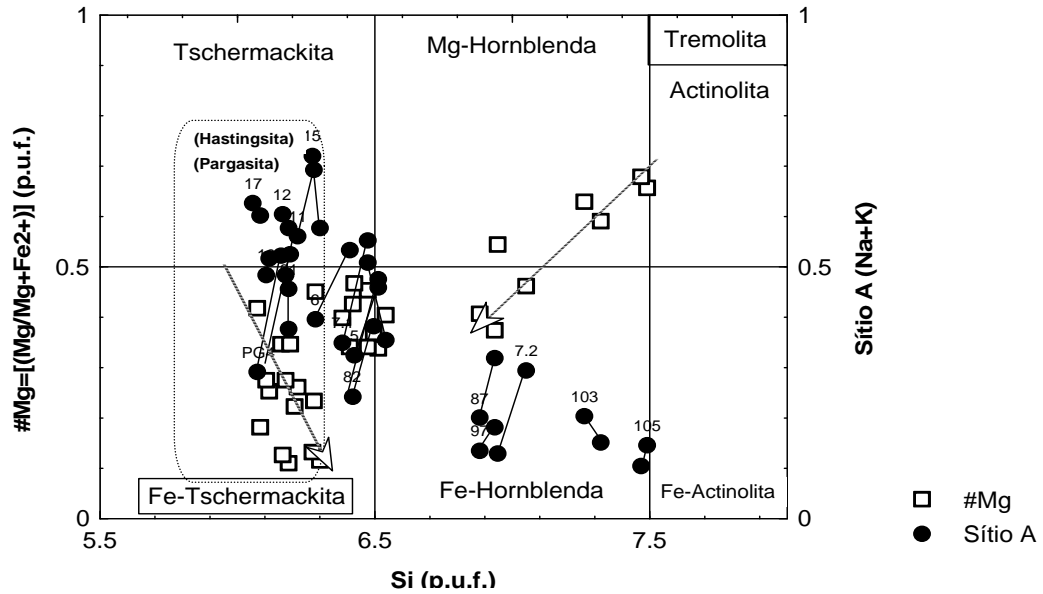


Figura 5.5 - Diagrama de proporções catiônicas de Si/Mg+Fe²⁺ para anfibólios cálcicos, com Na+K(sítio A) de 0.5 por unidade de fórmula, segundo Leake *et al.* (1997). Os valores de Fe³⁺ foram recalculados pelo método de Schumacher (1997). As amostras RB 011, 018 e 019 estão plotadas neste gráfico para demonstrar os *trends* contrastantes de Si X #Mg, com composições de ferro-hastingsita e ferro-pargasita, onde (Na+K(B))>0.5, Fe³⁺>Al^{VI} e Fe³⁺<Al^{VI}.

A figura 5.6 mostra a substituição do Al^{IV} X Si por unidade de fórmula, evidenciando o provável aumento do metamorfismo (pressão) para oeste. Essa questão será retomada neste capítulo, na seção referente à geotermobarometria.

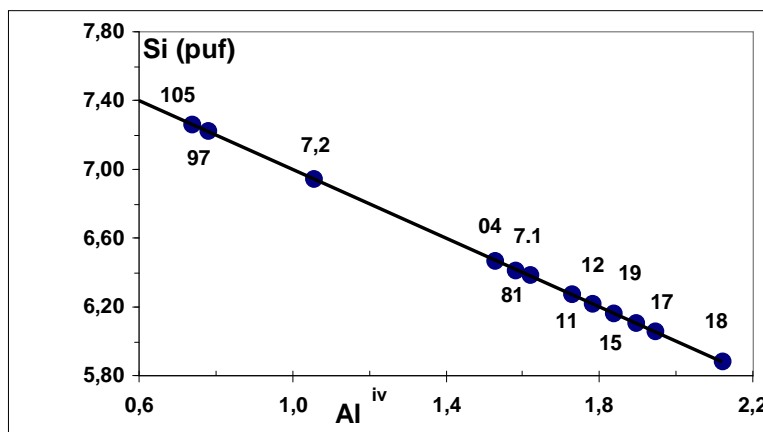


Figura 5.6 - Substituição acoplada de Si por Al^{IV} no sítio "T" (Si+Al^{IV} = 8) dos anfibólios no sentido oeste-leste no perfil da Fazenda Gulçari. No extremo oeste a maior parte do Al ocorre como Al^{VI} (Al^{VI} = Al^{tot} - Al^{IV}).

5.6 Óxidos de ferro

Os óxidos analisados correspondem aos minerais classificados como titanomagnetita e ilmenita. Esses minerais ocorrem nas rochas do **S.R.J.** em tramas granulares e sob forma de texturas de exsolução. Nesta seção serão descritas as características químicas dessas fases através de dados obtidos por análises por microsonda eletrônica.

5.6.1 Titanomagnetita

As magnetitas do **S.R.J.** são em sua maioria espinélios de origem ígnea e metamórfica. Os espinélios naturais são cristaloquimicamente classificados como espinélios normais, onde os cátions R^{2+} estão em coordenação tetraédrica (IV) e cátions R^{3+} estão exclusivamente em coordenação octaédrica (VI). Espinélios invertidos são aqueles que ocupam a face superior do prisma dos espinélios e sua distribuição de cátions R^{2+} e R^{3+} está dividida indistintamente entre sítios tetraédricos e octaédricos. A titanomagnetita é um espinélio invertido de fórmula $Ti_xFe_{3-x}O_4$, formado pela solução sólida de dois membros finais: magnetita (Fe_3O_4) e ulvoespinélio (Fe_2TiO_4). A classificação dos espinélios comumente usada consiste da determinação do campo de ocorrência a partir de análises de química mineral no trapezóide dos espinélios através dos teores dos elementos divalentes e trivalentes por unidade de fórmula. A área superior do trapezóide é constituída por *espinélio_{ss}*, *hercinita*, *picrocromita* e *cromita*. A área inferior do prisma é formada por **magnetita**, *magnesioferrita*, *quandita* e **ulvoespinélio**. Neste trapezóide a junta magnetita-ulvoespinélio ou **magnetita_{ss}**, ocupa a aresta superior tendo como vértice a magnetita pura e ulvoespinélio puro, enquanto hercinita e cromita formam os vértices extremos da aresta inferior desse mesmo trapezóide. A figura 5.7A mostra a posição das análises das magnetitas do **S.R.J.** coincidindo com o campo de titanomagnetita, enquanto a figura 5.7B evidencia uma variação de cerca de 5% de fração de cátions divalentes em função de ferro férrico e titânio.

As análises das titanomagnetitas na junta **magnetita_{ss}** mostram até 8% da molécula de ulvoespinélio contida nesse mineral (Anexo 4). Esse percentual baixo de ulvoespinélio demonstra que o espinélio em questão pode ser considerado como magnetita quase pura. A Tabela 5.2 mostra análises representativas de titanomagnetita extraídas do Anexo 4. Os teores de TiO_2 nessas magnetitas estão na ordem de 4% em peso. Por outro lado, os teores de vanádio são notavelmente altos nessas titanomagnetitas. Brito (1983) registrou teores de V_2O_5 de 2-3% nos magnetitos da Fazenda Gulçari, enquanto outros corpos de minério de ferro magnético, tais como o Alvo B, S. José e Novo Amparo, exibem valores sensivelmente mais baixos, de 0,5 a

0,8% de V_2O_5 em média. As magnetitas desses mesmos minérios foram analisadas por microsonda eletrônica e forneceram teores próximos de 2,5% de V_2O_5 para o Alvo A da fazenda Gulçari e teores médios de 1,5% nos corpos de baixo teor. As análises realizadas neste estudo mostram valores de vanádio bastante superiores aos encontrados anteriormente. No Alvo A, um estudo sistemático em mais de 20 amostras, mostra teores entre 1 e 5% de V_2O_5 . No Alvo B e Novo Amparo os teores são sensivelmente mais baixos, mas mesmo assim surpreendentes, entre 1 e 4% de V_2O_5 (figuras 5.8 e 5.9 A).

Tabela 5.2 – Análises representativas de titanomagnetitas do Sill do Rio Jacaré. As estimativas de ferro férrico e as proporções molares de ulvoespinélio foram calculadas pelo método de Stormer (1983).

	Cumulatos Máficos		Cumulatos Ultramáficos				Gulçari – B		Novo Amparo	
Rocha	Gabro		Magnetitito		Magnetita-piroxenito		Magnetitito			
Amostra	41-46	41-60	41-115	41-120	41-129	41-132	06-18	06-24	03-47	06-52
SiO ₂	0,07	0,08	0,06	0,06	0,03	0,03	0,06	0,07	0,05	0,05
TiO ₂	2,73	4,10	1,09	5,31	2,63	6,08	2,31	1,19	4,46	3,06
Al ₂ O ₃	0,81	0,54	0,45	1,68	0,65	2,57	1,02	0,65	1,88	1,23
V ₂ O ₃	2,41	2,36	3,87	3,96	3,77	3,45	1,01	2,38	1,10	2,43
Fe ₂ O ₃	59,61	57,63	61,35	51,90	58,73	50,70	61,85	62,98	56,81	58,72
FeO	33,29	34,60	31,75	35,49	33,24	35,81	33,21	32,07	34,95	33,86
MnO	0,13	0,20	0,00	0,07	0,07	0,14	0,02	0,00	0,02	0,03
MgO	0,07	0,06	0,02	0,25	0,03	0,66	0,05	0,01	0,32	0,04
CaO	0,01	0,01	0,05	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
NiO	0,05	0,07	0,00	0,10	0,00	0,14	0,00	0,11	0,00	0,10
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,18	99,65	98,65	98,82	99,22	99,58	99,54	99,49	99,59	99,51
Chatins										
#Si ⁺⁴	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ti ⁺⁴	0,08	0,12	0,03	0,15	0,08	0,17	0,07	0,03	0,13	0,09
#Al ⁺³	0,04	0,02	0,02	0,08	0,03	0,11	0,05	0,03	0,08	0,06
#Cr ⁺³	0,07	0,07	0,12	0,12	0,11	0,10	0,03	0,07	0,03	0,07
#Fe ⁺³	1,73	1,66	1,79	1,49	1,70	1,44	1,79	1,82	1,62	1,69
#Fe ⁺²	1,07	1,11	1,03	1,14	1,07	1,13	1,07	1,03	1,11	1,08
#Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Mg	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
#Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Chatins	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
#O	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Xusp	5,12	8,32	1,87	12,26	4,97	14,54	4,11	1,99	9,24	5,87

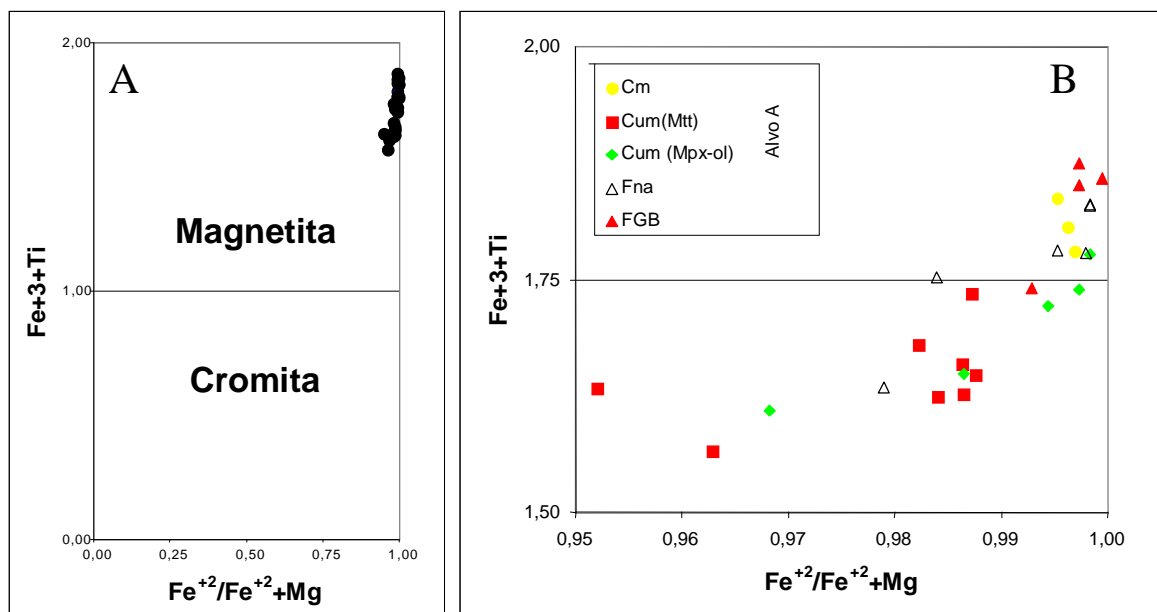


Figura 5.7 – Diagrama discriminante entre espinélios cromíferos e ferríferos. A- Distribuição das análises no extremo titanífero no diagrama classificatório de Haggerty & Tompkins (1984). B – Detalhe do aumento de cátions Fe^{3+} e Ti^{4+} em relação a $Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg^{2+}$.

As titanomagnetitas do Alvo A da Fazenda Gulçari mostram também uma maior abundância relativa Al_2O_3 , MnO e MgO (figura 5.8). Um melhor entendimento dessa situação pode ser obtido a través da cristaloquímica dos espinélios invertidos. A titanomagnetita tem o seu sítio octaédrico tanto ocupado pelos cátions trivalentes como divalentes. O vanádio, ocorrendo com valência três, naturalmente substitui o ferro férrico nesse sítio, competindo com o cromo. As substituições diadócicas ocorrem quando um elemento substitui outro na estrutura de um mineral devido ao seu raio iônico ter dimensão próxima ao do elemento a ser substituído, sem alterar sensivelmente os parâmetros dimensionais da célula unitária do mineral. Na substituição do ferro férrico, o cromo tem a melhor chance na competição com o vanádio pelo sítio octaédrico devido ao seu raio iônico ser mais próximo do Fe^{3+} do que o do vanádio, ($Fe^{+3}= 0,64\text{Å}$, $Cr^{+3}=0,69\text{Å}$, $V^{+3}=0,74\text{Å}$). Essas substituições diadócicas durante a cristalização de magnetitas em condições magmáticas promove a ocorrência de teores decrescentes de Cr^{3+} e crescentes de V^{3+} em várias intrusões acamadadas. Cawthorn & Molineux (1986) utilizaram essa relação como marcadora de fracionamento de Cr^{3+} e V^{3+} nos magnetitos da Zona Superior do Complexo de Bushveld.

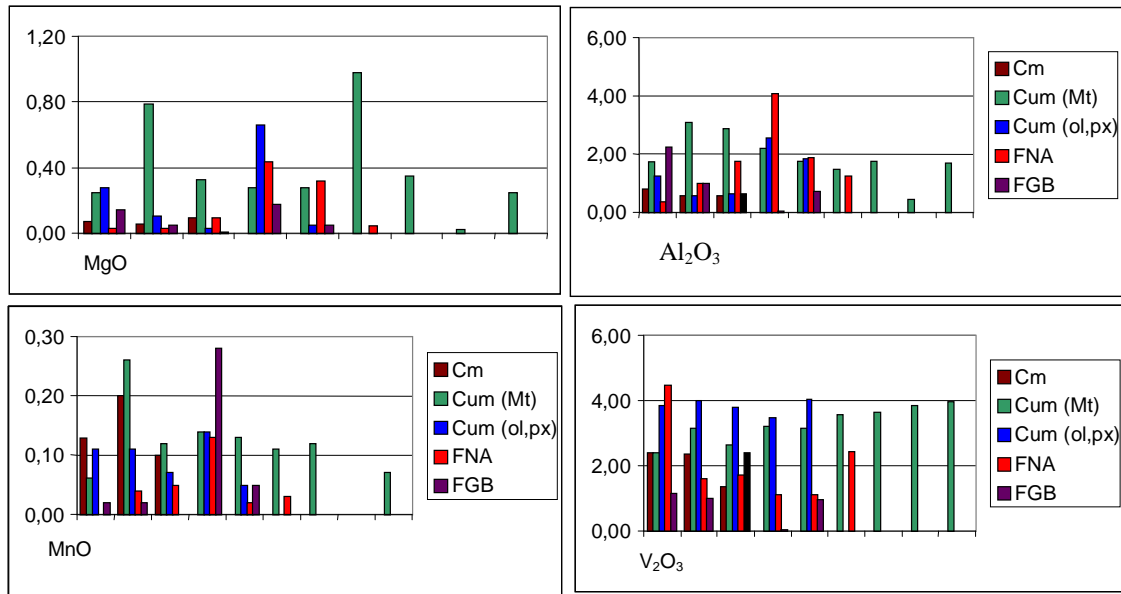


Figura 5.8 – Comparação das concentrações dos óxidos divalentes e trivalentes nas magnetitas segundo a proveniência das amostras. Notar as composições mais ricas de V, Mn, Mg, e Al das magnetitas provenientes dos magnetititos do Alvo A da Fazenda Gulçari.

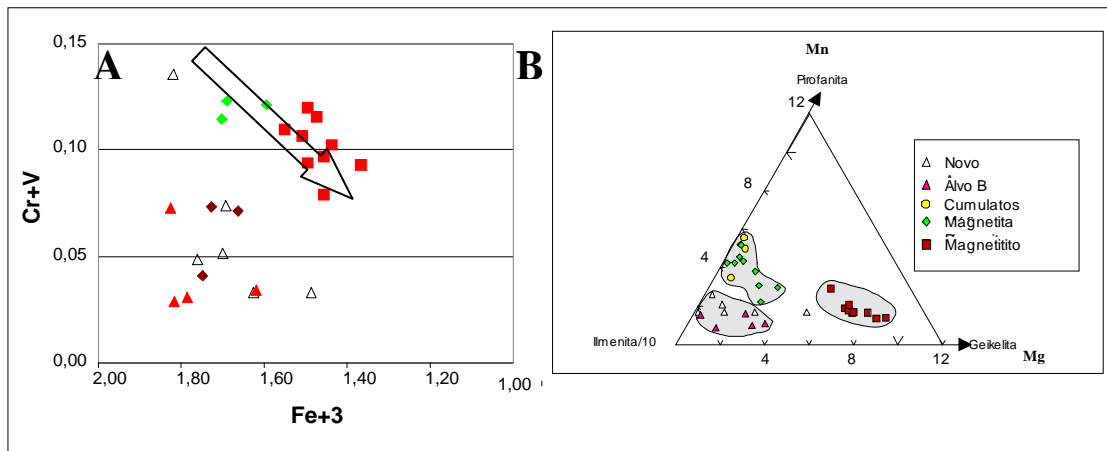


Figura 5.9 – Composição das magnetitas e ilmenitas. A – Principais substituições diadógicas entre os cátions trivalentes. Notar que as magnetitas provenientes dos magnetititos e piroxenitos do Alvo exibem um trend de substituição inverso. B- Composição das ilmenitas em função dos três membros finais: ilmenita, geikielita e pirofanita. Notar as discretas variações composicionais em função da rocha de proveniência do mineral. Os membros finais foram calculados pelo método de Sack & Ghiorso (1991).

Cawthorn & Molineux (1986) associam a maior solubilidade do vanádio na magnetita da Zona Superior do Complexo de Bushveld ao aumento da fugacidade do oxigênio nos primórdios de episódios bruscos de oxidação do magma. A oxidação do vanádio permite a maior abundância do V³⁺ em líquidos magmáticos que cristalizam

magnetita pelo fato do cromo já ter se exaurido em estágios iniciais de cristalização, quando foi incorporado ao espinélio cromífero. Devido à existência da solução sólida completa entre cromita e magnetita se deveria esperar que em algum estágio a magnetita teria composições intermediárias de cromita e vice-versa. Hill & Roeder (1974) provaram que, embora exista essa solução sólida, existe também um estágio na cristalização em que cessa a cristalização de espinélio e todo o cromo é incorporado à molécula do clinopiroxênio (*spinel gap*). Desta forma, quando o líquido voltar ao campo da cristalização da magnetita, o cromo será incorporado a esse mineral em quantidades subordinadas. Nessa situação o vanádio, mais abundante no líquido, terá mais chance de preencher as vagas octaédricas da magnetita.

A figura 5.7B exibe em detalhe as variações das distribuições de cátions por unidade de fórmula nas magnetitas da figura 5.7 A, isto é, a variação dos teores de cátions divalentes versus cátions trivalentes. Ficam evidentes as substituições típicas de espinélios invertidos onde cátions trivalentes e divalentes se substituem nos dois sítios. A figura 5.9 B mostra a existência de dois tipos de magnetita com respeito ao comportamento dos cátions trivalentes. O primeiro tipo exibe forte variação de $V+Cr/Fe^{3+}$ nos magnetititos e piroxenitos do Alvo A; o segundo tipo corresponde a magnetitas dos Alvos B e N. Amparo, onde o vanádio varia de forma aparentemente independente do ferro férrico. Esses dados confirmam trabalhos anteriores (p.ex. Brito, 1984) sobre os teores de até 3.5% de V_2O_5 , nas magnetitas associadas aos piroxenitos e magnetititos da Fazenda Gulçari, enquanto que no Alvo B, S. José e N. Amparo, os teores medidos são de apenas 1% de V_2O_5 . Teores surpreendentes de 2.5% de V_2O_5 foram detectados na amostra RB-06, situada na Zona Superior, que também exibe baixo titânio comparado à magnetita do *pipe* da Fazenda Gulçari. Segundo Frost (1991), em rochas de alto grau metamórfico a magnetita em equilíbrio com ilmenita pode conter considerável quantidade de titânio. No **S.R.J.** o teor de titânio é relativamente baixo, atestando a baixa influência do metamorfismo na concentração do Ti na magnetita. Nos complexos estratiformes a concentração de ilmenita é muito menor que a da magnetita, a exemplo de Bushveld (Willense, 1969 e Molineux, 1972), ou Duke Island (Irvine, 1974). No entanto, na maioria das rochas metamórficas o titânio da magnetita é expulso durante o re-equilíbrio por resfriamento, passando assim a elemento menor na magnetita. Dessa forma, o teor alto de vanádio e baixo de titânio dessas magnetitas pode refletir re-equilíbrio de fases primárias formadas a temperaturas mais elevadas que as observadas em estudos metamórficos no **S.R.J.** (p. ex. Marinho, 1991). Alternativamente esses teores podem representar um novo influxo de magma rico em V e depletado em Ti.

5.6.2 Ilmenita

A ilmenita representa um extremo de uma solução sólida de óxidos de ferro-titânio, com a estrutura idêntica à da hematita, isto é, de óxidos romboédricos, tendo como principais moléculas componentes hematita (Fe_2O_3) e ilmenita (FeTiO_3). A estrutura básica é dividida com outras fases que são definidas pela presença de Mn, Mg e Zn, substituindo diadocicamente o ferro e cátions constituintes dos membros finais pirofanita (MnTiO_3), geikielita (MgTiO_3) e ecandrewsita (ZnTiO_3). Alguns mineralogistas costumam expressar as composições das **ilmenitas_{ss}**, em termos destes cinco membros finais, (p.ex. Haggerty 1984), quando Mn, Mg e Zn constituem concentrações expressivas na molécula da ilmenita, como é o caso de parageneses de inclusões de rochas manto-derivadas (Haggerty *et al.*, 1984). Em sistemas magmáticos derivados de fracionados ricos em ferro, as composições das ilmenitas distribuem-se na junta hematita-ilmenita, denotando a substituição aclopada de Fe^{3+} por Fe^{2+} e Ti^{4+} . As ilmenitas do *Sill* do Rio Jacaré são caracterizadas pelo seu baixo teor de ferro férrico, o que é um reflexo da pequena influência da molécula de hematita na solução sólida, sendo sua composição média Ilm_{92-99} (Anexo 5). A figura 5.9 B exhibe as variações químicas em função dos membros finais de Ti, Mn e Mg. As ilmenitas exibem valores reduzidos das moléculas de geikielita e pirofanita, ambas menores que 10%. Essas composições são bastante similares a de ilmenitas de plutões máficos acamadados. Segundo Frost (1991), os baixos teores de Mn e Mg estariam ligados a trocas iônicas com silicatos. No caso em estudo, esta preservação é particularmente provável devido ao fato de que as ilmenitas dos magnetititos apresentam maiores teores de Mg, quando comparadas com ilmenitas dos piroxenitos e de rocha gabróicas (figura 5.9B).

Observa-se uma discreta variação dos teores, principalmente das moléculas geikielita, e secundariamente de pirofanita. Este diagrama triangular é uma versão simplificada do diagrama $\text{FeTiO}_3\text{-MnTiO}_3\text{-MgTiO}_3$, onde as composições de ilmenitas estão divididas pelo fator 10 para melhor expressar as variações deste membro final. Como resultado, observam-se três campos distintos de co-variação onde as ilmenitas provenientes de magnetititos do Alvo A da Fazenda do Gulçari “fracionam Mg e Mn” no sentido de composições mais ricas em titânio e manganês, ou seja, das ilmenitas dos cumulatitos máficos e magnetita-piroxenitos. Esta variação indica que as variações de composição deste mineral, expressas em função dos membros finais, pode ser um importante marcador de fracionamento. O terceiro campo definido no diagrama corresponde às ilmenitas dos magnetititos dos Alvo B e Novo Amparo, que ocupam o extremo rico em ilmenita (e conseqüentemente mais pobre em geikielita e pirofanita), mostrando que estas ilmenitas representam fracionados mais evoluídos sob o ponto de vista do Mg e Mn. Estas observações indicam que discretas variações nos teores de

membros finais da ilmenita podem ser um importante marcador de fracionamento magmático no **S.R.J.**. A discussão sobre o fracionamento em função da ilmenita será feita na seção referente a variações crípticas.

A Tabela 5.3 mostra algumas análises representativas de ilmenitas do **S.R.J.**, extraídas do Anexo 5 onde se pode observar as principais características químicas.

Tabela 5.3 – Análises representativas de ilmenitas do Sill do Rio Jacaré. Notar a relativa depleção de Fe³⁺, Mn, e Mg nas ilmenitas dos Alvos B e Novo Amparo, nos pares selecionados, que é explicada por fracionamento magmático desses elementos. As estimativas de ferro férrico e as proporções molares de ilmenita foram calculadas pelo método de Stormer (1983).

ÁREA Rocha	Fz Gulçari A						Gulçari – B		Novo Amparo	
	Gabro		Magnetitito		Mt-piroxenito		Magnetitito			
Amostra	41-46	41-60	41-115	41-120	41-129	41-132	06-18	06-24	03-47	06-52
SiO ₂	0,07	0,00	0,04	0,65	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,02
TiO ₂	51,33	50,77	51,59	50,93	51,92	50,77	50,77	51,33	51,80	52,02
Al ₂ O ₃	0,03	0,04	0,02	0,13	0,00	0,19	0,05	0,03	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	1,83	1,99	1,39	3,23	1,58	4,40	4,30	0,00	0,82	0,66
FeO	45,00	43,98	44,87	42,50	45,12	41,54	43,49	46,67	45,26	46,30
MnO	0,98	1,50	1,36	0,79	1,30	0,58	0,54	0,55	0,32	0,39
MgO	0,12	0,11	0,10	1,46	0,15	2,06	0,93	0,16	0,57	0,05
CaO	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
TOTAL	99,42	98,43	99,43	99,71	100,09	99,54	100,12	98,81	98,79	99,47
#Si	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Ti	0,98	0,98	0,98	0,96	0,98	0,95	0,96	0,98	0,99	0,99
#Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
#Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Fe ⁺³	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,09	0,08	0,03	0,02	0,01
#Fe ⁺²	0,96	0,94	0,95	0,90	0,95	0,87	0,91	0,97	0,96	0,98
#Mn	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
#Mg	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,08	0,03	0,01	0,02	0,00
#Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cátions	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
#O	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
X'llm	98,27	97,99	98,66	97,62	98,51	95,70	95,94	98,55	99,19	99,37

5.7 – Geotermobarometria

5.7.1 Silicatos

O estudo da química dos minerais forneceu dados importantes para fins geotermobarométricos. As composições dos minerais essenciais ou acessórios expressas através dos teores das moléculas dos membros finais de soluções sólidas permitem quantificar as atividades de componentes químicos. Essas atividades são parâmetros termodinâmicos que permitem diagnosticar as condições de pressão, temperatura e pressão de voláteis, tais como O₂, CO₂, etc. O primeiro exemplo de uso dos dados químicos desse capítulo foi através das composições das olivinas e

magnetitas coexistentes nos furos FGA41 e FGA07 através dos geotermômetros **olivina-espinélio** baseado nas trocas de Mg-Fe entre essas duas fases utilizando a calibração empírica de Fabriès (1979) e a calibração experimental de Ballhaus *et al.* (1991a e b). As temperaturas calculadas através do programa PTMAFIC (Soto, 1992), para a versão de Fabriès ficaram entre 1045-965°C, enquanto que, segundo Ballhaus (1991 a e b), as temperaturas estimadas são sensivelmente mais baixas, entre 490-506°C. No primeiro caso as temperaturas são interpretadas como da cristalização das duas fases, enquanto que as temperaturas mais baixas podem ser interpretadas como resultantes de re-equilíbrio metamórfico (Deer *et al.*, 1969 e Frost, 1991) ou também de re-equilíbrio subsólido, marcando o fim do resfriamento do sistema magmático (Cawthorn & Molineux, 1986, Rudashevsky *et al.*, 1992 e Buchanan, 1982).

Outras faixas de temperaturas foram bloqueadas utilizando o mesmo programa PTMAFIC, através do geotermômetro do ortopiroxênio que utiliza a solubilidade de Ca-Al e Cr-Al naquele mineral. Para a calibração empírica de Witt-Eickschen e Seck (1991), as temperaturas se situaram perto de 800°C enquanto que com a calibração semi-empírica de Brei e Khöler (1990) se bloqueou temperaturas da ordem de $982 \pm 26^\circ\text{C}$. Repete-se nestes dados a discordância de temperaturas para o mesmo modelo que pode ser atribuída à incerteza incorporada ao modelo pelos erros de determinação das concentrações de Al e, especialmente, Cr, muito baixas nos minerais estudados.

Temperaturas e pressões foram obtidas graficamente através dos diagramas de Herzberg (1978), baseado na proporções molares das moléculas de membros finais da solução sólida de clinopiroxênios. Os dados foram plotados na grade petrogenética de solubilidade do alumínio dos fácies olivina-gabro, espinélio-gabro, granada-espinélio-piroxenito e granada-piroxenito no sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. A figura 5.10 A exibe distribuição dos pontos referentes aos clinopiroxênios do **S.R.J.** para os quais foram determinadas temperaturas no intervalo 820-950°C e pressões muito baixas, de aproximadamente 1Kbar. As temperaturas estão em concordância com o geotermômetro do ortopiroxênio; ambos os modelos se baseiam na atividade do alumínio, embora os minerais provenham de zonas distintas da intrusão. As pressões baixas não tem a acuracidade necessária pois se baseiam no balanço $\text{Al}^{\text{vi}}/\text{Al}^{\text{iv}}$, dependendo de dados de alta acuracidade de Al e Si.

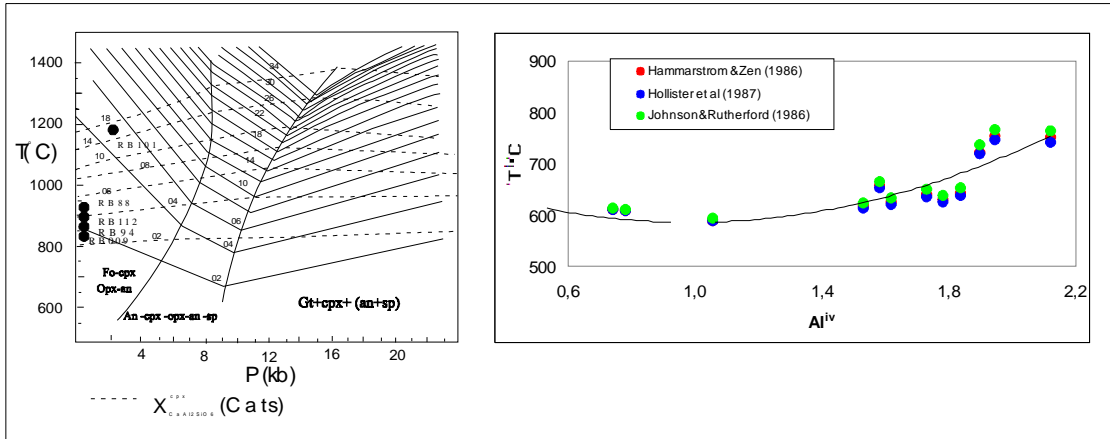


Figura 5.10 - Dados geotermobarométricos de clinopiroxênio do S.R.J. A - Geotermômetro/barômetro para clinopiroxênio de Herzberg (1978). B – Geotermômetro anfibólio/plagioclásio de Blundy e Holland (1990), calculados a diferentes pressões segundo os três geobarômetros empíricos como função do A^{iv} para demonstrar a insensibilidade com a pressão. Notar em B que o alumínio tetraédrico varia substancialmente independente da temperatura.

As temperaturas das associações de plagioclásio e anfibólios foram obtidas através do geotermômetro de Blundy e Holland (1990). Este geotermômetro é baseado nas trocas de $NaSi \leftrightarrow CaAl$ entre plagioclásios cálcicos e anfibólios, baseados nas reações: edenita+quartzo = tremolita+albita e pargasita+quartzo = hornblenda+albita. Este geotermômetro tem a sua aplicação limitada, segundo seus autores, a plagioclásios com menos de 15% de molécula de albita. Os resultados estão plotados na figura 5.10 B que resultou no bloqueio de temperaturas entre 550-800°C plotadas para os geobarômetros empíricos de Hammarstrom e Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) e Johnson e Rutherford, (1986). Como resultado, observa-se que o geotermômetro não é sensível a pressões e que, portanto, as temperaturas dos anfibólios hornblendíticos e tschermakíticos (550-650°C) são compatíveis com os dados de Marinho (1991) que apontaram metamorfismo dinâmico nas zonas metamórficas silimanita-muscovita e silimanita-K-feldspato a 590-660°C. Os anfibólios pargasíticos, de temperaturas mais altas, podem estar relacionados tanto a condições ígneas, quanto metamórficas.

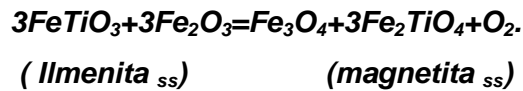
Anfibólios podem ser produzidos experimentalmente entre 500 e 1.000°C e anfibólios ígneos de composição pargasítica se formam a temperatura máxima também de 1.000°C. Assim, as temperaturas mais altas encontradas, tendo em mente os dados texturais que apontam uma trama ígnea para os anfibólios pargasíticos, podem ser consideradas como relacionadas ao resfriamento da intrusão.

Alguns autores consideram que o resfriamento de corpos ígneos ocorre em regimes oxidantes (por exemplo, Blundy e Holland, 1990). Evidência dessa oxidação seria o aumento do teor de #Mg nos anfibólios a temperaturas gradativamente

decrecentes. No **S.R.J.** os anfibólios apontam para um quadro sugestivamente similar (figura 5.11). Segundo Leake (1997), anfibólios tendem a dissolver mais Ti a temperaturas crescentes, o que explica a variação antipatética de (#Mg, Fe³⁺) com Ti. Estes dados apontam consistentemente para a existência de resfriamento sob condições relativamente oxidantes para os leucogabros e anortositos da ZSII, portadores de anfibólio ígneo. Na figura 5.11 também estão representados os campos de temperatura referentes ao *solidus* de um granitóide, de um gabro típico e o líquido de um magma diorítico. As temperaturas mais baixas marcadas pelos anfibólios correspondem a uma faixa abaixo do *solidus* do granitóide e são equivalentes às temperaturas metamórficas de Marinho (1991, *op. cit.*), enquanto o outro grupo de amostras está a temperaturas acima desse fácies metamórfico e pode ser portanto interpretado como temperaturas de re-equilíbrio ao final do resfriamento magmático.

5.7.2 Óxidos de Fe-Ti-V

Dados da química mineral dos óxidos de ferro-titânio, recalculados sob a forma de proporções molares de ulvoespinélio na magnetita e de hematita na ilmenita, foram plotadas no geotermômetro de Lindsley e Spencer (1981) (figura 5.11 A). Esses autores calibraram este geotermômetro-oxibarômetro experimentalmente sob condições de fugacidade do oxigênio conhecidas para a reação:



Como resultado obteve-se temperaturas entre 500 e 600°C para os pares magnetita-ilmenita, concordantes com as temperaturas calculadas pelo geotermômetro olivina-espinélio de Ballhaus (1991 a e b), o que sugere temperaturas muito abaixo das esperadas para essas paragêneses, ou seja, abaixo de 1100°C para primocristais de ilmenita pré-magnetita. As condições de fugacidade de oxigênio relativas ($\Delta \log f\text{O}_2 = \log f\text{O}_2 - \text{QFM}$) exibidas na figura 5.12 A são extremamente redutoras, o que, aliado às baixíssimas temperaturas das fases, mostra que esses óxidos foram reequilibrados sob condições redutoras, com o aumento da proporção de magnetita na *magnetita*_{ss}, provavelmente segundo a reação de oxi-exsolução do geotermo-oxibarômetro de Spencer e Lindsley (*op.cit.*).

A relação dessas temperaturas com o metamorfismo é dada pela expectativa de redução dos óxidos seguindo a recristalização metamórfica, e não de oxidação, como é observado. Da mesma forma que é observado em outras províncias metamórficas por outros autores (p. ex. Newton, 1995), o geotermômetro de Spencer e Lindsley mostra a clara redução desses óxidos por processos metamórficos, sendo as temperaturas por ele fornecidas confiáveis quando comparadas com dados geotermométricos de pares

de magnetita-ortopiroxênio coexistentes. Dados de equilíbrio de fases estabelecidos para paragêneses contendo anfibólios ígneos (pargasita-hastingsita) em sistemas toleíticos similares aos leucogabros da Zona Superior, sugerem que eles são estáveis a temperaturas menores que 1100 °C (p. ex. Sisson e Crove, 1993).

Assim, o geotermômetro de Lindsley e Spencer (1981) fornece temperaturas compatíveis com metamorfismo de Marinho (1991), embora Buchanan (1977) tenha registrado temperaturas sensivelmente baixas de re-equilíbrio de paragêneses de óxidos por resfriamento magmático na área de Bethal do Complexo de Bushveld. Frost (1991 pp. 461) aponta as várias trajetórias de cristalização de magmas segundo o ponto de vista das temperaturas e $\Delta \log fO_2$. Segundo esse modelo, magmas com paragênese de olivina, dois piroxênios e dois óxidos se diferenciam a temperaturas decrescentes com $\Delta \log fO_2$ abaixo de zero, ou seja, sob condições oxidantes.

A figura 5.12 B exibe um diagrama baseado em Frost *et al.* (1988) para os trends de resfriamento durante equilíbrio inter-óxido para paragêneses com diferentes proporções de magnetita e ilmenita. Neste diagrama estão representadas as composições modais dos magnetitos e as composições molares das duas soluções sólidas, isto é, magnetita e ilmenita. Como resultado, observa-se que para a composição atual de acima de 80% de magnetita no minério magnético com as proporções molares de ilmenita ($X'_{ilm} > 90\%$) e ulvoespínélio ($X'_{usp} < 10\%$), a trajetória de resfriamento seria comandada pela magnetita, isto é, sob regime oxidante. Na mesma figura 5.12 B foram representadas trajetórias inferidas a partir das temperaturas limites superiores obtidas das olivinas, piroxênios e anfibólios que, juntamente com os dados termométricos dos óxidos, permitem montar um quadro que descreve a trajetória do resfriamento do **S.R.J.** sob condições redutoras, controlada pela magnetita a partir da formação de ilmenita a 1000°C até o re-equilíbrio final dos óxidos a temperaturas da ordem de 500°C.

5.7.3 Piroxênio

Foram observados três tipos de piroxênios nas amostras estudadas (figura 5.1). Devido à anfibolitização ocorrida na maioria dos protólitos das rochas do **S.R.J.**, apenas algumas amostras ainda preservam restos de piroxênios originais. Foram identificados e analisados piroxênios das rochas de bordo, dos piroxenitos com magnetita e de gabros da Zona Superior. Nas amostras da Zona de Bordo foram identificados grãos de clinopiroxênio verde euédrico formando parte da matriz rica em anfibólio e plagioclásio. Trata-se de clinopiroxênio de composição salítica (En_{36}) (figura 5.1). Esses clinopiroxênios têm teores muito ricos em cálcio (Wo_{49}), que, segundo Gaetani *et al.* (1993) podem estar relacionados a magmatismo associado a arcos vulcânicos, isto é,

crystalização a baixa pressão ($\approx 2\text{kbar}$), em ambiente saturado em H_2O . Os piroxênios mais ricos em cálcio coexistem com associações metamórficas de anfibólios do tipo magnésio-honblendítica.

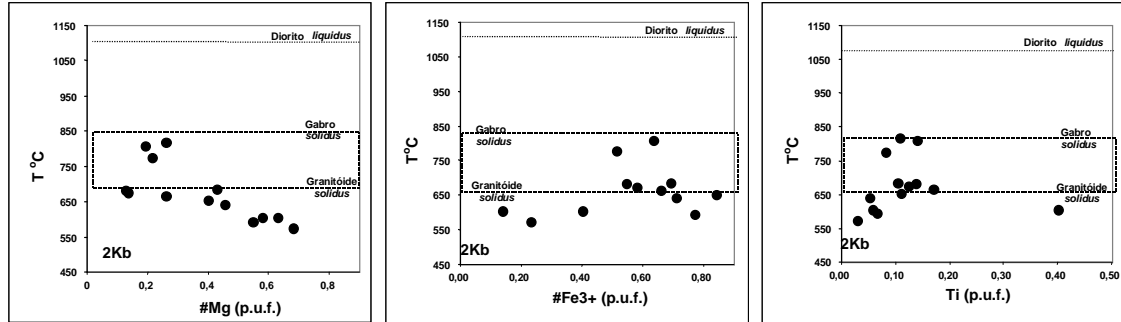


Figura 5.11 - Diagrama demonstrando as variações de temperatura dos anfibólios calculadas pelo geotermômetro de Blundy e Holland (1990). O resfriamento é acompanhado de provável oxidação sugerida pela variação de $\#Mg$, Fe^{3+} e Ti. Notar a diminuição de $\#Mg$ e Fe^{3+} com o aumento da temperatura, contrastando com o aumento de Ti por unidade de fórmula a temperaturas mais altas.

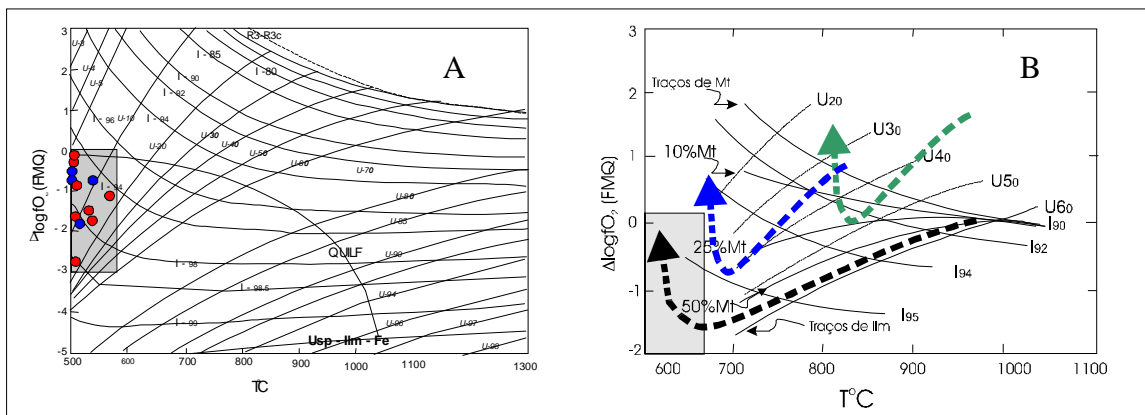


Figura 5.12 - Dados geotermométricos e oxi-barométricos para as paragêneses de óxidos de Fe-Ti do S.R.J.. A- Diagrama de Spencer e Lindsley (1983). B- Trajetória de resfriamento descrita no diagrama de Frost (1991) para as rochas do S.R.J.. A linha tracejada preta corresponde ao resfriamento segundo a magnetita, a linha azul corresponde aos piroxênios, enquanto a linha verde descreve a trajetória sob o ponto de vista da olivina. O retângulo corresponde ao campo de baixa temperatura referente a provável superposição de redução por metamorfismo.

Nas rochas piroxeníticas associadas com magnetitos ocorre ortopiroxênio de *cumulus* junto à magnetita com composição de ferro-hiperstênio (En_{39}). Piroxênios similares (En_{43}) são observados nas rochas piroxeníticas anfibolitizadas da Zona Superior também portadoras de magnetita de *cumulus*. Em gabros da base da Zona Superior foram identificados pares de piroxênios de composição variando de pigeonita a ferro-hiperstênio (En_{41}).

5.8 Variações Crípticas

Variações crípticas correspondem a mudanças graduais no teor de uma molécula de um membro final de uma solução sólida de minerais, ao longo de perfis de uma ou mais unidades de uma intrusão. Nesta seção examinaremos as variações crípticas de plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita ao longo da estratigrafia do *Sill* do Rio Jacaré na seção geológica padrão da Fazenda Gulçari (figura 5.1). Como foi observado nas seções anteriores desse capítulo, variações composicionais nos minerais essenciais foram detectadas em diagramas. Assim, será feita a descrição das variações das fases através da representação gráfica dos teores dos membros finais de acordo com as alturas estratigráficas das amostras.

5.8.1 Plagioclásio

Por se tratar de uma intrusão gabrótica o S.R.J. exhibe plagioclásio como o mineral essencial mais abundante e portanto essa fase seria um marcador ideal do fracionamento do S.R.J. No entanto o plagioclásio do S.R.J. sofreu modificações na sua composição original através da recristalização metamórfica em porções intensamente anfibolitizadas. Na Zona Inferior, ocorre também saussuritização forte desse mineral. Não obstante, essas transformações metamórficas é possível se observar vestígios de variações crípticas no teor de anortita do plagioclásio no S.R.J. Três feições são definidas pelos plagioclásios considerados como de origem ígnea (figura 5.13 A). A primeira feição é observada na Zona de Transição onde os teores de anortita apresentam um padrão em “dente de serrate” com plagioclásio variando de An₃₅ a An₆₀. Esta feição praticamente discrimina os níveis gabróticos intercalados nos magnetita-piroxenitos dessa zona. O segundo padrão é um notável aumento do teor de anortita da base para o topo da Unidade Ila da Zona Superior, de An₃₀ a An₆₈, revertendo bruscamente para An₃₅, na amostra RB007 na base da subunidade IIb. A última feição de variação é observada nos anortositos do topo subzona IIc (figura 5.13A), quando o plagioclásio evolui da composição An₃₅ até atingir An₆₈.

O padrão em “dente de serrate” assemelha-se ao padrão oscilatório de unidades cíclicas onde fases alternam-se como minerais de *cumulus* e *post-cumulus*. Esta alternância das fases que constituem os minerais de *cumulus* podem caracterizar contatos de proporção. No caso em estudo as inversões correspondem a interrupções na formação de plagioclásio para cristalização de clinopiroxênio e magnetita de *cumulus*. As variações observadas na Zona de Transição do **S.R.J.** são portanto aqui interpretadas como sendo um *trend* oscilatório típico de eventos de cristalização cíclica de fases alternando-se no comando do fracionamento.

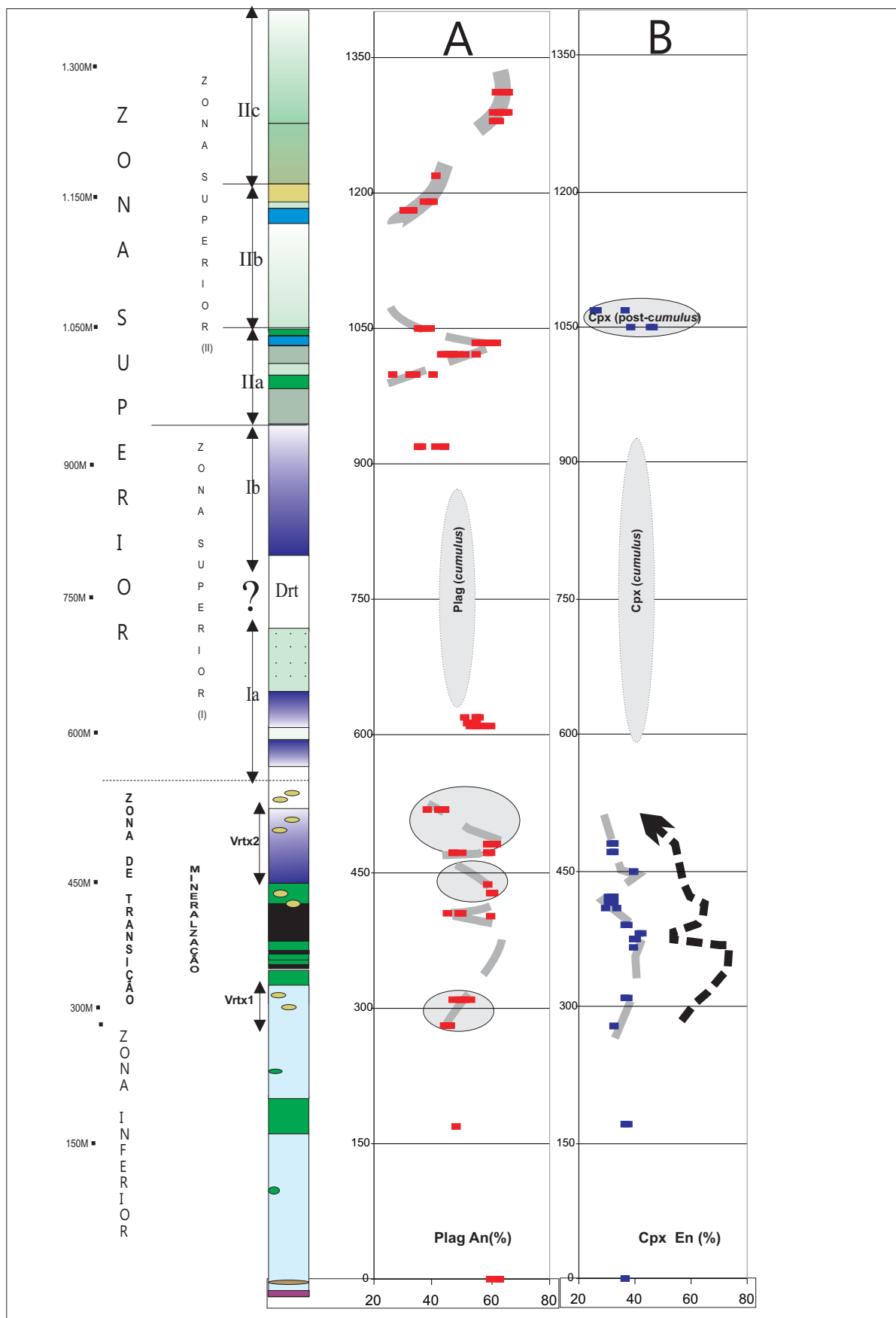


Figura 5.13 - Variações composicionais em função da posição estratigráfica dos principais minerais do Sill do Rio Jacaré. A - Variações dos plagioclásios. B - Variações dos clinopiroxênios. Notar as reversões nos trends dos piroxênios na base da zona da magnetita. Notar também a reversão das variações dos plagioclásio na Zona de Transição no contato entre a ZSI/II. Obs: A linha tracejada é um esboço da variação do teor de vanádio na magnetita.

Variações crípticas dos teores de anortita em plagioclásio são observadas em várias intrusões conhecidas mundialmente. Em algumas intrusões, como o Complexo Bushveld, por exemplo, o plagioclásio varia An_{80} a An_{40} (Von Grunewald, 1973 e Kruger e Marsh, 1982). No Complexo de Stillwater Raedeke e McCallun (1982) mostram que o plagioclásio varia de An_{60} a An_{40} . As variações são acentuadas no Complexo de Bushveld e mais discretas no Complexo de Stillwater. O padrão observado na Zona Superior sugere uma situação mais peculiar. Como foi visto no Capítulo 3, essa zona é caracterizada por ser modalmente acamadada, onde leucogabros passam gradualmente a anortositos pelo aumento da proporção modal de plagioclásio. Nessa situação seria lógico esperar a diminuição do teor de anortita no plagioclásio da base para o topo. O padrão observado sugere que as camadas são mais ricas em anortita de oeste para leste, indicando uma possível estratigrafia química com topo para oeste, ou seja, o contrário do estabelecido por vários autores (p.ex. Brito, 1984). Essa discussão será retomada quando do estudo dos elementos traços nessa zona no próximo capítulo.

5.8.2 Piroxênio

A variação críptica nos clinopiroxênios já foi antecipada no quadrilátero dos piroxênios na figura 5.13B. Na Zona de Transição observa-se uma variação sistemática do teor de enstatita no clinopiroxênio, crescendo de En_{31} a En_{40} , de oeste para leste, até o contato do magnetita piroxenito com a camada de magnetitito maciço. Neste contato observa-se uma reversão nessa variação, com uma queda para composições próximas a En_{33} , com repetidas pequenas reversões até atingir valores de En_{31} nos cumulos máficos. Tal padrão sugere um empobrecimento da molécula de enstatita no sentido oeste, constituindo-se numa nova sugestão geopetal de topo químico-estratigráfico para oeste. No entanto, o *trend* inverso, tanto de aumento de teor de An do plagioclásio como En do clinopiroxênio, a 300 m, por exemplo, poderia ser resultado de entrada de novo pulso de magma, mais primitivo.

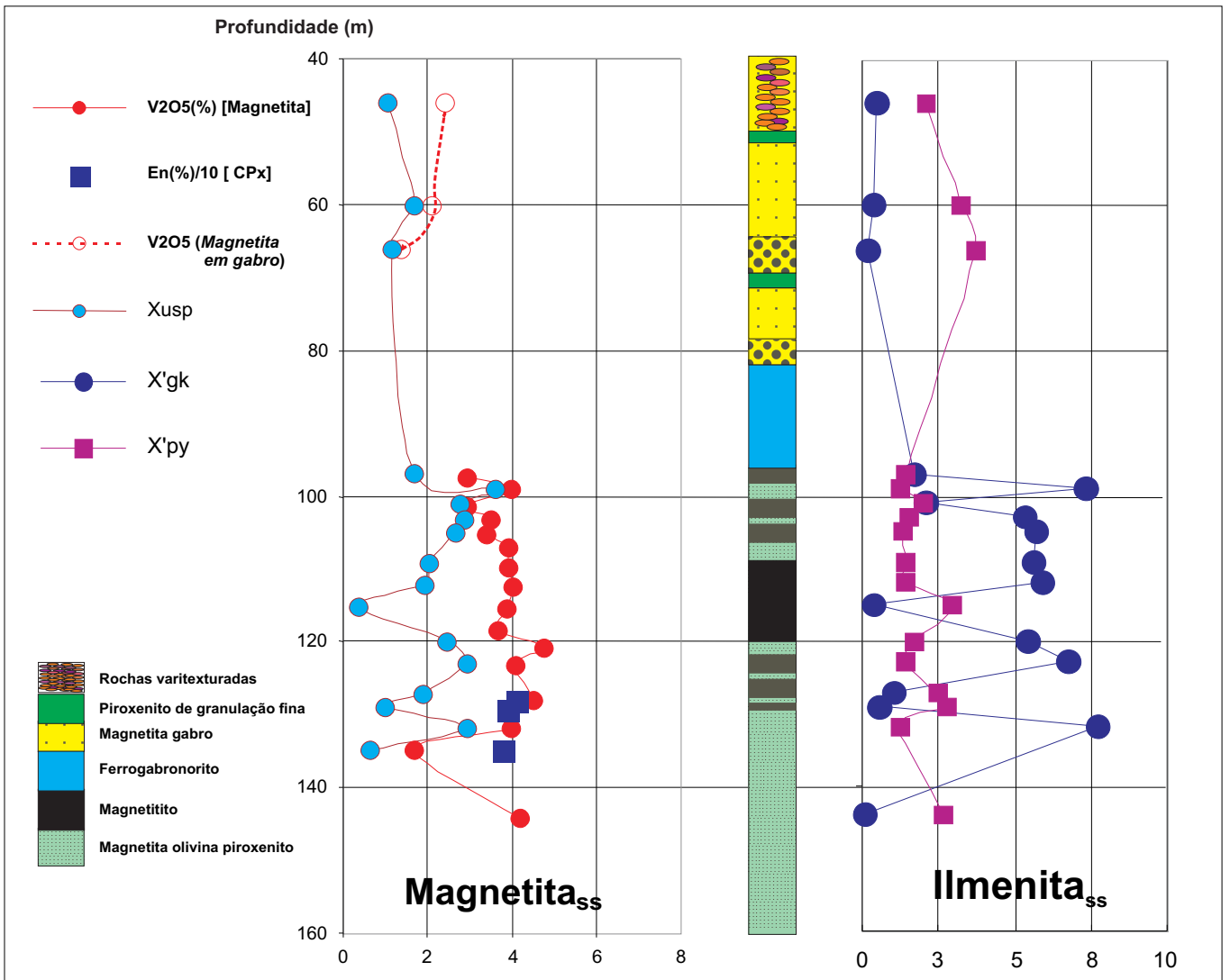


Figura 5.14 - Variações crípticas dos óxidos de ferro-titânio no furo FGA-41 da Fazenda Gulçari. A - Variação dos teores das frações molares de ulvoespínélio (Fe_2TiO_4) (X_{usp}) e vanádio na magnetita como função da posição das amostras em relação a profundidade amostrada. Notar a variação simpatética desses dois parâmetros no magnetita-piroxenito e antipatética nos magnetititos, mostrando que em condições de fO_2 mais altas o ulvoespínélio captura o ferro ferroso. Notar também os teores de enstatita dos clinopiroxênios concordantes com a variação do teor de vanádio. B - Variações crípticas dos teores das frações molares de pirofanita (MnTiO_3) (X_{py}) e geikielita (MgTiO_3 , X_{gk}) nas ilmenitas coexistentes com as titanomagnetitas de "A". Notar a variação antipatética dos dois membros finais da *ilmenita*_{SS}, indicando que o comportamento do manganês e magnésio distintos controlados pela magnetita: Nos piroxenitos a pirofanita acompanha a variação do ulvoespínélio, enquanto a geikielita acompanha a variação do vanádio, isto é, da magnetita.

5.8.3 Óxidos de ferro-titânio

Magnetita e ilmenita variam nas proporções molares dos membros finais, ulvoespínélio e geikielita, nas camadas de minério magnético, onde essas fases constituem minerais de *cumulus*. A figura 5.14 mostra em detalhe as variações observadas na Zona de Transição, exatamente nas camadas de minério de ferro magnético. As variações de teor de ulvoespínélio na magnetita mostra uma relação inversa com o vanádio. Como o vanádio substitui o ferro férrico, representando o membro final “magnetita”, esta variação mostra também as condições de oxidação do minério. Por exemplo, aumento de vanádio ou de fO_2 nos magnetitos implica na inibição de formação de ulvoespínélio. Conseqüentemente, as reduções de V são acompanhadas de aumento de Fe_2TiO_4 .

Como pode ser visto na figura 5.14, existe nos magnetitos da cota 100 metros um aumento de V e diminuição de X'usp; esse arranjo apontaria o topo da camada para o contato situado na cota 120 metros. Segundo Cawthorn e Molineux (1986), Reynolds (1986), o vanádio se incorpora à estrutura da magnetita nas fases mais “reduzidas” da oxidação, quando é encontrado com relativa abundância; com o aumento da oxidação o vanádio volta a ter o comportamento típico de elemento traço, e participa das substituições em pequenas quantidades. Cawthorn e Molineux (1986) registraram variações de vanádio nas magnetitas do *Main Magnetite Seam* do Complexo de Bushveld em altas concentrações (1,5 a 2% V_2O_5) na base da unidade, com decréscimo abrupto no centro da camada e diminuição progressiva no sentido do topo. Se esse critério for aplicado às magnetitas do Alvo A da Fazenda Gulçari, o vanádio e X'usp apontariam o topo químico do pacote mineralizado para oeste.

A ilmenita mostra uma variação bastante peculiar na proporção molar dos seus membros finais. Pirofanita e geikielita mostram sistemática relação antipatética entre si, indiferente da rocha encaixante. A geikielita aumenta substancialmente no contato do magnetito a 120 metros, onde ocorre um nível rico em olivina. A geikielita acompanha concordantemente a variação do vanádio, mostrando que a sua presença inibe a o aumento de ulvoespínélio que também compete pelo magnésio. A pirofanita acompanha o comportamento do ulvoespínélio, sem contudo mostrar uma variação acentuada.

Os teores de enstatita observados próximos ao contato do magnetito exibem uma variação levemente crescente em direção ao magnetito, concordante com o vanádio. Isso é coerente com a observação de vários petrólogos de que a cristalização de magnetita promove o particionamento mais forte do magnésio para os piroxênios (e olivina). As variações crípticas nas rochas ricas em plagioclásio são bastante elucidativas, apesar do número reduzido de amostras; os dados colhidos

apontam para um comportamento simpatético de X'_{usp} e V nos gabros com aumento de X'_{py} e diminuição de X'_{gk} na ilmenita. Essa observação implica uma cristalização em condições mais redutoras, com ferro ferroso e magnésio particionando para os silicatos.

5.9 Comentários Finais

Os dados discutidos nesse capítulo permitem, em primeiro lugar, testar a aplicabilidade das divisões estratigráficas estabelecidas pelos trabalhos de campo e pela petrografia na química dos minerais.

Os clinopiroxênios são de baixo alumínio (Al_2O_3 entre 0,3 a 1,5%) variando de $Di_{50}<Di<Di_{90}$ % e En 41-25%. Os ortopiroxênios, ferrohiperstênio ($Wo<5$ % e $En<60$ %). As olivinas têm composições de Fo_{55} (hyalosiderita) a Fo_{42} (hortonolita).

Anfibólios são cálcicos ($Ca>1,5$ e $Ca+Na>2$), exibindo um trend contínuo desde magnésio-hornblenda a ferro-tschermakita. Os anfibólios de origem ígnea têm composição de pargasita a Fe-hastingsita e textura intercumular. Os óxidos de Fe-Ti-V mostram variações nas proporções molares de membros finais das soluções sólidas magnetitass ($X'_{usp}<10$ %) e ilmenitass($X'_{ilm}>90$ %).

Com a exceção das variações composicionais da olivina, alguns minerais definem acamadamento críptico marcado pela cristalização fracionada das principais fases de *cumulus*. As variações de Si e Mg dos anfibólios mostram grau metamórfico crescente de oeste para leste no sentido do Bloco Jequié.

Estudos geotermométricos permitiram estimar faixas de temperaturas magmáticas entre 900-950 C para o início do re-equilíbrio dos silicatos enquanto os óxidos de Fe-Ti-V se reequilibraram até atingirem temperaturas de 450°C durante a exsolução do ulvoespínélio.

Estudos de geobarometria de clino e ortopiroxênio indicam pressões de aproximadamente 1 Kbar para a cristalização de **S.R.J.**. Isto demonstra a aplicabilidade do termo sill que caracteriza intrusões colocadas a profundidades rasas. As rochas ricas em anfibólio mostraram que as condições de metamorfismo produziram temperaturas de 550-600°C.

CAPÍTULO 6

LITOGEOQUÍMICA

6.1 Introdução

A caracterização geoquímica do setor nordeste do Grupo Contendas - Mirante foi amplamente discutida por Marinho (1991) e Marinho *et al.* (1992), principalmente no que diz respeito aos litotipos de origem vulcânica. O *Sill* do Rio Jacaré, por sua vez, foi anteriormente estudado por Brito (1981 e 1984), Gomes (1987), Cruz e Vianna (1990) e Marinho *et al.* (1994a).

Neste capítulo serão apresentados os estudos geoquímicos de rocha total visando a classificação química das rochas e descrição das linhas de evolução magmática, especialmente de fracionamento. Inclui também a discussão de petrogênese através da comparação da química das rochas em confronto com a química das fases minerais, apresentadas através de diagramas e dados geológicos. A figura 6.1 lista os elementos analisados.

TABELA PERIÓDICA DOS ELEMENTOS QUÍMICOS ANALISADOS																			
Be																			
Na	Mg															Al	Si	P	S
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se				
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo		Ru	Rh	Pd	Ag		In	Sn	Sb	Te				
		La	Hf	Ta	W		Os	Ir	Pt	U		Tl	Pb						
			Ce	Pr	Nd	Cr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tb	Yb				
			Th		U														

Obs: Os elementos sombreados serão estudados no capítulo 8 os retângulos tracejados correspondem aos elementos traços.

Figura 6.1 – Lista de elementos analisados segundo a tabela periódica simplificada

6.2 Rochas Vulcânicas

As rochas encaixantes do **S.R.J.** foram estudadas em detalhe por Marinho 1991, Marinho *et al.* 1992, e Marinho *et al.* 1994 e compartmentadas como parte integrante da unidade média do Grupo Contendas-Mirante, sendo caracterizadas como basaltos calcialcalinos. A razão Zr/Y dessas rochas, entre 4 e 7, coloca-as no domínio do vulcanismo de arco continental, de acordo com classificação de Pearce & Norry (1979). Em contrapartida as rochas vulcânicas da unidade Inferior do GCM (Formação Jurema-Travessão) foram classificadas por Marinho (op.cit), através do diagrama geotectônico de Pearce e Cann (1973), como basalto intraplaca.

Essas rochas foram estudadas em conjunto com as rochas varitexturadas de granularidade fina que aparentemente constituem um conjunto de composições mais primitivas com respeito ao teor de magnésio no conjunto analisado. Segundo a classificação litogeoquímica utilizada na figura 6.2, as rochas varitexturadas são classificadas como gabros. Como são semelhantes às rochas de bordo, zonas resfriadas e até a vulcânicas porfiríticas, devido a granularidade fina, tentou-se classificá-las com os mesmos critérios. Como resultado, a figura 6.2 mostra que essas rochas podem ser classificadas como basaltos e andesitos basálticos. Segundo os critérios de Jensen (1976) (figura 6.2B), essas rochas correspondem a toleítos com alto magnésio (HMT), caráter químico este correlacionável a magmas de afinidade boninitica.

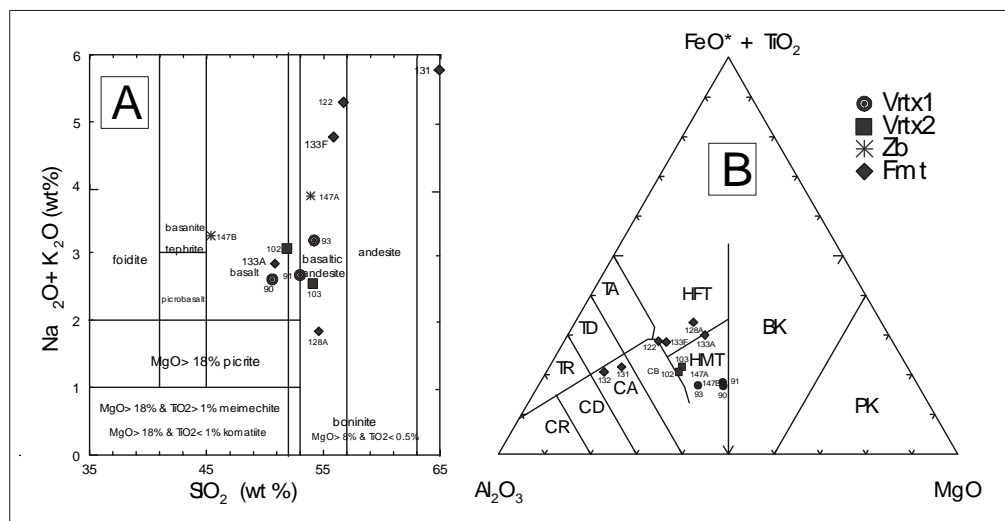


Figura 6.2 - Classificação de rochas vulcânicas aplicada às rochas de grã fina do S.R.J. e Formação Mirante. A - Diagrama de álcalis versus sílica de Le Maitre (1989). B - Diagrama catiônico de Jensen (1976) exibindo os diversos campos composicionais de rochas vulcânicas komatiíticas, toleíticas e calcio-alcálicas.

6.3 Classificação química ou mesonormativa das rochas do S.R.J.

Estas rochas foram classificadas segundo o procedimento de Eales *et. al.* (1986) que adaptou a classificação de Streckeisen (Le Maitre, 1989) para dados de correlação entre albíta+anortíta+ortoclásio normativos e Al₂O₃, para descrever os litotipos gabróicos do Merensky Reef. Na figura 6.3 quatro grupos litológicos podem ser discriminados. O primeiro e mais numeroso é o grupo dos leucogabros cuja ocorrência está limitada à Zona Superior. O segundo grupo compreende os gabros que ocorrem nas zonas Inferior, de Transição e Superior. O terceiro grupo compreende os melanogabros que ocorrem nas zonas de Transição e Superior. O último grupo consiste de rocha piroxenítica com plagioclásio, que

corresponde a camadas intercaladas com melanogabros, gabros e leucogabros nas zonas de Transição e Superior. Deve-se salientar que uma amostra, classificada quimicamente como anortosito, foi denominada petrograficamente de leucogabro (amostra RB018), enquanto que a amostra RB010, com 93% de plagioclásio, foi classificada quimicamente como leucogabro. Tal diferença deve ser atribuída à dificuldade de se estimar a composição modal de rochas de grã grossa, como é o caso desses cumulos.

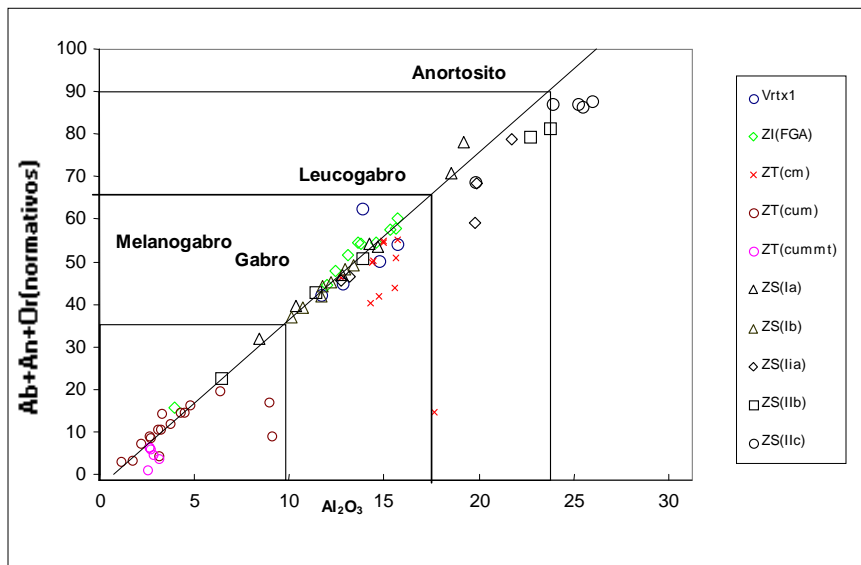


Figura 6.3 - Classificação química das rochas do S.R.J. no perfil da Fazenda Gulçari, baseados em Le Maitre (1989) e Eales (1986). Notar a dispersão dos pontos referentes às rochas com piroxênio de *cumulus* em torno da reta de correlação entre Ab+An+Or com Al₂O₃.

6.4 Elementos Maiores

Os elementos maiores são os constituintes mais abundantes de uma rocha porque são os formadores dos seus minerais essenciais. Dez elementos são geralmente denominados de maiores, geralmente são representados como óxidos, que inclui SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MgO, MnO, Na₂O, K₂O e P₂O₅. Em alguns casos minerais considerados geralmente como acessórios podem ocorrer em concentrações que superiores a 1%; nesse caso, recomenda-se que seu maior constituinte químico seja considerado um elemento maior. No caso do **S.R.J.**, o vanádio na Zona de Transição pode ser considerado como elemento maior por ser um importante constituinte da magnetita, mineral que ocorre como fase principal em algumas rochas dessa zona.

Em sistemas ígneos os elementos maiores têm concentrações proporcionais à concentração dos minerais essenciais cristalizados. De maneira inversa, os elementos-traço, pela sua incompatibilidade com a maioria dos silicatos, concentram-se no líquido e portanto representam uma porção do líquido magmático. Dessa maneira, a geoquímica de elementos maiores em rochas ígneas permite o estudo da evolução da solidificação do magmas, através das concentrações dos elementos que correspondem diretamente a concentração relativa dos minerais formadores dessa rocha.

Nas rochas formadas por acumulação magmática a variação das proporções dos minerais de *cumulus* alteram a relação sólido/líquido do sistema em cristalização. A retirada de fases de *cumulus* da zona de cristalização, através de movimento de massas por convecção composicional ou por modificações pós-*cumulus* nas pilhas de cumulos alteram as proporções dos óxidos normativos. Nestes casos, recomenda-se a utilização de razões entre óxidos, em diagramas binários ou a utilização de diagramas ternários. Uma outra técnica é a representações da composição química da rocha através de razões molares, isto é, das razões entre as moléculas dos principais minerais ou de moles de membros finais das soluções sólidas.

6.4.1 Mobilidade dos elementos

O estudo do comportamento geoquímico dos elementos maiores no **S.R.J** mostrou que as rochas apresentam evidências de metassomatismo potássico (figura 6.4) As amostras que foram mais afetadas foram as rochas varitexturadas, rochas anortosíticas de granulação grosseira e principalmente rochas vulcânicas da Formação Mirante. Essa potassificação é caracterizada mineralogicamente pela presença de ortoclásio, em vênulas pegmatíticas discordantes. Além de introdução de ortoclásio, ocorre também a alcalinização dos plagioclásios dos anortositos, próximo aos diques de aplitos e pegmatitos na Zona Superior. Ocorreram adições de sódio, com perdas de alumínio nos cumulos máficos nas rochas da Zona Inferior (Apêndice 1, figura 1-IA e B). Essa “sodificação” é acompanhada de perdas de cálcio (figura 1-IC e D). A sodificação é explicada pela presença de veios de albita nas rochas varitexturadas, rochas de bordo e da Zona Inferior. O metassomatismo sódico foi acompanhado de pequenas perdas de elementos ferromagnesianos como mostram as figuras 1-IE e F, 1-II A e B. As perdas de elementos ferromagnesianos devem estar relacionadas à hidratação dos piroxênios durante a anfibolitização com mobilização de K e Mg para formação de anfibólio. Os constituintes dos plagioclásios como Al, Na, Ca, e K mostram evidências de mobilização exibidas pelos

diagramas 1-II C e D. Nesses diagramas é evidenciada a perda de Ca que é acompanhada de ganho de Si e que diagnostica a albitização dos plagioclásios via sodificação. Essas modificações metassomáticas podem portanto ser atribuídas ao metamorfismo do facies anfíbolito.

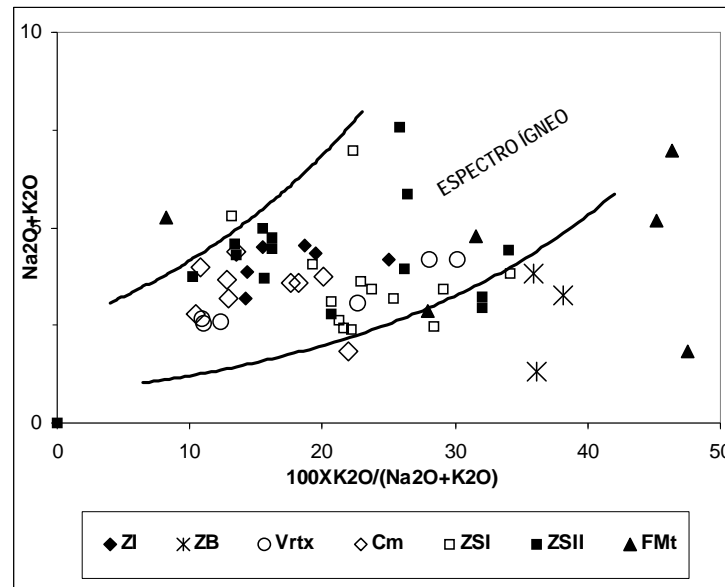


Figura 6.4 Diagrama de avaliação variação da mobilidade sódio e potássio para as rochas do SRJ baseado no diagrama de Hughes (1979)

Como conclusão pode-se afirmar que a maioria das rochas estudadas guardam características químicas dos seus protólitos ígneos, sendo que as rochas vulcânicas, rochas varitexturadas e aquelas do bordo da intrusão foram as mais que sofreram os efeitos dessas transformações.

6.4.2 O comportamento do Silício e do Ferro

O silício é o elemento mais abundante nas rochas do **S.R.J.**, e assim sendo é o elemento ideal para junto com outros elementos importantes descrever as características químicas dos protólitos ígneos do **S.R.J.**. Como pode ser visto no Anexo 6 os elementos mais abundantes sob a forma de óxidos nas rochas do **S.R.J.** são: SiO₂ variando entre 5 e 70%, seguido do ferro, 0 a 75%, alumínio, 5 a 30%, cálcio até 15%, magnésio, até 15%, TiO₂ até 20%, Na₂O até 6%, K₂O até 3%, V₂O₅ até 3,5%.

A tabela 6.1 mostra a matriz de correlação dos principais óxidos normativos para todas as zonas do sill, onde fica evidente a forte correlação negativa da sílica com FeO*=0,95; TiO₂=0,93; V₂O₅=0,88. Embora os coeficientes de correlação altos, estes

números não significam que tenhamos uma série única, sob o ponto de vista do silício como função, de Fe-Ti-V, ou seja um fracionamento comandado pela magnetita.

Tabela 6.1 – Matriz de correlação entre s elementos maiores. Notar os coeficientes de correlação negativos da sílica com os metais de transição. Ferro total expresso como FeO*

TiO ₂	-0,90																				
Al ₂ O ₃	0,63	-0,52																			
FeO*	-0,97	0,87	-0,76																		
MnO	-0,01	0,34	0,02	-0,04																	
MgO	-0,07	-0,11	-0,70	0,19	-0,08																
CaO	0,57	-0,71	0,12	-0,54	-0,32	0,40															
Na ₂ O	0,65	-0,57	0,89	-0,74	-0,12	-0,61	0,07														
K ₂ O	0,56	-0,49	0,61	-0,57	-0,20	-0,48	0,02	0,71													
P ₂ O ₅	0,35	-0,04	0,45	-0,42	0,70	-0,40	-0,12	0,31	0,24												
V	-0,94	0,89	-0,56	0,91	0,00	-0,01	-0,62	-0,56	-0,46	-0,32											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅											

A representação gráfica e numérica da estatística descritiva dos elementos maiores, com exceção do vanádio é apresentada na figura 6.5. A figura 6.6 mostra as equações das regressões lineares de SiO₂ em relação ao FeO(total) onde se nota que para cada zona, ou subunidade dessas zonas, existem diferentes R² mostrando em detalhe que o coeficiente de correlação geral da intrusão (0,95) é uma média fortemente influenciada pelo coeficiente de correlação de SiO₂ com FeO dos magnetitos, ou seja R²=0,98, seguido dos cumulos ultramáficos (0,78), Zona Superior Ib (0,70) e a Zona Superior IIb (0,53). As zonas Inferior, cumulos máficos, Superior Ia, IIa e c mostram nenhuma correlação. Esses dados estatísticos mostram a influência da magnetita de cúmulus com o marcador de fracionamento dos cumulos ultramáficos e daquelas duas subunidades da Zona Superior.

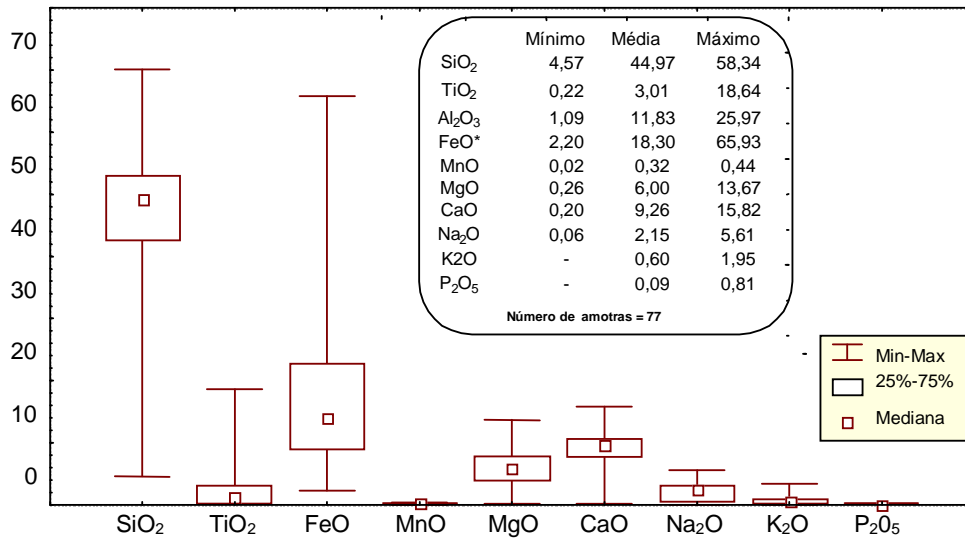


Figura 6.5 – Representação gráfica e numérica da estatística descritiva dos elementos maiores, com exceção do vanádio.

A Tabela 6.1, por outro lado, evidencia a falta de correlação de SiO₂ com os demais óxidos, revelando não existir um silicato único que comande o fracionamento de todas as séries do **S.R.J.**, sendo portanto necessário se estudar a intrusão em subpopulações de acordo com as zonas e subunidades das mesmas.

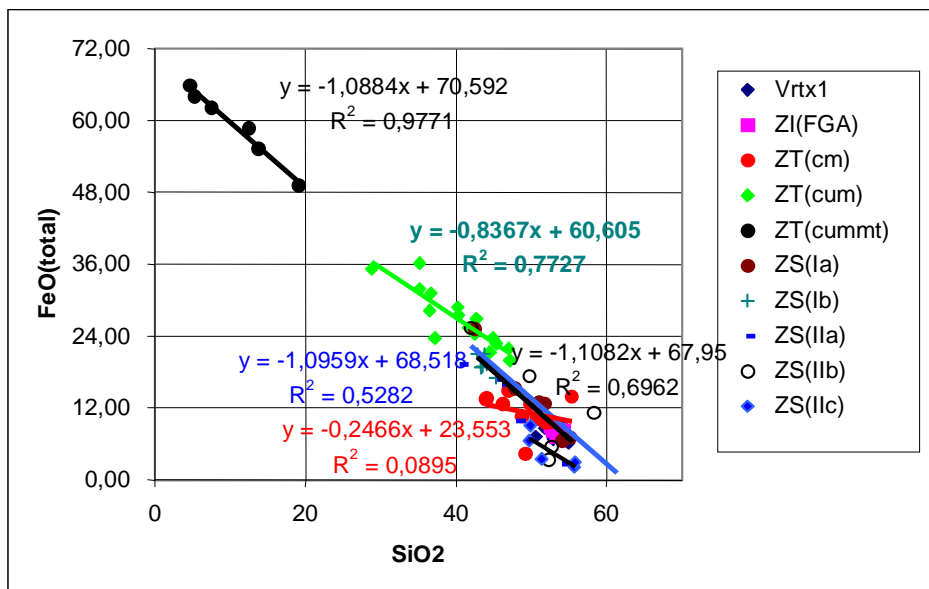


Figura 6.6 – Correlação de FeO e SiO₂ nas diferentes unidades do S.R.J. denotando que a correlação geral sofre uma forte influência de três unidades na qual a magnetita é um mineral de *cumulus*.

6.4.3 Relação do Silício com Cálcio e Magnésio

As rochas do **S.R.J.** contém clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e óxidos de Fe-Ti-V, o que deve implicar em boas correlações da SiO_2 com CaO e MgO. A figura 6.7 mostra que Mg e Ca têm correlação positiva (muito pobre) com a sílica apenas nos magnetitos, talvez influenciada pela presença da olivina, sendo que a dispersão observada deve-se provavelmente ao número reduzido de amostras. Nos cumulos ultramáficos piroxeníticos observa-se uma correlação negativa entre MgO e SiO_2 , com $R^2=0,40$. Este valor deve-se provavelmente à variação críptica observada no teor de enstatita dos clinopiroxênios no contato oeste, ou inferior, dos magnetitos. Os piroxenitos de leste, ou superiores, exibem Mg como variável independente de SiO_2 , mostrando que eles não são fracionados em relação a este elemento. Na Zona Superior observam-se relações covariantes negativas de magnésio e sílica nas subunidades Ib e IIb, com $R^2=0,65$ e $0,03$ respectivamente, o que embora associado a poucas amostras, confirmam a influência do clinopiroxênio no fracionamento dessas unidades, embora o plagioclásio tenha um papel mais importante no fracionamento dessa zona e deve ter agido como diluidor do efeito do clinopiroxênio na relação MgO/ SiO_2 .

O cálcio não exibe uma variação sistemática simpatética ou antipatética com a sílica, denotando que a dispersão observada pode estar ligada a duas possíveis situações. A primeira seria de origem primária, associada a diferentes modos de ocorrência das fases portadoras de cálcio (plagioclásio e clinopiroxênio) que podem ocorrer como minerais de cúmulus e pós-cúmulus em diferentes proporções, promovendo assim a falta de correlação. A segunda explicação para a dispersão do cálcio em função da sílica pode ser a remobilização destes dois elementos durante a recristalização metamórfica dos protólitos gabróticos. Como exemplo tem-se a ocorrência de venulações de albita, quartzo e calcita nas rochas de bordo, varitexturadas e da Zona Inferior. O segundo exemplo de remobilização de SiO_2 e CaO é a formação de anfibólio cálcico às expensas de plagioclásio e piroxênio, com produção de SiO_2 livre, como ocorre nas rochas da Zona de Transição.

Ca e Mg não apresentam correlação individualmente com Si sendo então necessário o estudo das razões entre esses elementos. Os magnetitos apresentam a melhor correlação da razão CaO/MgO com SiO_2 ($R^2=+0,75$). A ZT não exibe correlação de CaO/MgO com SiO_2 , devido à acumulação de clinopiroxênio com diferentes proporções de plagioclásio. As rochas da ZSIa, Ib e IIb mostram sofrível correlação entre CaO/MgO e SiO_2 , (Ib : $R^2=+0,62$) e (IIb: $R^2=0,50$), o que indica a influência provável do plagioclásio e subordinadamente do clinopiroxênio no fracionamento dessas rochas.

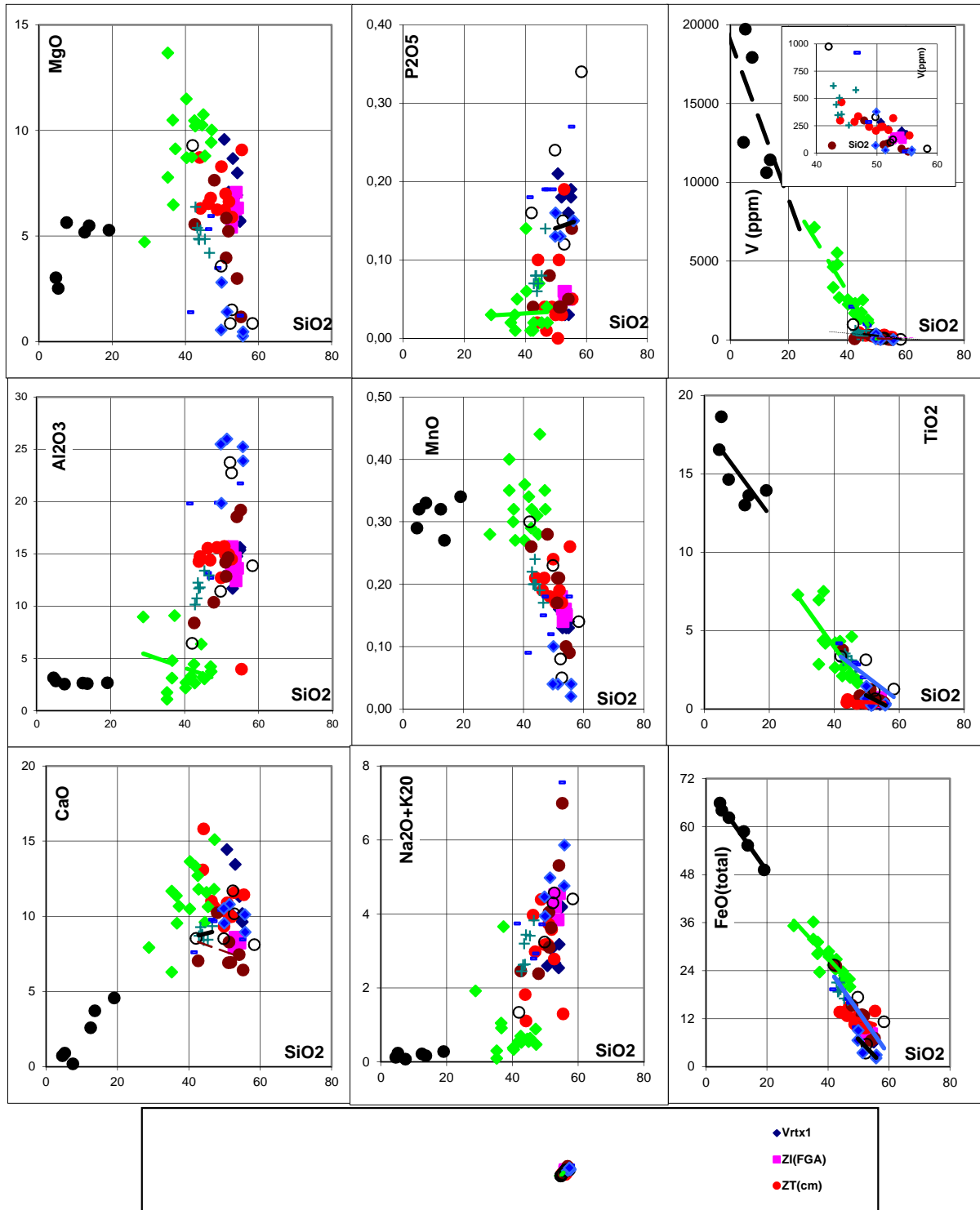


Figura 6.7 - Diagramas tipo "Harker" para os elementos maiores em função de SiO₂. Notar as correlações negativas da sílica com todos os elementos com a exceção do Al₂O₃, Na₂O+K₂O e CaO, marcadores do fracionamento do plagioclásio e do fósforo representado pela apatita poiquilíticamente incluída no plagioclásio. Notar a boa correlação FeO (total), TiO₂ e V, denotando o forte controle da magnetita como marcador do fracionamento. Notar também o comportamento distinto da dos cumulatos ultramáficos em relação a Na₂O+K₂O, CaO, Al₂O₃, MgO e Mn, mostrando a ausência de plagioclásio e o controle do clinopiroxênio e magnetita. Observar ainda o "gap" de composição entre 20 e 30% de SiO₂. Abreviaturas: Vrtx=rochas varitexturadas; ZI(FGA) = Zona Inferior na Fazenda Gulçari; ZT (cm) =cumulatos máficos,cum = cumulatos ultramáficos, cummt = magnetita-cumulatos; ZS = ZonaSuperior, unidades Ia, Ib, IIa, IIb e IIc.

6.4.4 A Relação Sílica - Alumina

Devido a alta proporção de plagioclásio, mineral portador de alumínio e dado o baixo teor deste elemento no piroxênio (<1,5% de Al_2O_3), quase que toda a alumina deve ser atribuída a esse mineral. Embora os anfibólios exibam teores de até 12% de Al_2O_3 , este conteúdo deve ser atribuído à rocha, e indiretamente ao plagioclásio que forneceu cálcio e alumínio na formação desse mineral. Observa-se que a correlação de SiO_2 com alumina na intrusão como um todo é $R^2=0,4$; no entanto, apenas a subunidade Ib exibe uma correlação razoável entre alumínio e sílica ($R^2=0,68$), denotando a influência do plagioclásio nessas rochas.

6.4.5 A Relação Alumínio - Álcalis

A elevada proporção de plagioclásio nas rochas do **S.R.J.** também permite observar a relação Na_2O+K_2O versus Al_2O_3 ($R^2=0,78$). A exemplo da relação entre Fe e Si, esta relação expressa apenas proporções modais distintas de plagioclásio em comparação com outras fases (clinopiroxênio) independentemente da unidade estudada. Essa razão, quando relacionada às Zonas e subunidades do **S.R.J.**, mostra que os coeficientes de correlação são similares à regressão geral, destacando-se os piroxenitos do contato leste dos magnetitos com $R^2=0,75$ que realça presença de plagioclásio nessas rochas. A subunidade Ia da Zona Superior exibe o melhor coeficiente de correlação ($R^2=0,87$) devido a sua natureza leucogabroica, denotando a presença de plagioclásio. As unidades Ib e IIa da Zona Superior exibem $R^2=0,70$ e $0,68$, respectivamente; a unidade IIb ($R^2=0,58$) também mostra a importância do plagioclásio como marcador do fracionamento da Zona Superior. Os gabros dos cumulatos máficos, da Zona Inferior e das rochas varitexturadas não exibem nenhuma variação sistemática entre alumina e álcalis, sugerindo que essas rochas pouco se fracionaram com respeito a esses elementos.

6.4.6 Manganês

O manganês é um elemento importante na constituição da ilmenita, dos espinélios e dos piroxênios. Dessa maneira, a exemplo do Fe, Ti e V, este elemento deve exibir boa correlação com SiO_2 . De uma maneira geral, o manganês exibe correlação negativa com SiO_2 na maioria das unidades do **S.R.J.**, com exceção dos magnetitos e das rochas da subunidade IIa da Zona Superior. A melhor correlação negativa ocorre nos piroxenitos do contato leste dos magnetitos ($R^2=0,85$), provavelmente por influência da ilmenita, devido ao alto teor de TiO_2 dessas rochas (4%), visto que os piroxênios não parecem influenciar o

fracionamento do magnésio e cálcio dessas rochas. Na Zona Superior ocorre uma seqüência decrescente de coeficientes de correlação negativos desde a subunidade Ia ($R^2=0,70$), Ib ($R^2=0,53$), IIb ($R^2=0,52$) e IIc ($R^2=0,36$), que provavelmente denota a progressiva diminuição da influência do clinopiroxênio no fracionamento dessas rochas, provavelmente acoplado ao aumento da influência do plagioclásio nessas rochas modalmente acamadadas.

6.4.7 Fósforo

O fósforo é elemento essencial na apatita e em outros minerais acessórios. Nas rochas estudadas observa-se apenas três unidades com boa correlação entre P_2O_5 e SiO_2 . A melhor correlação ($R^2=0,8$) ocorre nos piroxenitos do contato leste dos magnetitos e deve estar relacionado a presença de apatita, associada à magnetita nos cumulos máficos. Na Zona Superior, P_2O_5 exibe correlações positivas ($R^2 \sim +80$) com K_2O nas subunidades Ia, Ib, IIa e IIb, devendo refletir a ocorrência da apatita como inclusões nos plagioclásios dessas rochas. P_2O_5 é também um discriminante entre as Zonas Superior I e II. Na Zona Superior I, os teores máximos alcançam 0,18%, enquanto que na Zona Superior II os teores de P_2O_5 variam entre 0,15 a 0,4, demonstrando a importância da apatita no fracionamento do magma formador das rochas dessa unidade. Conclui-se que o fósforo acumulou-se na Zona Superior, atingindo valores máximos nas suas sub-unidades superiores.

6.4.8 Diagramas Ternários

A utilização de diagramas triangulares para rochas básicas é geralmente direcionada para simular sistemas químicos de três componentes relacionando-os a campos de estabilidade de fases, termodinamicamente calibrados por experimentos em sistemas sintéticos. Estes diagramas geralmente apresentam elementos (expressos como óxidos), ou óxidos normativos dispostos em vértices de triângulo em ordem de formação de minerais de temperaturas decrescentes, como é o caso do clássico diagrama “AFM”, onde o vértice “M” representa os minerais magnesianos, ou refratários, de temperatura mais alta, seguido do vértice “F” para os minerais de temperaturas medianas neste sistema e por fim o vértice “A”, representando fases que se formam a temperaturas mais baixas. Dessa maneira, esta representação é uma versão “ternária” da evolução do fracionamento, resfriamento e cristalização, descrevendo assim a linha de descida do líquido (*liquid line of descent*). Através desse princípio de simular a evolução de líquidos a temperaturas

descendentes, este diagrama pode ser utilizado para fins classificatórios de séries magmáticas como Irvine & Baragar (1971). Esses autores representaram graficamente análises químicas de rochas e arcos vulcânicos de várias partes do mundo nesse triângulo, discriminando campos distintos segundo as características geoquímicas de cada série magmática. O campo entre a parte mediana superior e o extremo apical do triângulo define as rochas da série toleítica. Esta série tem como característica o deslocamento de uma linha de fracionamento que evolui do plano ferromagnésiano, no sentido combinado do extremo rico em ferro e rico em álcalis, sem ultrapassar o campo com a proporção máxima de 20% de álcalis, inicialmente. A parte inferior desse diagrama é denominado de campo das rochas cálcio-alcálicas devido ao fato de que o fracionamento dessas rochas ocorre no principalmente com enriquecimento em álcalis. A série toleítica foi separada da série cálcio-alcálica por Tilley (1950). Essa distinção está fundamentada na existência de um enriquecimento em ferro nos primeiros estágios da diferenciação da série toleítica e a ausência dessa diferenciação no caso da série cálcio-alcálica. Segundo Osborn (1959), os toleítos se desenvolvem como sistemas fechados (redutores) a temperaturas mais altas que os sistemas cálcio-alcálicos que se desenvolvem como sistemas abertos (oxidantes).

Com o intuito de se classificar as rochas do **S.R.J.** e suas encaixantes segundo a evolução toleítica *versus* cálcioalcálica estas foram estudadas com respeito a elementos maiores sob a forma do diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) (figura 6.8A). Nota-se nesta figura que as rochas de bordo, varitexturadas e as rochas vulcânicas ocupam a zona limite entre os campos toleíticos e cálcioalcálico. Segundo as observações do item 6.4.2 essas rochas foram as que mais severamente sofreram os efeitos da alcalinização que, provavelmente as fizeram deslocar-se no sentido do vértice alcálico deste diagrama. Dessa maneira pode-se sugerir que tratam-se de toleítos “alcalinizados” por metamorfismo.

O diagrama ACF (6.7B) mostra a evolução da Zona Inferior partindo obliquamente ao plano do plagioclásio no sentido do plano das rochas ultramáficas da Zona de Transição. Neste caso, os cumulos máficos da Zona de Transição ocupam o centro do diagrama. Outra observação interessante do diagrama ACF é disposição das rochas varitexturadas, oblíqua ao plano do diopsídio, sugerindo fracionamento deste mineral. Embora os elementos maiores representem sólidos extraídos do magma em fracionamento os trends observados correspondem a evolução dessas frações, que representam a tendência da evolução da diferenciação do S.R.J. ditada pelos minerais essenciais dos litotipos estudados.

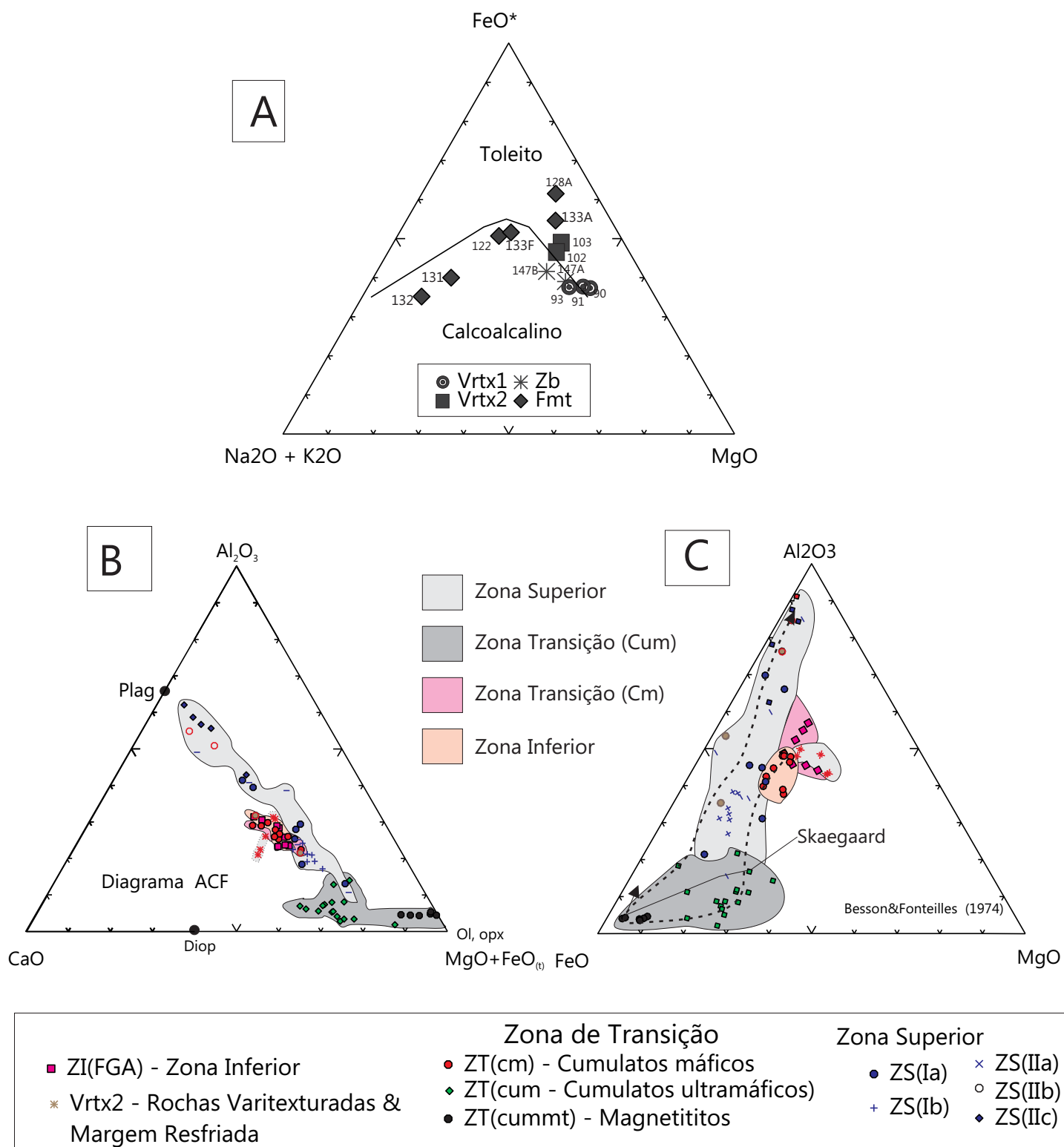


Figura 6.8- Diagramas ternários representando vários planos do tetraedro do basalto. A - Diagrama de Irvine & Baragar (1971) discriminando os campos de diferenciação de suites toleíticas e calcio-alcálinas. B - Diagrama ACF mostrando a evolução das rochas do SRJ, partindo do vértice do ortopiroxênio e olivina até o campo do plagioclásio. C - Diagrama Al-F-M (Besson & Fonteilles, 1974), mostrando a variação do ferro e do alumínio. Notar o *trend* de enriquecimento em ferro paralelo àquele da intrusão de Skaegaard.

Uma outra maneira de representar as variações químicas encontradas nas rochas do **S.R.J.** foi através do diagrama Al-F-M de Besson e Fonteilles (1974) (figura 6.8C), que tem a vantagem de realçar os comportamentos complementares do ferro e do alumínio nas séries toleíticas e calcio-alcálicas, mostrando as curvas de evolução paralelas ao lado **A-F** do diagrama. Nesse diagrama as rochas do **S.R.J.** podem ser compartimentadas em três grupos de acordo com esses elementos maiores. A Zona Inferior divide o centro do diagrama com as rochas varitexturadas e os cumulos máficos. Caso os aspectos litológicos e estratigráficos não fossem observados, se poderia considerar os dois grupos identificados nos diagramas triangulares, como uma única série evoluindo desde rochas olivina-normativas, passando a hiperstênio normativas e culminado em rochas quartzo normativas.

6.5 Elementos Traços

Os elementos químicos de concentrações em traços analisados no **S.R.J.** foram: Cu, Ni, Cr, Co, Zn, Zr, Be, Ba, Rb, Sr, Y, U, Th, Ti, V, Sc e Nb. As concentrações medidas foram plotadas em gráficos, além de serem também representados em perfis de variação dos elementos segundo a posição estratigráfica estimada das amostras estudadas.

Os elementos-traço são geralmente formadores de minerais acessórios que podem integrar minerais constituintes do material intercúmulus ou até de cúmulus, caso venham atingir concentrações próximas à saturação no magma em resfriamento. Os elementos traços podem ser classificados como compatíveis e incompatíveis. Entende-se por elemento compatível aquele que se particiona para fases sólidas (minerais) em equilíbrio com o líquido magmático. Neste caso, as concentrações desse (s) elemento(s) acompanham a evolução de alguns elementos maiores. Esses elementos-traço compatíveis geralmente ocorrem como substituições diadócicas de elementos essenciais. Exemplo típico dessa diadócica é a ocorrência de Ni na olivina. Elementos incompatíveis se particionam em favor do líquido magmático. Exemplos são dados pelas substituições clássicas de Ca-Na-K nos plagioclásios e álcali-feldspatos por elementos litófilos de grande raio iônico (LILE – *large ion lithophile elements*), a exemplo de Ba, Sr e Rb, entre outros. Os metais de transição, tais como Cr-Ti-V, ocorrem tanto nos silicatos, como nos espinélios, sendo que a compatibilidade/incompatibilidade nestes casos é função de condições de pressão, temperatura, relativa abundância e presença de catalisadores, ou tampões tais como fluidos do tipo CO₂, O₂, SO₂ etc.

Alguns elementos são incompatíveis até atingirem determinadas concentrações (limites de saturação), vindo a formar fases específicas como o Ti, Zr, P, Y, Nb, U, Th, Sn, W, Be, Li, etc. que são denominados de HFSE ou *high field strength elements*. Um outro grupo de elementos-traço é caracterizado por ser sistematicamente incompatível, como é o caso dos lantanídeos ou elementos do grupo das terras raras. Esses elementos têm a sua incompatibilidade crescente de acordo com os seus números atômicos e, com a exceção do európio, os elementos do grupo das terras raras têm comportamento incompatível com a maioria dos silicatos.

6.5.1 Bário e estrôncio

Sr e Ba são elementos que geralmente substituem o cálcio nos plagioclásios, sendo que o estrôncio pode também estar contido na apatita e subordinadamente no piroxênio. As concentrações de Sr e Ba no **S.R.J.** são em média de 120 a 370 ppm e 200 a 470 ppm, respectivamente (ver anexo 6). Como pode ser visto na figura 6.9, Ba e Sr são covariantes nas várias unidades do **S.R.J.**. Na Zona Inferior estes variam simpateticamente, mas observa-se que o Ba tem teores sistematicamente maiores. As curvas de concentração de Ba e Sr mostram variações abruptas na Zona de Transição (padrão em serrrote) que demonstra relação com proporção modal de plagioclásio. Observa-se uma discontinuidade entre a Zona de Transição e a ZSI na altura estratigráfica de 600 metros. Esta discontinuidade é marcada pelo aumento de Ba e diminuição de Sr e posterior diminuição e brusco aumento coincidente com os anortositos com trilha de gabro da ZSI. Outro pico na curva de concentração desses elementos é observado na transição ZSI/ZSII. A partir dessa interface Sr diminui sistematicamente marcando até o contato da ZSIIa/ZSIIb. Nesta última interface observa-se outro pico com posterior tendência descendente até a interface ZSIIb/ZSIIc. De maneira geral é observada uma marcada diminuição desses elementos no sentido da unidade ZSIIc. Este comportamento do estrôncio é razoavelmente imitado pelo bário. Esta tendência decrescente na ZSII é periódica e coincidentemente interrompida ou perturbada nas interfaces entre subunidades que coincidem com a ocorrência de rochas melanocráticas.

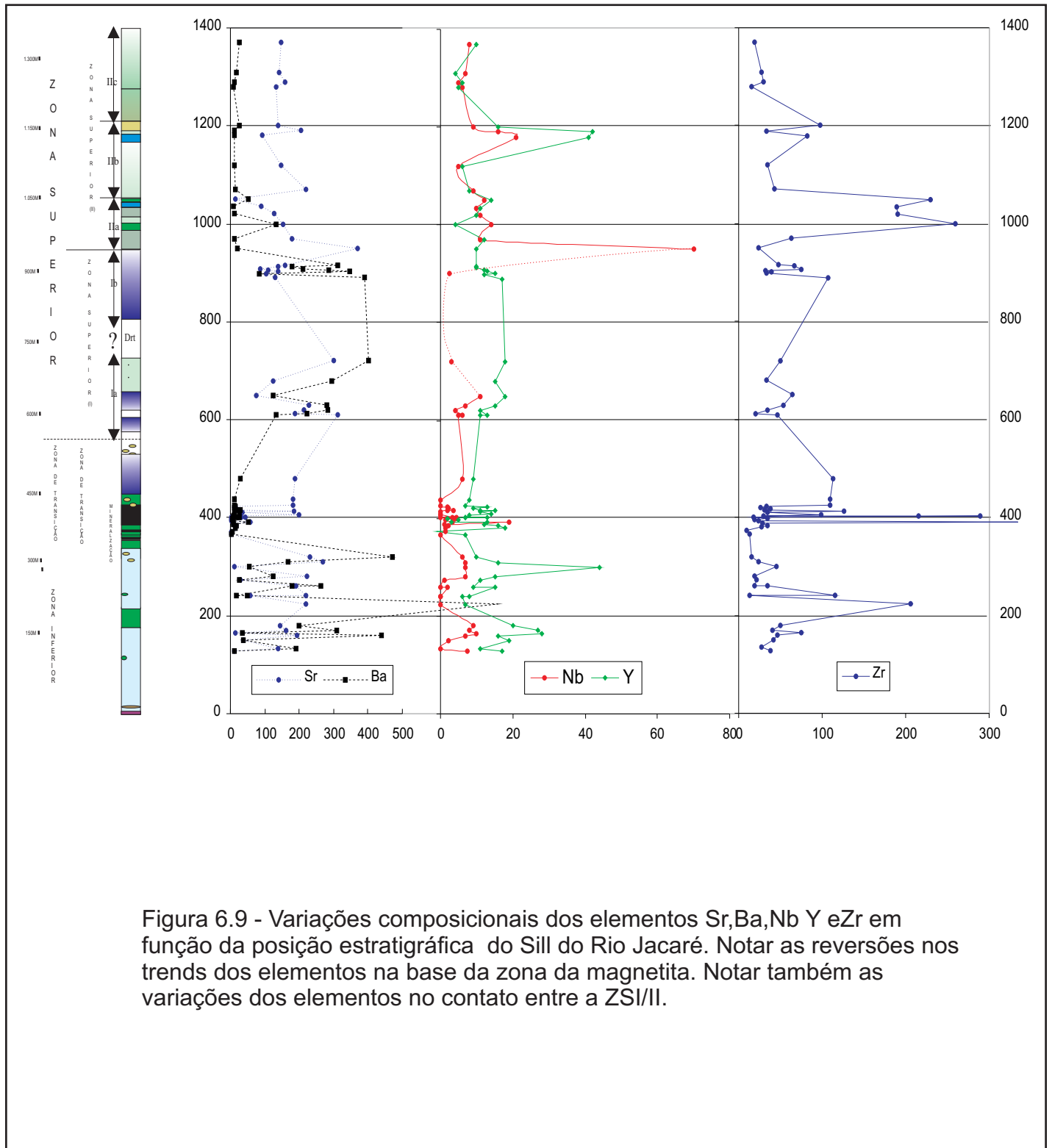


Figura 6.9 - Variações composicionais dos elementos Sr,Ba,Nb Y eZr em função da posição estratigráfica do Sill do Rio Jacaré. Notar as reversões nos trends dos elementos na base da zona da magnetita. Notar também as variações dos elementos no contato entre a ZSI/II.

6.5.2 Nióbio e ítrio

Esses elementos são abundantes na apatita e, a exemplo de Ba e Sr, exibem geralmente variações simpatéticas. O coeficiente de correlação entre Y e Nb no **S.R.J.** é muito baixo ($R^2=0,1$), o que indica que não ocorreu o fracionamento comandado pela apatita ao longo de uma única coluna de magma. Na Zona Inferior e rochas varitexturadas, esses elementos não mostram correlação ($R^2=0,12$ e $0,25$) entre si (tabela 6.2), o que demonstra que apatita não é uma fase importante nessas rochas. Nos cumulos máficos os teores de nióbio estão geralmente abaixo do limite de detecção, o que mostra também que a apatita não comandou o fracionamento desses elementos. A correlação Y/Nb é baixa ($R^2=0,35$) mostrando a ausência de apatita como fase importante. Os cumulos ultramáficos piroxeníticos do contato oeste dos magnetitos mostram uma boa correlação de Y/Nb ($R^2=0,80$), contrastando com os magnetitos ($R^2=0,41$) e piroxenitos do contato leste ($R^2=-0,61$). Esses dados estatísticos indicam uma forte relação simpatética a oeste dos magnetitos, provavelmente na base, com empobrecimento dessa relação nos magnetitos e inversão da relação a leste, ou no topo da seqüência. Esta relação mostra a diminuição progressiva da importância da apatita, ou atividade do P_2O_5 no sentido leste, ou do topo dos cumulos ultramáficos e máficos. Na Zona Superior esses elementos tem comportamentos contrastantes na ZSI e ZSII. Na ZSI (ZSIa $R^2=0,97$ e ZSIb $R^2=0,75$). Ambos elementos exibem teores menores que na ZSII que mostra correlação positiva com P_2O_5 , o que confirma a sua associação com a apatita. Na ZSII Y e Nb correlacionam-se positivamente apenas na ZSIIb ($R^2=0,95$), devido problemas analíticos nas outras duas sub-unidades não foi possível observar precisamente essa relação. As relações entre Y-Nb permitem também distinguir uma linha tendência que comanda a relação Y-Nb *versus* Nb, mostrando que os magnetitos embora exibam teores muito baixos de Y e Nb, posicionam-se na continuidade da linha de tendência da Zona Superior. Esta observação sugere uma relação entre magnetitos e Zona Superior sob o ponto de vista do fracionamento contínuo da apatita, evidência de que essas rochas poderiam representar um líquido imiscível, fracionado, da Zona Superior.

6.5.3 Zircônio

O zircônio é o elemento principal do mineral zircão, que geralmente ocorre como mineral acessório nas rochas ígneas, sendo mais abundante nas rochas graníticas do que nas rochas máfico-ultramáficas. Devido ao seu caráter incompatível com os minerais essenciais, o zircônio mostra-se geralmente associado a acumulação em líquidos residuais,

e após a saturação desse elemento nesses líquidos, precipita-se sob a forma de zircão. Como a abundância do zircônio em sistemas magmáticos é proporcional à evolução de líquidos residuais, sua concentração é proporcional a outros elementos incompatíveis como Nb, Y, U, Th, ETR, etc.

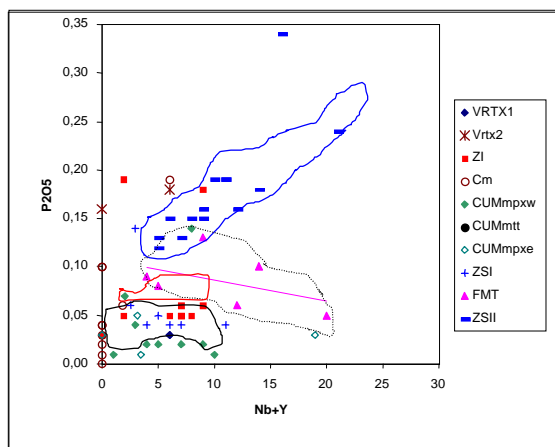
No **S.R.J.** observa-se uma falta de correlação entre os elementos do grupo dos HFSE, onde o Zr exibe coeficientes de correlação baixos com Y ($R^2=0,43$) e Nb ($R^2= 0,1$).

Tabela 6.2 - Coeficientes de correlação entre os elementos HFSE.

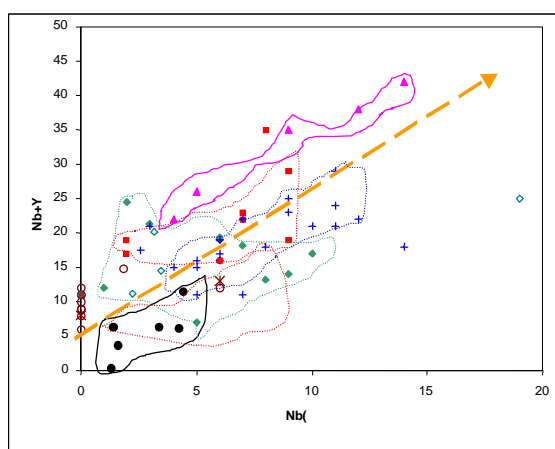
	VRTX	ZI	ZT (CM)	ZTCU M(W)	ZTCU MMTT	ZTCU M(E)	ZSIA	ZSIB	ZSIIA	ZSIIB	ZSIIC
Zr/Y	0,24	0,31	0,91	0,94	0,54	0,94	0,58	0,4	0,92	-0,35	-
Zr/Nb	0,03	0,12	-0,28	0,83	0,25	0,54	0,49	-	-	-0,32	-
Y/Nb	0,12	0,25	-0,35	0,80	0,48	-0,61	0,97	0,75	-0,1	0,95	-0,28

Esses valores mostram que esses elementos não se acumularam em um único fluxo de magma. Quando considerados os coeficientes de correlação desses elementos discriminados de acordo com as diferentes zonas e sub-unidades do **S.R.J.** nota-se um quadro bastante peculiar (tabela 6.2). As correlações positivas ($R^2>0,90$) entre Zr e Y são observadas nos cumulos máficos e ultramáficos piroxeníticos e na Zona Superior IIa. Nas outras unidades Zr e Y mostram correlações muito pobres. O zircônio apresenta boa correlação com o nióbio apenas nos cumulos ultramáficos piroxeníticos do contato oeste dos magnetitos ($R^2=0,83$). Esses dados estatísticos mostram que Zr, Y e Nb acumularam-se simultaneamente nos cumulos ultramáficos do contato oeste e foram provavelmente concentrados no topo dos cumulos ultramáficos e máficos a leste dos magnetitos, ou seja, no topo da seqüência cumulática.

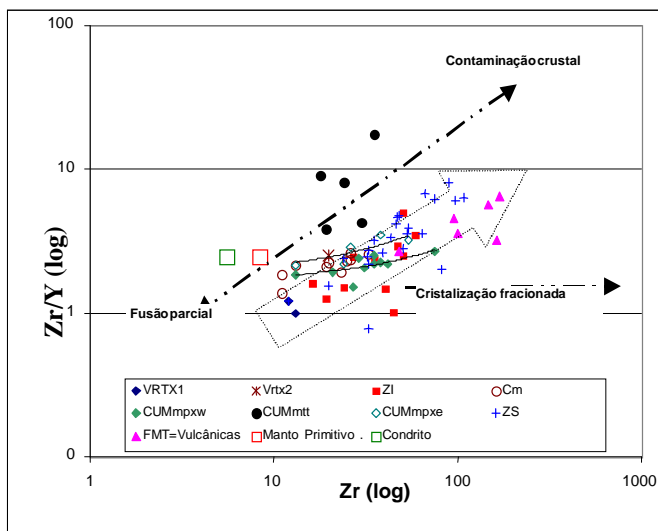
A relação entre Zr e Y é muito importante para discriminar os processos envolvidos na geração, ou fusão parcial, misturas e cristalização fracionada de magmas basálticos. Martin *et al.* (1983) demonstra através da relação entre os elementos litófilos moderadamente incompatíveis, tais como Zr e Y, que as variações de Zr *versus* Zr+Y podem definir os distintos processos magmáticos evolutivos. A Figura 6.10 mostra o diagrama Zr/Y em função de Zr. As razões mais baixas de (Zr/Y)/Zr correspondem às rochas varitexturadas tipo 1 e às rochas de bordo da Zona Inferior, além de gabros de grã fina da Zona Inferior. A linha de tendência definida pelos pontos referentes à Zona Superior exibe a evolução de provável mistura ou contaminação com rochas ricas em Zr, ou seja, assimilação de crosta continental.



A- Diagrama relacionando Nb+Y com P2O5. Notar que apenas a Zona Superior II exibe evidência de fracionamento de apatita dada a correlação entre as duas variáveis em estudo. Notar também os baixos teores de Nb +Y dos cumulos máficos. É interessante também ressaltar a tendência discordante das rochas vulcânicas em relação a Zona Superior.



B- Diagrama NbXY mostrando uma linha de tendência de fracionamento desses dois elementos para todo o conjunto de rochas do SRJ mostrando sua provável acumulação na apatita. Notar que os magnetitos correspondem à continuidade inferior da linha de tendência da Zona Superior.



C- Diagrama da variação logarítmica da razão Zr/Y com Y. Notar as duas principais extremidades da linha de tendência das variáveis representando fusão parcial e contaminação com zircônio crustal. Notar também a tendência de cristalização fracionada para os cumulos máficos e ultramáficos piroxeníticos. O diagrama também mostra que os magnetitos exibem razão Zr/Y mais altas devido ao seu empobrecimento em Y.

Figura 6.10– Geoquímica de Y, Nb, Zr e P2O5 evidenciando fracionamento de apatita, mistura com crosta continental e relativo empobrecimento de Zr nas rochas mais primitivas.

As rochas cumuláticas máficas e ultramáficas se dispõem neste diagrama numa tendência onde Zr varia independentemente de Zr/Y, ou seja, concentrou-se em relação ao ítrio, possivelmente através da cristalização fracionada. Os magnetitos representam um agrupamento de pontos exibindo razões Zr/Y mais altas dos outros tipos litológicos. Essa observação sugere que essas rochas podem representar produtos evoluídos, enriquecidos em Zr em relação ao ítrio. Essas evidências sugerem que os magnetitos representam fracionados magmáticos enriquecidos em elementos-traço. No diagrama Zr/Y versus Zr pode ser ainda observado que as rochas mais primitivas do **S.R.J.** exibem razões Zr/Y inferiores àquelas do reservatório condrítico ou no manto primitivo (Taylor, 1980). Este fato sugere um magma progenitor levemente empobrecido em zircônio ou ligeiramente enriquecido em ítrio para o **S.R.J.**.

6.5.4 Metais de transição

Esses elementos podem se comportar ora como siderófilos, exibindo compatibilidade com silicatos e óxidos, ou com calcófilos, como formadores de sulfetos.

O níquel, por exemplo, pode estar contido nas olivinas, piroxênios, óxidos e sulfetos. Cu-Co-Pb e Zn podem ser compatíveis com os piroxênios, óxidos e sulfetos. Diagramas Harker desses elementos, representados em função da maioria dos elementos maiores e outros elementos-traço, mostram grande dispersão dos pontos, provocada por acumulação de sulfeto, impedindo a observação de fracionamento. Dessa maneira, optou-se representar a variação desses elementos através de perfis verticais pseudo-estratigráficos. A relação entre comportamento dos elementos desse grupo segundo a posição estratigráfica pode ser observado na figura 6.11. Observa-se que os metais base apresentam picos anômalos de até 1000 ppm de Cu, 800 ppm de Zn, 1200 ppm de Ni e 400 ppm de Co nos magnetitos da Zona de Transição. Estes picos representam o forte particionamento desses metais para os sulfetos e arsenietos e, em menor escala, para óxidos e subordinadamente para os silicatos ferromagnesianos. De uma maneira geral, observa-se um *background* de 100-200 ppm de concentração de Ni-Co-Zn nas Zonas Inferior e de Transição, associados a ocorrências episódicas de magnetita-piroxenitos com sulfetos fracamente disseminados. Os picos anômalos desses metais são correlacionados a outros picos, de vanádio (até 20.000 ppm), escândio (até 100 ppm) e cromo (até 200 ppm). Outros picos anômalos de concentração de metais de transição ocorrem a 600m de altura pseudo-estratigráfica, marcando a passagem da Zona de Transição para a Zona Superior Ia. Os elementos Cu (750 ppm), Zn (500 ppm) e Co (150 ppm) mostram-se como

marcadores mais expressivos dessa transição. Uma terceira zona de concentrações anômalas de metais é observada na altura de 900 metros que marca a transição entre as Zonas Superior I e II. Essas anomalias coincidem com valores anômalos de vanádio (até 700 ppm) com picos de Zn (300 ppm), Cu (350 ppm), Ni (800 ppm) e Co (300 ppm).

Na Zona Superior II a distribuição de metais de transição é marcada por curvas suaves e descendentes da maioria dos elementos a partir de um pico de vanádio localizado à altura pseudo-estratigráfica de 1000 metros. O pico mais importante é do cobre (250 ppm) que decresce até 20 ppm próximo da posição de 1200 metros. Zinco e níquel acompanham a distribuição do cobre neste intervalo.

Os picos de concentrações anômalas de metais de transição ao longo do perfil amostrado evidenciam a presença de horizontes ricos em minerais metálicos confinados a estratos transicionais entre unidades litoestratigráficas. O padrão brusco das mineralizações de magnetita da Zona de Transição contrasta com as linhas de tendência suaves da Zona Superior. Como a forma mais comum de ocorrência de sulfetos no **S.R.J.** é associada a óxidos de ferro, presume-se que esses picos representam horizontes de acumulação de líquidos fracionados, mais evoluídos, oxi-sulfetados. Esses picos localizam-se em interfaces litologicamente marcadas por rochas leucocráticas em contato com rochas melanocráticas, como é observado em outros complexos acamadados, por exemplo Bushveld (Harney e Merkle, 1992). Por outro lado, essas interfaces são também marcadas por outros picos anômalos de elementos incompatíveis, tais como Zr, Y e Nb, além de Ba e Sr, o que pode ser relacionado a líquidos enriquecidos em elementos incompatíveis. Essas observações são portanto importantes indícios da segregação líquidos imiscíveis oxi-sulfetados confinadas a descontinuidades litoestratigráficas, que podem corresponder a mineralizações metálicas estratiformes do tipo (*stratabound*). Essas segregações se dariam em líquido basáltico evoluído, rico em elementos incompatíveis.

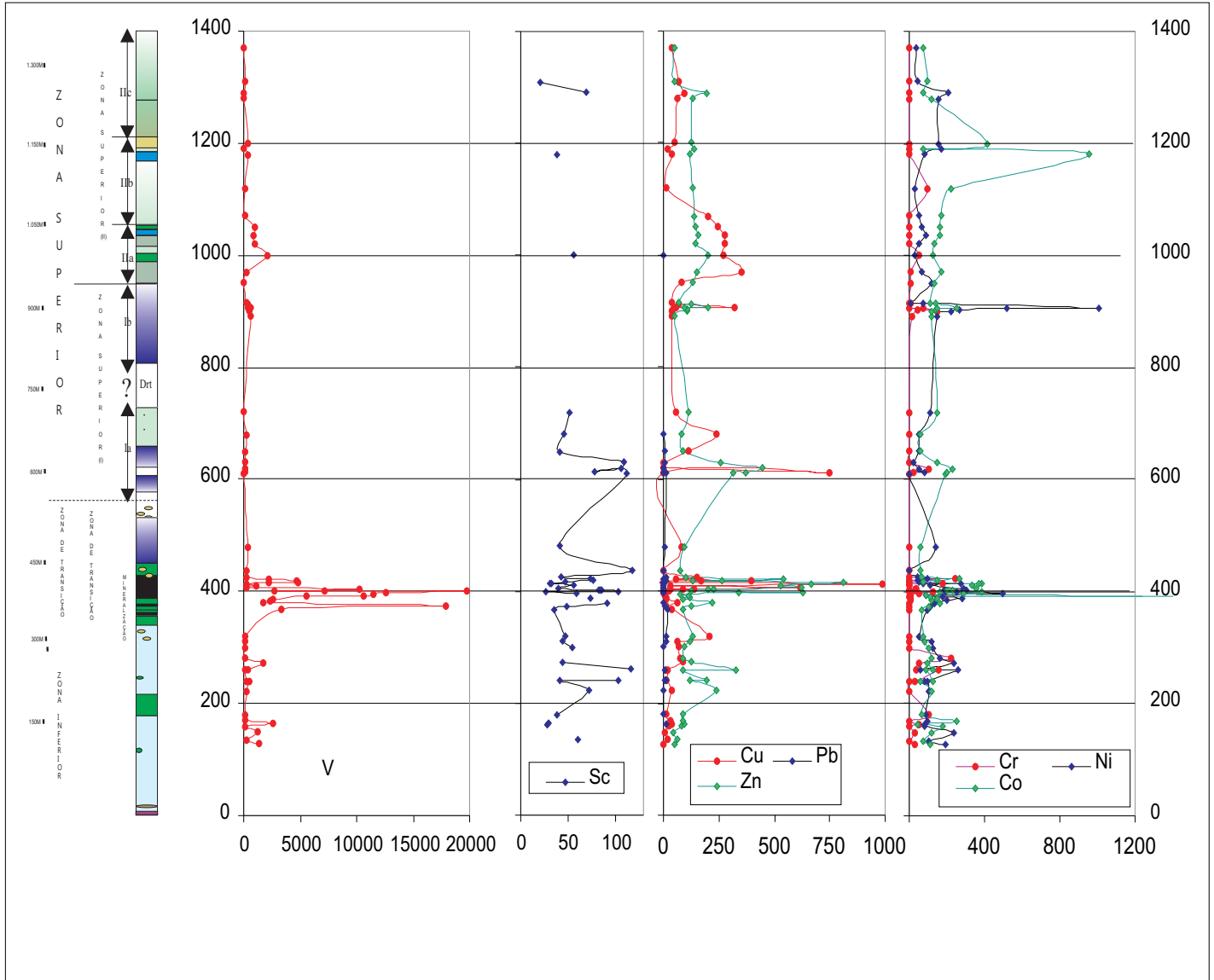


Figura 6.11 Variações composicionais dos metais de transição em função da posição estratigráfica no Sill do Rio Jacaré. Notar os picos de conteúdo de metais associados à Zona de Transição (magnetititos).

Notar também outros picos associados a contatos entre as subunidades da Zona Superior do **SRJ**.

6.5.5 Elementos do Grupo das Terras Raras

A Tabela 6.3 mostra um sumário das razões entre os elementos do grupo das terras raras e a figura 6.12 exhibe os gráficos de padrões para estes mesmos elementos, para as zonas superior e inferior do *sill*.

Tabela 6.3 - Razões entre os elementos terras raras leves, intermediários e pesados para as diferentes zonas do *Sill* do Rio Jacaré e rochas encaixantes da Formação Mirante.

UNIDADE	(La/Yb) _N	(La/Sm) _N	(Gd/Yb) _N
Zona Inferior (gabros)	3,8-4,20	2,58-3,2	1,46-1,80
Zona Inferior (leucogabros)	8,11 - 11	4,8-6,5	1,7-1,98
Zona de Transição (Vrtx)	4,15-4,7	2,92-3,35	1,56-1,70
Cumulatos Máficos	2,87-4,77	2,07-4,02	1,23-1,81
Cumulatos Ultramáficos (MpxW)	0,7-5,36	0,6-3,65	1,68-1,89
Cumulatos Ultramáficos (Mtt)	0,85-2,58	1,06-2,12	0,75-1,90
Cumulatos Ultramáficos (MpxE)	1,87-4,42	1,38-3,86	1,38-1,95
Zona Superior (Ib)	2,50	2,38	1,42
Zona Superior (IIa)	4,91	3,74	1,4248
Zona Superior (IIb) (piroxenito)	2,51	2,60	1,17
Zona Superior (IIb) (leucogabro)	6,70	4,74	1,43
Zona Superior (IIc) (leucogabro)	7,22-8,44	4,78-5,28	1,58-1,64
Rochas Vulcânicas (Basalto/contato)	5,93-9,06	3,45-4,97	1,92-2,04
Rochas Subvulcânicas (microdiorito)	16,41	7,88	1,82
Basaltos (pillow?)	10,80-11,00	5,40-6,01	1,72-2,36

Os dados tabelados mostram claramente que a Zona Inferior exhibe razões mais evoluídas que as demais, sendo que as rochas consideradas como inferiores, que teoricamente deveriam ser mais primitivas, exibem paradoxalmente razões típicas de rochas mais fracionadas. A relativa concentração dos ETRL em relação aos ETRP na ZI, pode estar relacionada a contaminação por assimilação das rochas encaixantes da Formação Mirante. Poderiam também estar contaminadas pelos líquidos mais evoluídos que atravessaram esta zona na região do *pipe* da Fazenda Gulçari. Os cumulatos máficos mostram razões mais evoluídas que os ultramáficos, confirmando o empilhamento baseado em dados geológicos, apesar de não serem estritamente comparáveis, por se tratar de rochas distintas. De maneira similar, os cumulatos piroxeníticos do bordo oeste exibem razões pouco menos fracionadas de ETR leves em relação aos pesados que os piroxenitos do contato leste, confirmando parcialmente a estratigrafia que assume um topo dos cumulatos para leste dos magnetitos. Os magnetitos apresentam razões de ETR que evidenciam depleção de terras raras leves que pode ser explicada pelo particionamento de terras raras pesadas para olivina, magnetita e outros minerais máficos. Alternativamente, pode-se explicar essa depleção por retirada de líquidos enriquecidos em terras leves da zona de cristalização e/ou deposição de magnetita por convecção composicional.

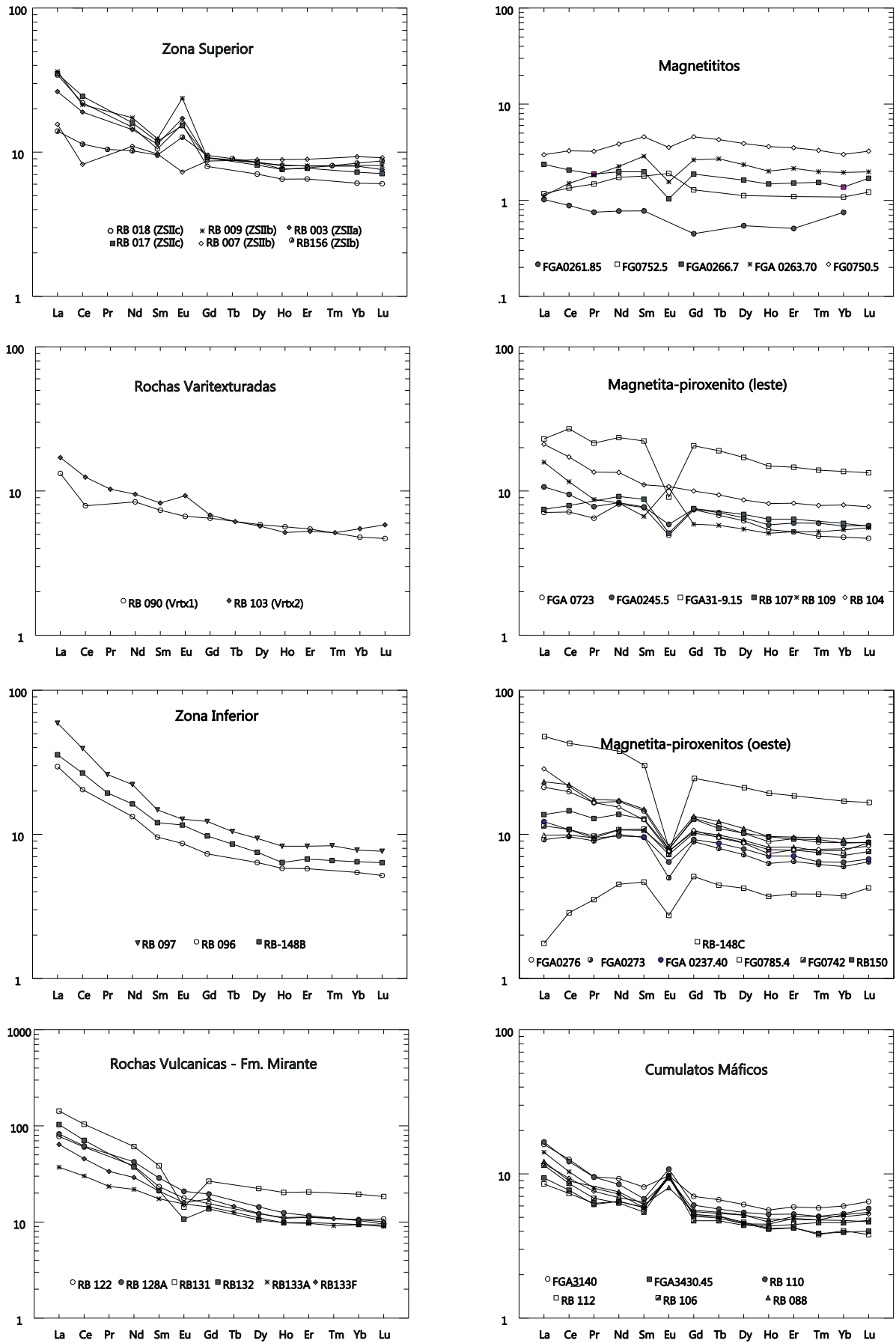


Figura 6.12 - Padrões de concentrações dos elementos do grupo das terras raras (ETR) normalizados em relação a concentração de ETR nos meteoritos condriticos com os valores de Sun (1982). Notar as anomalias positivas de európio nas rochas varitexturadas, cumulatos máficos e Zona Superior. Notar também o padrão levemente fracionado dos cumulatos ultramáficos, exibindo anomalias negativas de európio e também o padrão primitivo a fracamente fracionado dos magnetititos. Ressalta-se também o padrão bastante fracionado das rochas metavulcánicas, algo similar ao padrão da Zona Inferior.

Na Zona Superior as razões de ETR mostram um discreto aumento do fracionamento de ETR leves em relação às pesadas, iniciando na subunidade Ib [(La/Yb) = 2,5], passando a [(La/Yb) = 4,91] na subunidade IIa, atingindo o valor de [(La/Yb) = 6,7] na subunidade IIb e finalmente culminando com razões (La/Yb) entre 7,22 e 8,44 na subunidade IIc. Estas evidências confirmam a expectativa de um topo químico para o **S.R.J.** no sentido do seu bordo leste.

As rochas varitexturadas, que foram interpretadas como líquidos envolvidos em misturas, não exibem razões que denotem ausência de enriquecimento de ETR leves, ao contrário, observa-se um discreto enriquecimento, o que evidencia que tratam-se de líquidos levemente fracionados [(La/Yb) = 4,15 - 4,7].

6.5.5.1 Padrões de ETR normalizados em relação aos condritos

As razões de ETR, quando comparadas com os espectros dos padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizadas em relação a concentração desses elementos nos meteoritos condrítricos carbonáceos (Evensen *et al.*, 1978) (figura 6.12), mostram outras informações relevantes.

As rochas da Zona Inferior exibem padrão bastante fracionado de ETRs leves em relação às pesadas sem anomalias negativas de európio. Esses dados indicam condições oxidantes a levemente oxidantes e sem acumulação de plagioclásio. Estas observações confirmam as evidências apontadas pelos dados geológicos de que essas rochas não foram formadas por processos de acumulação gravitacional. As condições levemente oxidantes para essas rochas podem ser explicadas através de cristalização sob condições de moderadas pressões de H₂O, o que pode indicar que o magma da Zona Inferior era originalmente hidratado. Evidências dessa hidratação são fornecidas pela anfibolitização pseudomórfica pervasiva dos clinopiroxênios dessa zona, deixando pequenos núcleos remanescentes de diopsídio.

Os cumulos máficos exibem padrões bastante fracionados dos elementos leves em relação aos elementos moderadamente leves, e padrões levemente fracionados dos elementos intermediários em relação aos pesados. Essas rochas exibem anomalias positivas de európio denotando redução do Eu⁺³ para Eu⁺², particionamento deste elemento para o plagioclásio e a acumulação deste mineral nos gabros dessa zona. Este dado permite caracterizar condições redutoras na cristalização dos cumulos máficos em oposição as condições mais oxidantes dos cumulos ultramáficos. Esses últimos exibem anomalias negativas de európio com discreto enriquecimento dos elementos leves em

relação aos intermediários e padrão quase plano ou não fracionado entre os elementos intermediários e pesados.

Os cumulos ultramáficos com olivina exibem fracionamento dos elementos intermediários em relação aos leves devido provavelmente ao particionamento preferencial desses elementos para a olivina (amostra FG 0742). Os cumulos piroxeníticos do contato leste dos magnetitos exibem padrões similares aos do contato oeste mas apresentam algumas amostras sem anomalia negativa de európio e uma amostra exibe anomalia positiva desse elemento. A anomalia positiva se refere à amostra RB109 que exibe feições de hibridização com presença de plagioclásio e matriz fina piroxenítica similar às rochas varitexturadas tipo 2. Os magnetitos mostram padrões sub-horizontais que sugerem um discreto enriquecimento de ETR intermediárias em relação às leves com algumas amostras exibindo padrões condriticos ($\log=1$). A maioria exibe anomalias negativas de Eu. Os padrões normalizados dos ETR dos cumulos ultramáficos confirmam, portanto, as condições relativamente oxidantes de cristalização evidenciadas pelas anomalias negativas de európio. Nos magnetitos a ausência de silicatos, que comportem ETR pesados em sua estrutura, faz com que a olivina seja o coletor de ETR moderadamente pesados.

Na Zona Superior observa-se padrões bastante fracionados e enriquecimento de ETR leves em relação aos moderadamente pesados, quando comparados aos cumulos e rochas da Zona Inferior. O enriquecimento de ETRs moderadamente pesados em relação aos pesados é bastante discreto. Com a exceção de um piroxenito (amostra RB07), todas as amostras dessa zona exibem anomalias positivas de európio mais fortes que os cumulos máficos. Esses dados confirmam a origem dessas rochas como formadas por acumulação de plagioclásio (*float cumulates*).

As rochas varitexturadas exibem padrão levemente fracionado quando comparadas às rochas das demais zonas, evidenciando tratar-se dos espécimes menos fracionados do clã gabróico do **S.R.J.**

As rochas vulcânicas exibem padrão de ETR similar às rochas da Zona Inferior, porém levemente menos fracionado que esta última; além disso, as rochas subvulcânicas exibem com frequência anomalias negativas de Eu. Estes dados sugerem a provável consangüinidade dos basaltos amigdaloidais do contato oeste do **S.R.J.** com os gabros da Zona Inferior.

6.5.6 Padrões normalizados dos elementos traço - (*Spidergrams*)

A apresentação de concentração de elementos-traço sob a forma normalizada permite comparar composições de rochas de diferentes estágios de fracionamento com padrões assumidos com “primitivos” ou mais primitivos, conforme o problema geológico estudado. No estudo de províncias ígneas plutônico-vulcânicas vários padrões podem ser utilizados a depender do objetivo da comparação. Um padrão universalmente aceito é a concentração em relação aos condritos utilizando dados de Taylor (1960), assumindo que a terra é um reservatório isotópico condritico que fraciona e decai isotopicamente ao longo do tempo geológico e se empobrece por extração sucessiva de componentes químicos via fusão parcial deste reservatório. Alguns autores (p.ex. Barnes, 1988) argumentam que condritos não são rochas terrestres e portanto a normalização mais apropriada deveria ser em relação ao manto primitivo. Esta argumentação está baseada na sugestão de que a formação do manto primitivo resultou em fracionamento dos elementos-traço em relação aos condritos (Thompson *et al.*, 1984). Outros autores preferem normalizar os dados em relação as concentrações de elementos no MORB (basaltos das cadeias mesoceânicas). As diferenças residem basicamente na concentração de alguns elementos, a exemplo de Zr, Y e Nb, que são duas vezes maiores que nos condritos. De qualquer maneira, não importando o padrão de normalização, esses diagramas mostram proporcionalidade na geometria dos “aranhogramas” que devem ser bem interpretados de acordo com a situação em estudo.

No caso do **S.R.J.** foi utilizado o padrão do “manto primitivo” de Taylor (1980), devido ao fato de que trabalhos anteriores (p.ex Brito *et al* 1999) mostram que as rochas do **S.R.J.** têm composição isotópica de um manto condritico levemente enriquecido. Os ETR foram normalizados em relação aos condritos, e estes elementos também são incluídos nos “aranhogramas”, esta normalização em relação ao manto permitirá comparar os dois métodos sob o ponto de vista dos ETR. Esses “aranhogramas” são muito utilizados para se distinguir a evolução das rochas desde a sua fusão, relacionando-se com a fonte e a sua história de fracionamento. Como no presente estudo as rochas são produtos fracionados espera-se que a comparação com o manto primitivo permita dimensionar os diferentes graus de fracionamento dessas rochas. A figura 6.13 mostra os “aranhogramas” das mesmas rochas estudadas na figura 6.12.

6.5.6.1 Zona Inferior

Observa-se para esta zona a mesma característica moderadamente fracionada dos padrões de terras raras com enriquecimento dos elementos mais leves em relação aos elementos moderadamente leves incompatíveis. Eles apresentam fracas anomalias negativas de nióbio, bário e titânio. A despeito do fracionamento magmático que pode ter ocorrido, essas rochas mostram um padrão similar, mas exibem pequena separação vertical entre si. A forma do padrão geral é similar a um basalto do tipo “Cfb” (*continental flood basalt*) que não “parece” com *OIB* (Thompson *et al.*, 1984), tendo como padrão mais próximo os *sills* do embasamento da Antártida. Se não considerarmos as anomalias negativas já citadas, quando comparados com padrões de Sun (1981), as rochas da Zona Inferior lembram basaltos alcalinos. Portanto, os *aranhogramas* permitem sugerir que o magmatismo da ZI é de ambiente continental, como foi indicado pelos dados geológicos. Anomalias negativas podem significar a fenômenos metamórficos relacionados por exemplos à saururização de plagioclásio. Alternativamente, pode-se também imaginar a extração desses elementos em processos de fusão parcial anteriores à colocação do magma no reservatório original da intrusão.

6.5.6.2 Cumulatos Máficos

Essas rochas mostram padrões muito similares entre si com forte fracionamento dos elementos moderadamente voláteis (Cs, Rb e K) em relação aos elementos litófilos refratários (Ba, Ti, Zr, Hf, Sr, e Y) e moderado fracionamento dos terras raras leves em relação aos pesados. As anomalias negativas observadas referem-se aos elementos ítrio (fraca), Ba e em algumas amostras Zr e Th. As anomalias positivas correspondem aos elementos Eu, Sr, K, e, em alguns casos, Zr, que confirmam particionamento desses três primeiros elementos para plagioclásio acumulados nessas rochas. As anomalias negativas de Y e Ba são incompatíveis com as anomalias positivas observadas pois deveriam estar relacionadas primeiramente a plagioclásio e secundariamente a apatita. Isto leva a crer que Ba, Y, e Sr poderiam ser mobilizados por *fronts* de voláteis junto com P_2O_5 , precipitando apatita em fracionados mais evoluídos.

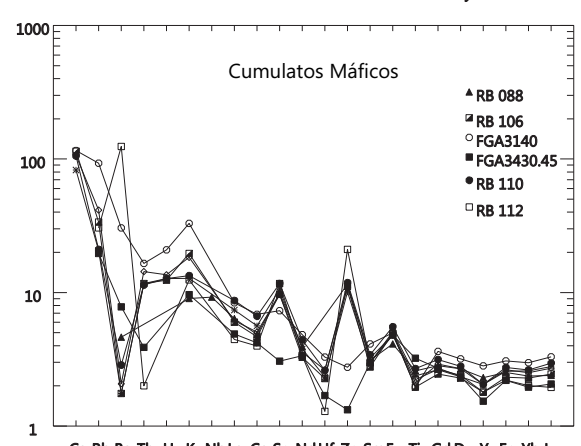
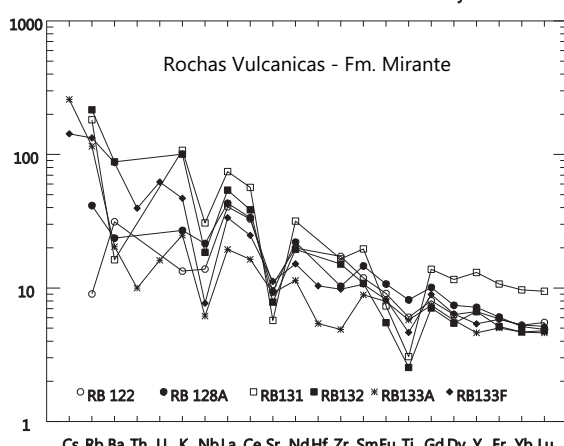
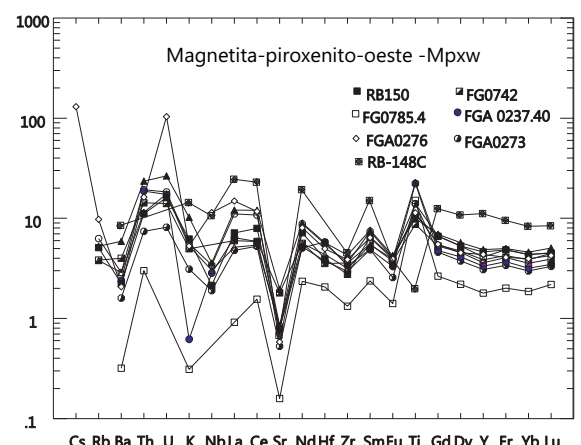
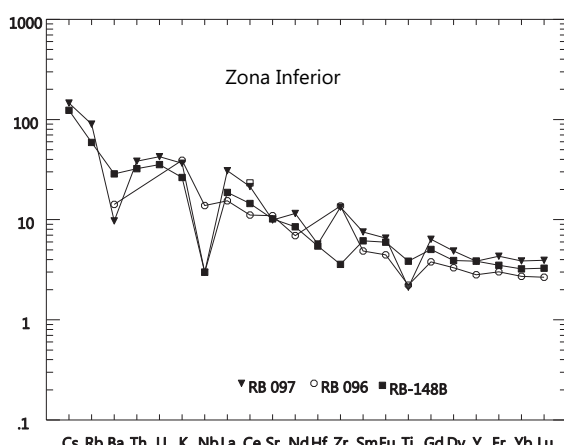
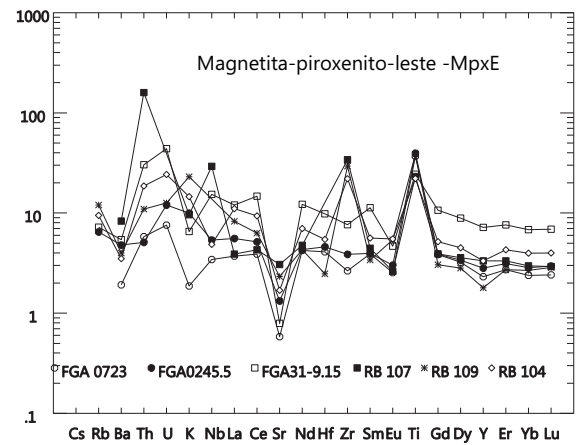
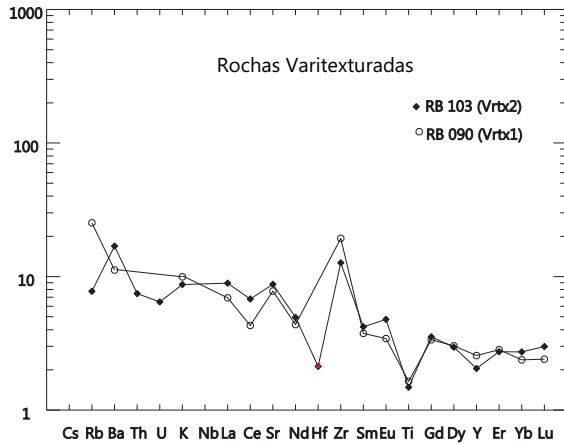
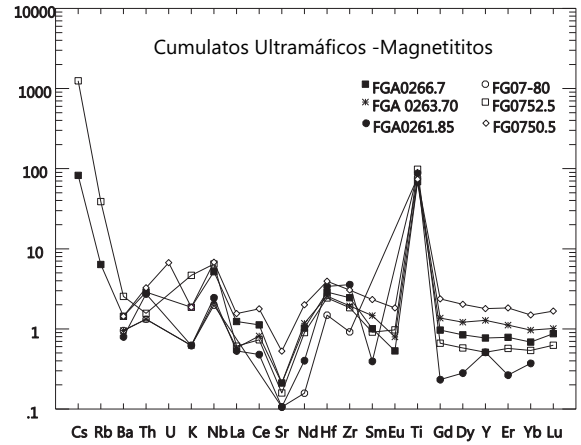
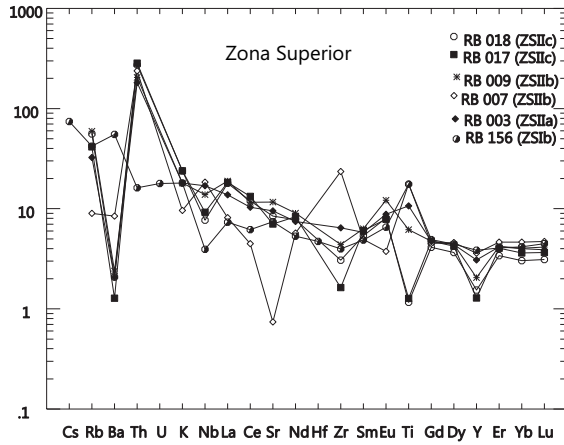


Figura 6.13 - Padrões de concentrações dos elementos traço normalizados em relação ao manto primitivo (Thompson, 1979) Notar as anomalias positivas de európio nas rochas varitexturadas, cumulatos máficos e Zona Superior. Notar também o padrão levemente fracionado da dos cumulatos ultramáficos, exibindo anomalias negativas de európio e também o padrão primitivo a fracamente fracionado dos magnetittos. Ressalta-se também o padrão bastante fracionado das rochas metavulcânicas, algo similar ao padrão da Zona Inferior.

6.5.6.3 Cumulatos Ultramáficos.

Os padrões normalizados dos cumulatos piroxeníticos do contato oeste dos magnetitos, a exemplo dos padrões dos ETR, mostram-se horizontalizados, isto é, não fracionados, exibindo anomalias negativas pronunciadas de Eu, Sr e Ba. Estas rochas também apresentam anomalias positivas expressivas de Ti, U e Th, e de La -Ce.

Esses magnetita-piroxenitos mostram padrões normalizados, com concentrações de elementos-traço normalizadas de metais de 2 a 5 vezes em relação ao manto primitivo. A principal característica dessas rochas é uma forte anomalia positiva de titânio. As anomalias de Ti podem ser explicadas por fracionamento magmático, visto que essas rochas contêm até 25% de óxidos de Fe-Ti-V. As anomalias de La-Ce se devem ao fracionamento interno dos ETRL em relação aos ETRP, como já observado na Figura 6.12. As anomalias de U-Th são de explicação difícil, estes elementos se particionam preferencialmente para minerais acessórios como monazita, zircão, apatita e torita. Os cumulatos ultramáficos não mostram a ocorrência sistemática desses minerais e portanto é preferível se especular que esses elementos estariam concentrados localmente devido a processos hidrotermais de alta temperatura.

As anomalias negativas de Sr e Ba podem ser explicadas pela extração destes elementos quando da separação do plagioclásio, possivelmente via convecção composicional. As anomalias negativas de Nb exigem uma explicação mais complexa visto que este elemento pode ocorrer em apatita e óxidos, minerais presentes nessas rochas. A explicação alternativa para a depleção em Nb pode ser fluidos pós-magmáticos. Esses fluidos poderiam ser formados pela mobilização de voláteis contidos no material *intercumulus* durante a compactação dos cumulatos. MpxW exibem também as anomalias negativas de Eu, resultantes da extração de plagioclásio da zona de deposição dos óxidos de Fe-Ti-V.

Os magnetita-piroxenitos do contato leste dos magnetitos (MpxE) apresentam padrões e anomalias similares aos MpxW. A diferença que caracteriza os MpxE em relação aos MpxW é a maior espaçamento vertical entre as linhas o que pode significar um maior fracionamento entre as rochas dessa categoria. Outra diferença importante é a indefinição do enriquecimento em Nb, pois se tem amostras ora apresentando anomalias positivas, ora negativas de Nb. Esse comportamento pode ser explicado pela presença de proporções variadas de coletores de Nb nessas rochas, como magnetita e apatita.

6.5.6.4 Magnetitos

Essas rochas exibem padrões e anomalias de elementos-traço bastante particulares. A principal característica desses padrões é o notável enriquecimento de Nb e Hf em relação a Sr, dando uma forma em “U” para o intervalo referente aos elementos refratários moderadamente incompatíveis (Nb, La, Ce, Sr, Nd, e Hf) e definindo uma forte anomalia de Sr. Esta anomalia de Sr é explicada pela extração de plagioclásio da zona de cristalização e pela deposição da magnetita. A segunda característica dessas rochas é uma pronunciada anomalia positiva de titânio que é inequivocamente explicada pelo particionamento desse elemento para os óxidos de Fe-Ti-V do minério magnético. Os intervalos referentes aos ETR intermediários e pesados mostram comportamento similar aos magnetita-piroxenitos, com a diferença de que as linhas individuais estão mais espaçadas verticalmente, o que reflete diferentes concentrações individuais e do total de ETR em cada amostra estudada. Estas variações devem refletir acumulação proporcional à altura estratigráfica de cada fracionamento devido ao comportamento incompatível desses elementos.

6.5.6.5 Zona Superior

O estudo dos aranhogramas dessa zona foi bastante prejudicado devido à dificuldade de se comparar resultados de análises de Ba, Sr, Rb, U e Th, determinados por fluorescência de raios X em pó prensado e análises feitas por ICPMS em preparado por fusão ácida. Não obstante essas limitações, observa-se uma distinta anomalia negativa de ítrio para as rochas das subunidades ZSIIb e c. É notável também o comportamento do titânio, distinto entre as rochas com magnetita de *cumulus* e as rochas sem magnetita. As primeiras exibem anomalias positivas de Ti (RB156-ZSIb e RB007-ZSIIa) e as segundas, anomalias negativas. A amplitude dessas anomalias é similar e portanto devem representar a expressão da formação de rochas ricas em óxidos, talvez como líquidos imiscíveis separados de rochas sem anomalias de Ti, como é o caso da amostra RB009 da ZSIIb. Esta portanto é uma evidência sob o ponto de vista do Ti, de que os anortositos da ZSIIc podem ter se formado por flutuação de plagioclásio separados da ZSIIb, enquanto que os magnetita-piroxenitos da base da ZSIIb teriam se formado por processo inverso de densidade a partir do magma ZSIIb. Essas rochas exibem também anomalia negativa de Zr, com exceção das amostras RB003 (sem anomalia) e RB007 (com anomalia positiva). Estas anomalias poderiam ser explicadas pela presença de zircônio sob a forma de zircão. Os magnetita-piroxenitos exibem anomalia negativa de estrôncio, denotando que

plagioclásio foi removido dessas rochas. Nos anortositos são também observadas anomalias positivas de Nb e Th, que devem estar associadas à presença de apatita e anomalias negativas de Ba, as quais representam um paradoxo, pois essas rochas apresentam grande proporção de plagioclásio cálcico, que é um mineral coletor de Ba.

6.5.6.6 Rochas Varitexturadas

Essas rochas apresentam os padrões menos fracionados das rochas estudadas com respeito aos elementos entre Cs e Sr. Ambas os tipos (VRTX1 e 2) exibem padrões de terras raras pesadas a intermediárias pouco a não fracionados, com fracas anomalias negativas de Y e Ti e positivas de Zr. Como diferenças observam-se anomalias positivas de Nb e Th nas rochas VRTX2. As anomalias negativas de Y podem estar relacionadas à extração deficiente deste elemento durante a fusão parcial. As anomalias negativas de Ti indicam que essas rochas representam fundidos pouco saturados neste elemento, o que é típico de rochas manto-derivadas. As anomalias positivas de Zr provavelmente denotam contaminação crustal, enquanto as anomalias de Nb e Th nas rochas VRTX2, que apresentam apatita como fase acessória importante, sugerem que essas rochas se enriqueceram através de fracionamento magmático. Em contrapartida, as rochas VRTX1 representam líquidos mais primitivos com respeito a Nb e Y, podendo corresponder, por este raciocínio ao grupo de rochas de composição mais próxima àquelas do magma progenitor da Zona Inferior. Por esse mesmo critério, as rochas VRTX2 devem representar as composições mais próximas de líquidos menos evoluídos do fracionamento da Zona Superior.

6.5.6.7 Rochas Vulcânicas

Os padrões normalizados das rochas encaixantes do bordo oeste do **S.R.J.** apresentam grande similaridade com as rochas da Zona Inferior, isto é, com padrões de derrames de basaltos continentais (Cfb) e por extensão assemelham-se também com os padrões dos sills do embasamento da Antártida. As curvas mostram grande declividade, evidência de fracionamento bastante evoluído, principalmente com respeito aos ETR. Os padrões tem como característica principal anomalias negativas de Ti, Sr e Nb, mais pronunciadas que aquelas da Zona Inferior.

Thompson *et. al.*(1984) afirma que magmas do tipo Cfb representam assinaturas do tipo OIB contaminadas com elementos facilmente fundíveis da crosta continental durante o re-equilíbrio desses magmas na base da crosta ou durante ascensão. A razão La/Nb seria

diagnóstica para avaliar o grau de contaminação. Razões iguais a 0,94 correspondem à composição do manto primitivo. As rochas consideradas como mais primitivas como RB090 (VRTX1) tem razão La/Nb = 0,5, podem corresponder a líquidos levemente fracionados que concentraram nióbio. As rochas vulcânicas tem razões La/Nb variando de 1,99 a 4,3 que indicam que em sistemas abertos. A afirmação de Thompson 1984 (op.cit.) de que os Cfb têm razões La/Nb entre 1 e 2, sugerem que essas rochas sofreram contaminação crustal via assimilação de La. A provável consangüinidade da ZI com a vulcânicas indica que as rochas varitexturadas tipo 1 podem se tratar de líquidos conatos de câmaras magmáticas rasas ou subvulcânicas.

6.6 Índices de Fracionamento

No estudo da diferenciação de complexos intrusivos e extrusivos, o fracionamento magmático pode ser monitorado através da comparação do comportamento dos elementos característicos de líquidos e dos sólidos em diferentes estágios da evolução do corpo ígneo. No caso dos elementos maiores, o índice de fracionamento mais comum é o número Mg em rocha total ($\#Mg = MgOX100/(MgO+FeO)$). Este índice é baseado no comportamento refratário do magnésio, associado a temperaturas altas, contrastando com o ferro, geralmente associado a temperaturas mais baixas. Este índice também ressalta a importância do ferro como importante monitorador indireto do estado de oxidação do magma. O **S.R.J.** exibe o Fe como elemento mais abundante que o magnésio; neste caso é mais lógico utilizar um índice que realce o papel do ferro em função do magnésio, isto é, o número #Fm [$\#Fm = FeO^*X100/(FeO^*+MgO)$]. Outro parâmetro de fracionamento comumente utilizado é o índice de solidificação "SI" [$SI = MgO^*100/(FeO+MnO+MgO+Na_2O+K_2O)$] de Kuno (1960). A concepção deste índice é baseada na premissa básica de que a cristalização de silicatos leva à formação de um resíduo progressivamente enriquecido em FeO ou em álcalis. Neste caso, valores altos de SI indicam uma percentagem alta de sólidos e índices baixos indicam associação com líquidos.

Outro índice que poderia ser utilizado seria o teor de feldspato normativo que serviria para avaliar a atividade dos álcalis como função da sílica e do alumínio durante o fracionamento. Os teores totais de ETR também podem ser utilizados para descrever fracionamento, partindo-se do princípio de que esses elementos tendem a se concentrar preferencialmente no líquido devido a sua natureza incompatível. Com a evolução da

diferenciação, os fracionados mais evoluídos naturalmente devem conter maiores concentrações de elementos-traço, incluindo-se aí o total de terras raras.

As razões entre os ETR leves, intermediários e pesados tendem também a aumentar com o fracionamento magmático. Dessa forma, o total de ETR e as razões La/Yb, La/Sm e Gd/Yb podem ser utilizados com índices de fracionamento.

As Figuras 6.14 A e B mostra as variações desses índices de fracionamento segundo a altura estratigráfica das amostras. Os índices *F_n* (feldspato normativo), SI e #Fm mostram-se como excelentes marcadores das zonas e subunidades do **S.R.J.**, bem como das descontinuidades que marcam os contatos entre si (figura 6.14A). O índice *F_n*, como é relacionado com a proporção de plagioclásio, é um monitorador do comportamento do sólido e portanto marca variações modais importantes, como acamadamento cíclico na Zona Inferior e nos cumulos máficos. *F_n* também marca as descontinuidades das alturas estratigráficas de 850, 1050 e 1200 metros. Este índice marca o acamadamento modal de plagioclásio das subunidades ZSIb e ZSIc.

Os índices SI e Fm são complementares entre si, pois enquanto um marca o balanço entre álcalis e ferro e magnésio, o outro marca indiretamente a diminuição da temperatura e composição da rocha. No diagrama da Figura 6.14A pode ser observado o comportamento complementar desses dois índices que marcam as descontinuidades já observadas pelo índice *F_n* e pelos dados de química mineral e de geoquímica de elementos-traço. Nessa mesma figura pode ser observado que o número #Fm apresenta maior sensibilidade na marcação das descontinuidades litológicas, além de realçar variações crípticas em rocha total, como no caso da Zona Inferior (que sugestivamente indica aumento teor de clinopiroxênio no sentido leste). #Fm também marca a variação de máficos na descontinuidade dos 600 metros e mostra variação linear geral crescente no sentido leste, indicando um topo químico naquele sentido. #Fm indica ainda a descontinuidade dos 850 metros.

Os indicadores de fracionamento de ETR representados em função da altura estratigráfica mostram com bom detalhe as descontinuidades já detectadas por outros marcadores, destacando-se as linhas de tendências suaves que marcam a descontinuidade dos 400 metros com uma reversão nítida de todas as razões e do total de ETR.

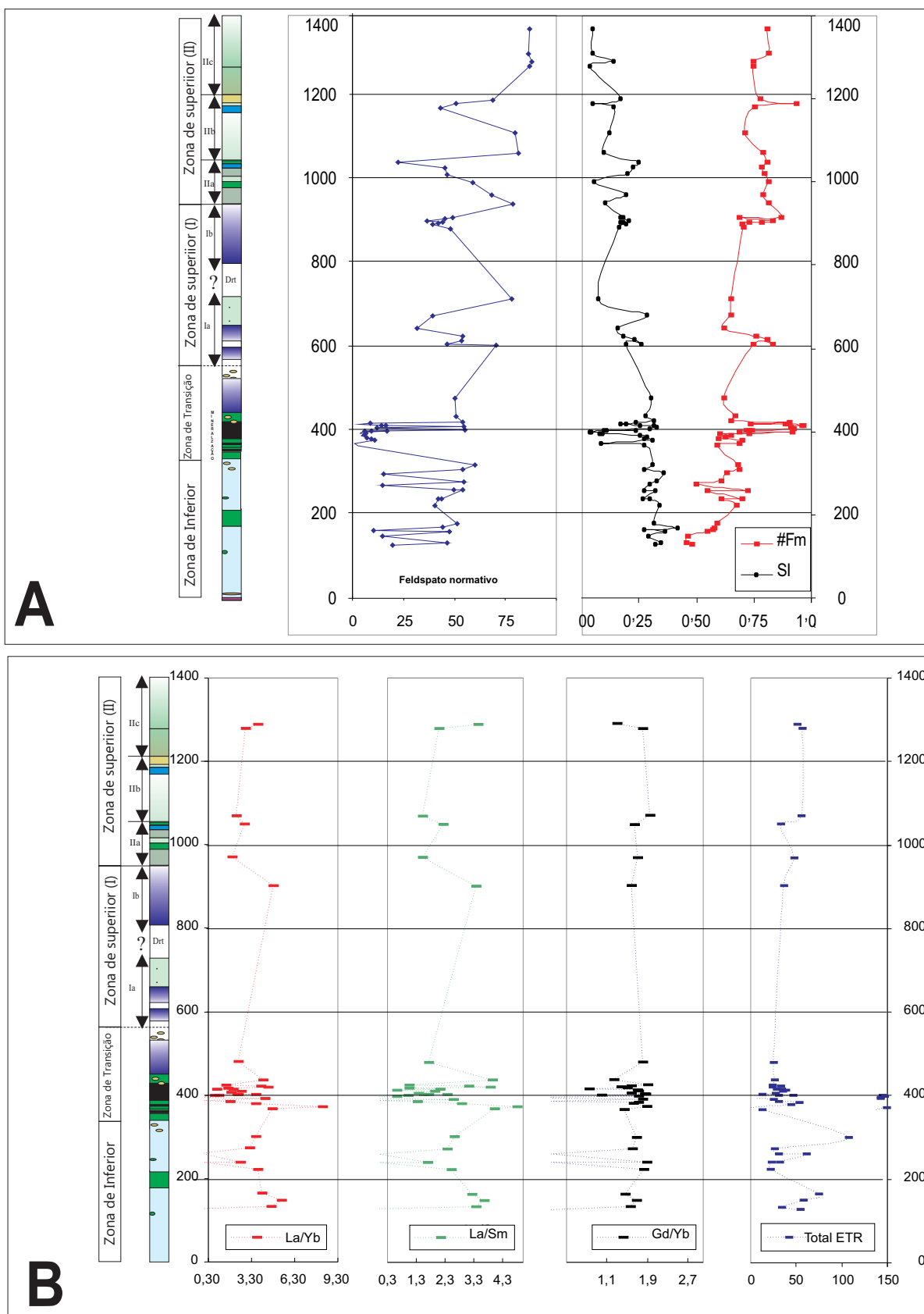


Figura 6.14 Variações de vários índices de fracionamento - feldspato normativo, SI, #Fm, (A), e La/Yb, La/Sm, Gd/Yb e ETR total (B) em função da posição estratigráfica do Sill do Rio Jacaré.

Essas reversões foram bem marcadas pela química mineral dos clinopiroxênios e titanomagnetitas. É interessante salientar que as maiores razões La/Yb e La/Sm são características do bordo oeste da Zona Inferior, criando dificuldades para a proposta de Brito (1983) de que a base do **S.R.J.** é a ZI, embora essas rochas se mostrem mais primitivas que as demais no que diz respeito ao #Fm e Sl. Essa situação paradoxal pode ser explicada através do mecanismo de colocação da ZI como um corpo individual de magma que, embora esteja na parte estruturalmente inferior na intrusão, seria mais evoluído com respeito ao fracionamento dos ETR. Como foi descrito nos capítulos 3 e 4, observa-se um aumento da granularidade e do conteúdo de plagioclásio no sentido leste. Também foi admitido que a ZS pode ter se colocado como um *mush* cristalino. Se este corpo de magma com >55% de plagioclásio se coloca na base da Zona Superior, os cristais tenderiam a subir para o topo do corpo de magma deixando um líquido enriquecido em ETRL na base da intrusão. Este líquido cristalizaria como gabros de grã fina e leucogabros como aqueles ocorrentes no contato com as rochas vulcânicas, formando rochas varitexturadas e a série de bordo da intrusão. Alternativamente, se poderia sugerir que a ZI seria um fracionado equivalente a ZS, com aspecto textural diferente e situado estruturalmente na posição atual devido a deformação transamazônica. Os índices de ETR marcam também as descontinuidades das alturas estratigráficas de 950 e 1100 metros, caracterizadas pelas diminuições das razões La/Yb e La/Sm, evidenciando uma provável participação de líquidos mais primitivos ou mistura com composições menos evoluídas.

CAPÍTULO 7

GEOLOGIA ISOTÓPICA

7.1 Introdução

A sistemática isotópica é aplicada na geologia como ferramenta básica na compartimentação geocronológica de unidades litoestratigráficas e de eventos relacionados. Serve também como instrumento importante para elucidar relações entre a história geológica de províncias geotectônicas e os processos geodinâmicos envolvidos. No estudo das intrusões máfico-ultramáficas, a sistemática isotópica, além de fornecer a idade do magmatismo, serve também como importante elemento nos estudos petrogenéticos. O estudo dos isótopos radiogênicos em complexos máfico-ultramáficos vem servindo para avaliar o resultado da interação de corpos ígneos com a crosta. Nesse sentido é possível avaliar o papel da contaminação durante a ascensão, colocação e mistura com magmas de composição isotopicamente distinta. Estudos nesse sentido foram realizados por Stewart e DePaolo (1990), Lambert *et al.* (1989), Krueger e Marsh (1982), Cawthorn e Walraven (1998) e Sorensen e Wilson (1995).

Os estudos da geoquímica dos isótopos radiogênicos do **S.R.J.** envolveram os métodos rubídio-estrôncio e samário-neodímio.

7.2 Método Rubídio-Estrôncio

7.2.1 - Conceituação

O rubídio é um metal alcalino que possui dois isótopos que ocorrem naturalmente, ^{85}Rb e ^{87}Rb , cujas abundâncias são 72,17% e 27,83 % respectivamente. Esses números fornecem uma razão de abundância de $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.593$ (Catanzaro *et al.* 1969), a qual é uma constante na terra, lua e na maioria dos meteoritos, devido à homogeneização isotópica na nebulosa solar. O ^{87}Rb é radioativo e decai para um isótopo estável ^{87}Sr pela emissão de uma partícula β e um antineutrino (ν). (Q) corresponde à máxima energia de decaimento equivalente a 0,275Mev.



A datação de rochas ígneas é baseada no número de átomos de ^{87}Sr produzidos pelo decaimento do ^{87}Rb numa rocha ou mineral desde a sua formação há “t” anos atrás; pela substituição na equação geral de decaimento, tem-se :

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1), \quad (2)$$

onde $^{87}\text{Sr}_i$ é igual ao número de átomos de ^{87}Sr presentes inicialmente. No entanto, é difícil medir precisamente a abundância absoluta de um dado nuclídeo. Nessa equação o valor da constante de decaimento (λ) é de $1,42 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ (Steiger e Jager, 1977). Assim, é mais conveniente converter esse número numa razão isotópica pela divisão por ^{86}Sr (o qual não é produzido por decaimento radioativo e desta forma permanece constante com o tempo). Obtêm-se a equação λt :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

A razão isotópica no presente (P) é medida por espectrometria de massa e a razão atômica $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é calculada a partir das concentrações de Rb e Sr e suas respectivas abundâncias. Se a razão inicial $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ é conhecida ou pode ser estimada, o tempo t pode ser determinado, sujeito à premissa de que o sistema foi fechado com respeito à mobilidade do rubídio e do estrôncio desde o tempo t até o presente através da relação :

$$t = (1/\lambda) \ln \{ 1 + [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i] / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \} \quad (4)$$

O diagrama isocrônico

O exame da equação (3) mostra que ela é equivalente à equação de uma linha reta ($y = c + mx$). Isto levou a Nicolaysen (1961) a desenvolver uma nova maneira de tratar dados Rb-Sr, representando $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como o eixo das ordenadas (y) versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ como eixo das abcissas (x). A intersecção no eixo y (c) é igual a $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial do sistema. Nesse diagrama uma suite de minerais tendo a mesma idade e razão inicial $[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i]$, que tenha permanecido como sistema fechado, define uma linha reta denominada **isócrona**. A declividade dessa linha, $(m = e^{\lambda t} - 1)$ fornece a idade dos espécimes envolvidos. Se um dos minerais é pobre em rubídio ele pode levar a uma estimativa precisa da razão inicial. Caso contrário, a razão inicial pode ser estimada pela extrapolação até o eixo y da linha que contem os pontos disponíveis. Como λ_{Rb} é bastante pequeno, a declividade pode ser acuradamente próxima da de λt para rochas geologicamente jovens.

7.2.2 - Geocronologia

A Tabela 7.1 mostra os dados isotópicos obtidos para as rochas do **S.R.J.** e das rochas vulcânicas encaixantes e a Figura 7.1 mostra esses dados representados no diagrama isocrônico. Como resultado, obteve-se uma linha de regressão por quatro pontos,

(amostras:RB003 -ZSII, RB070 ZSI, RB088-ZTcm e RB096 ZI) que forneceu uma idade isocrônica de $2.757 \pm 186\text{Ma}$, $R_o = 0,704911 \pm 0,0008$. Essa idade está de acordo com a idade obtida pelo método samário-neodímio como exposto na seção seguinte e, portanto, pode ser considerada como a idade de cristalização da intrusão.

Tabela 7.1 – Resultados Rubídio-Estrôncio

AMOSTRA	Rb(PPM)	Sr (PPM)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I) (2,841MA)	ϵ_{UR}
RB-18	22,230	249,350	0,2576	0,71256	0,70195	14,707
*RB-017	9,404	250,540	0,1084	0,71107	0,70660	81,082
*RB011	7,211	89,960	0,2316	0,72767	0,71813	245,548
RB-009	25,620	306,510	0,2415	0,71972	0,70977	126,305
RB-007*	1,958	15,215	0,373	0,71917	0,70381	41,270
RB-003	11,496	196,040	0,1694	0,71219	0,70521	61,227
RB156	2,630	139,920	0,0543	0,72448	0,72224	304,217
RB070	34,230	323,970	0,3053	0,71704	0,70446	50,596
RB174*	1,1182	131,500	0,0245	0,71342	0,71240	163,900
RB081*	35,790	223,22	0,4634	0,71444	0,6953	-79,330
RB-103*	2,119	202,780	0,0302	0,70579	0,70454	51,740
RB-088*	2,792	218,670	0,0369	0,70608	0,70456	51,940
RB-104*	4,125	28,291	0,422	0,72086	0,70348	36,598
RB-109	11,350	44,120	0,7435	0,72504	0,69442	-92,649
RB107*	1,528	12,508	0,354	0,72133	0,70675	83,247
RB-148°C	2,448	18,350	0,3855	0,72899	0,71311	173,975
RB-110	1,130	276,350	0,0118	0,71216	0,71167	153,418
RB-90*	5,995	165,137	0,1049	0,7175	0,71318	174,910
RB-96	38,120	234,420	0,4700	0,72362	0,70426	47,771
RB147B*	19,841	176,260	0,3253	0,73887	0,72547	350,314
RB133F*	3,610	190,300	0,0548	0,74084	0,73858	537,330
RB133A	54,000	155,000	1,0069	0,72878	0,68732	-194,020
RB132*	113,130	136,100	2,4025	0,79529	0,69637	-64,897
RB131	101,000	108,000	2,7030	0,81757	0,70628	76,469
RB129	44,000	258,000	0,4929	0,71809	0,69779	-44,586
RB128A	23,000	170,000	0,3910	0,72567	0,70957	123,403
RB122	1,073	220,950	0,0140	0,707039	0,70646	79,054

* Rb e Sr determinados por diluição isotópica, % erro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,01$. Demais amostras analisadas por fluorescência de raios x –XRF.

Um outro diagrama isocrônico foi obtido com as amostras RB007 (ZSII), RB090 (VRTX1), RB104 (ZTcm) e RB147B (Zb) que definiram uma idade isocrônica de 1.863 ± 25 Ma, com razão inicial $R_0 = 0,70945 \pm 0,000056$ e MSWD de 5,55 (Figura 7.2). Esta isócrona pode ser interpretada como idade de abertura desse sistema no Ciclo Transamazônico. Kawashita *et al.*, (1992) obtiveram uma isócrona mineral Rb-Sr nas rochas do **S.R.J.** na Fazenda Novo Amparo que forneceu uma idade de 1.880 ± 205 Ma., MSWD=1.46 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7060 \pm 0,0003$. Esses autores atribuíram essa idade ao evento metamórfico do Ciclo Transamazônico (2,2-1,9 Ga).

Como a isócrona em rocha total apresentada neste trabalho tem melhor precisão do

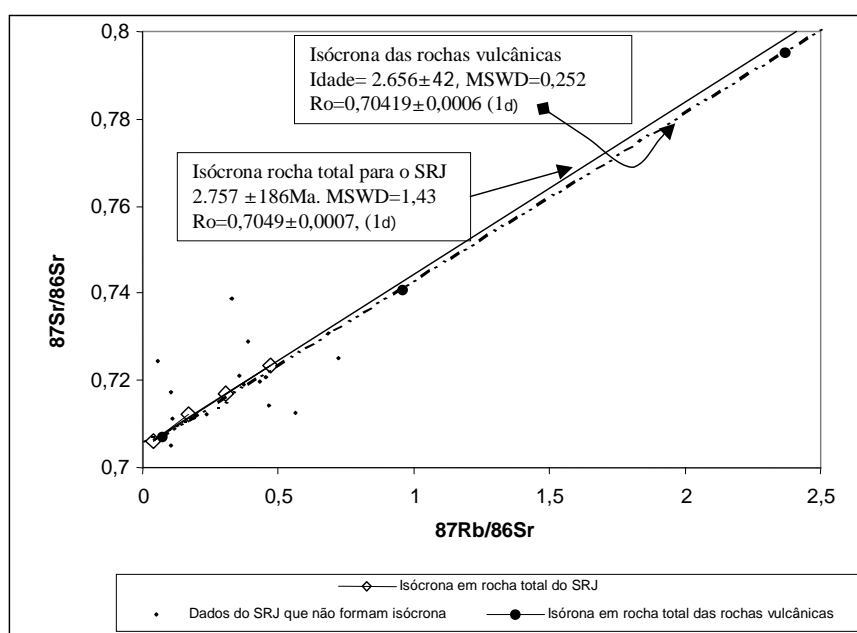


Figura 7.1 –Diagrama isocrônico Rubídio-Estrôncio para as rochas do S.R.J. e vulcânicas encaixantes.

que aquela de Kawashita (op.cit), pode-se concluir que a dispersão observada nos dados Rb-Sr do **S.R.J.** deve representar distúrbios nesse sistema devido ao evento metamórfico de fácies anfibolito. Este teria afetado mais severamente as rochas com menor teor de rubídio trazendo maior incerteza no cálculo da razão inicial. Este problema se torna mais agudo nas rochas pobres em plagioclásio (p.ex.cumulatos ultramáficos), que não teriam como acomodar o Sr radiogênico mobilizado junto com outros isótopos naturais desse elemento. Assim, perdas de Sr, incluindo Sr radiogênico, alteraram de maneira quase que imprevisível o balanço isotópico $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$.

Os dados isotópicos das rochas vulcânicas foram também representados em diagrama isocrônico utilizando-se os metabasaltos (RB133F, RB133A) e microquartzo-diorito (RB132). Como resultado, obteve-se uma idade isocrônica para esses três pontos de 2.657 ± 41 Ma, com $Ro=0,70420 \pm 0,00066$ e $MSWD=0,25$. Esta idade estaria também em acordo com a idade Rb-Sr considerada como de cristalização do **S.R.J.**, sendo de valor absoluto menor devido à provável abertura desse sistema pelo metamorfismo já citado.

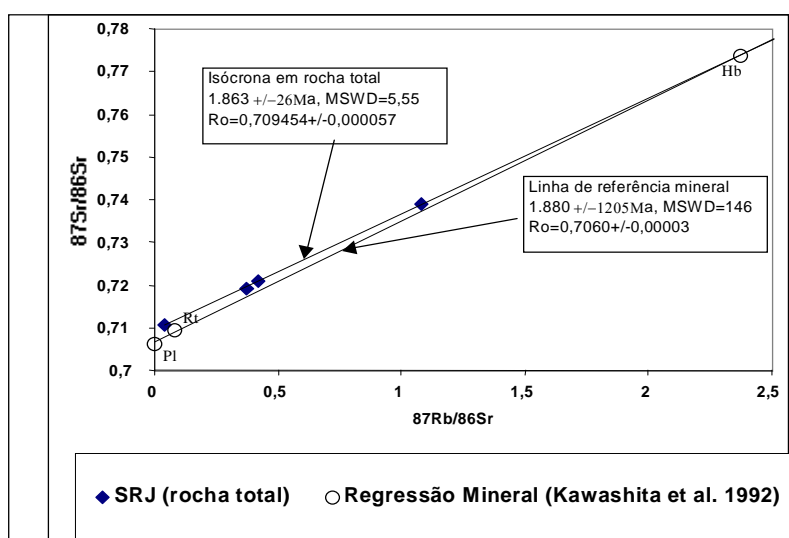


Figura 7.2–Diagrama isocrônico Rubídio-Estrôncio para o metamorfismo do facies anfíbolito das rochas do **S.R.J.**. Também está representada a isócrona mineral de Kawashita *et al.* (1992), Hb=hornblenda, Pl=plagioclásio e Rt=rocha total.

Os dados Rb-Sr portanto fornecem idades distintas, que se contrapõem aos dados geocronológicos Pb-Pb de Marinho (1992), que indicaram uma idade de cristalização de 2.474 ± 72 Ma e $MSWD=3,7$ para o **S.R.J.**. As idades obtidas neste trabalho e consideradas como metamórficas coincidem com as idades determinadas para o Granito Gameleira (Marinho, 1992) e outros corpos graníticos peraluminosos datados por Marinho e Sabaté (1993). Esses resultados podem ser incorporados ao modelo de colisão continente-continente de Marinho e Sabaté (1993), como sendo o responsável pelo metamorfismo e granitogênese transamazônicos.

7.3 Método Samário-Neodímio

7.3.1 - Conceituação

Samário e neodímio são elementos do grupo das terras raras leves, sendo que este último se concentra em relação ao primeiro no curso da cristalização fracionada de magmas. Devido ao fracionamento desses dois elementos, as rochas tipicamente crustais tem Sm/Nd menor que seus derivados do manto superior. A explicação vem do fato de que Nd^{+3} tem um raio iônico maior que o Sm^{+3} , o que origina um potencial iônico menor (carga/raio) que o do Sm, assim Nd^{+3} forma ligações iônicas mais fracas que se rompem mais facilmente que o Sm^{+3} ; assim, durante a fusão parcial de uma fonte no manto, o fundido sempre terá uma razão Sm/Nd menor que o resíduo.

O samário tem 5 isótopos naturais enquanto neodímio tem 7 isótopos estáveis. Sm e Nd tem uma relação de elemento pai/filho demonstrada pelo decaimento do ^{147}Sm para a produção do ^{143}Nd com a emissão de uma partícula alfa, através da seguinte equação:



onde Q= energia de decaimento, a meia vida, é igual a $t_{1/2} = 1,06 \times 10^{10}$ anos.

7.3.2 - Geocronologia

A maioria dos complexos máfico-ultramáficos arqueanos sofreu processos de recristalização metamórfica durante eventos orogênicos, onde o sistema Rb-Sr foi afetado. Como os elementos do grupos das terras raras são menos móveis que os metais alcalinos e alcalino-terrosos durante metamorfismo, alteração hidrotermal e intemperismo químico, o método Sm-Nd tem sido largamente utilizado na geocronologia de associações máfico-ultramáficas precambrianas, afetadas por eventos metamórficos. A idade das rochas obtidas através do método Sm/Nd é baseada na seguinte equação:

$$^{143}Nd/^{144}Nd = (^{143}Nd/^{144}Nd) + (^{147}Sm/^{144}Nd)(e^{\lambda t} - 1) \quad (6)$$

O ^{144}Nd é usado nessa equação como isótopo de referência porque o número de ^{144}Nd , numa unidade de peso da rocha, permanece igual, enquanto o sistema no qual ele reside permanece fechado ao Nd. A idade das rochas é obtida resolvendo-se essa equação em função de t e utilizando-se a constante de decaimento (λ) = $6,54 \times 10^{-12} \text{anos}^{-1}$ (Lugmair & Marti 1978^a). A exemplo do método Rb-Sr, para suites de rochas cogenéticas,

nas quais as razões Sm/Nd variam suficientemente para definir uma declividade, os dados isotópicos podem ser apresentados sob a forma de um diagrama isocrônico dado pelo alinhamento de pontos definidos pelas coordenadas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ em ordenada e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ em abcissa.

A Tabela 7.2 mostra os dados isotópicos Sm/Nd para as rochas do **S.R.J.** e a figura 7.3 apresenta o diagrama isocrônico referente a esses dados. Um total de 20 pontos representando as amostras estudadas fornecem uma idade isocrônica de 2.841 ± 68 Ma., com $\epsilon\text{Nd}(T) = -1,3$, MSWD de 6,8 e $R_o = 0.50884 \pm 0,00007$. Esse resultado, a exemplo da isócrona Rb-Sr indica uma idade de cristalização consideravelmente superior à idade Pb-Pb obtida por Marinho (1992). Idades Sm-Nd obtidas em vários complexos máficos-ultramáficos forneceram idades de cristalização que foram geralmente confirmadas por outros métodos precisos, tais como U-Pb ou Re-Os, mas em alguns casos foram questionadas devido a algumas heterogeneidades da fonte, como é o caso dos derrames komatiíticos de Kambalda na Austrália (Chauvel e Jenner, 1985).

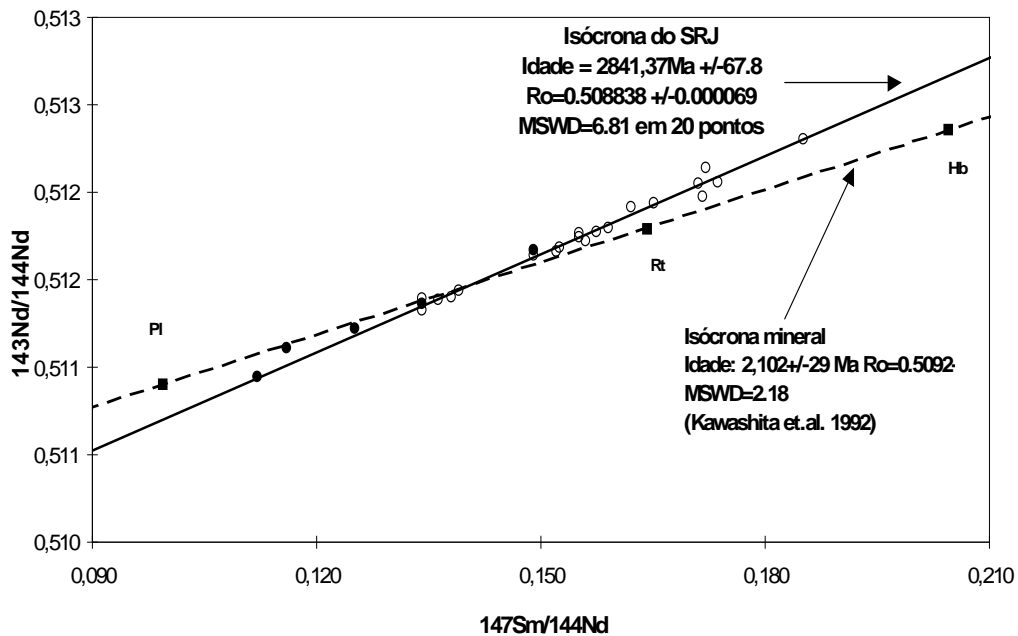


Figura 7-3- Diagrama isocrônico Sm/Nd para o Sill do Rio Jacaré e as rochas vulcânicas encaixantes (linha sólida). Também está representada a isócrona mineral de Kawashita et al. (1992) (linha tracejada). Círculos cheios = vulcânicas, círculo abertos=RJS e retângulos cheios=separados minerais. As letras se referem a: Hb=hornblenda; Pl=plagioclásio; Rt=rocha total.

Tabela 7.2– Resultados Samário-Neodímio

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (T=2,84ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ T=2,84g a	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{O})$	$T_{\text{dm}}(\text{Ga})$
RB018 (ZSIIC)	2,263	10,190	0,1340	0,51133	0,50882	-2,55	-25,48	3,31
RB017(ZSIIC)	2,229	9,789	0,1380	0,51141	0,50882	-2,59	-24,05	3,34
RB011(ZSIIB)	7,087	27,214	0,1574	0,51178	0,50882	-2,45	-16,81	3,51
RB009(ZSIIB)	2,442	10,860	0,1360	0,51139	0,50884	-2,21	-24,40	3,28
RB007(ZSIIB)	2,077	7,308	0,1720	0,51214	0,50892	-0,64	-9,68	3,40
RB003(ZSIIB)	2,263	9,017	0,1520	0,51166	0,50881	-2,68	-19,02	3,48
RB156(ZSIB)	1,891	6,581	0,1737	0,51206	0,50880	-2,87	-11,26	3,29
RB070 (ZSIA)	2,797	11,328	0,1490	0,51164	0,50885	-2,03	-19,47	3,36
RB174(ZSIA)	2,155	7,592	0,1716	0,51198	0,50876	-3,64	-12,82	3,40
RB081(ZSIA)	1,153	4,569	0,1525	0,51169	0,50883	-2,36	-18,51	3,44
RB103(VRTX)	1,468	5,722	0,1550	0,51177	0,50886	-1,67	-16,91	3,37
RB088(ZT)	1,305	4,886	0,1620	0,51192	0,50888	-1,42	-14,10	3,40
RB104(ZT)	1,920	7,048	0,1650	0,51194	0,50885	-1,95	-13,54	3,46
RB-109(ZT)	0,993	3,858	0,1560	0,51172	0,50880	-2,96	-17,83	3,56
RB107(ZT)	2,076	6,793	0,1850	0,51230	0,50883	-2,27	-6,53	
RB-148(ZI)	6,441	24,487	0,1590	0,51180	0,50882	-2,56	-16,35	3,58
RB-110(ZI)	1,331	5,178	0,1550	0,51175	0,50884	-2,14	-17,38	
RB90(VRTX1)	1,482	5,253	0,1710	0,51205	0,50884	-2,10	-11,49	3,59
RB-96(Zilg)	2,000	8,694	0,1390	0,51144	0,50884	-2,20	-23,29	3,30
RB147B(Zb)	3,953	17,890	0,1336	0,51140	0,50889	-1,17	-24,25	3,16
RB133F(FMT)	3,905	17,640	0,1340	0,51136	0,50885	-1,93	-24,85	3,24
**RB133A	3,230	13,110	0,1490	0,51168	0,50888	-1,34	-18,79	3,27
**RB132	4,463	24,000	0,1120	0,51095	0,50885	-1,96	-32,93	3,15
**RB131	7,967	38,640	0,1250	0,51122	0,50888	-1,42	-27,63	3,15
**RB129	12,70 0	66,130	0,1160	0,51145	0,50927	6,40	-23,17	2,48
**RB128A	5,305	24,360	0,1320	0,51122	0,50874	-4,04	-27,68	3,45
**RB122	4,635	24,050	0,1160	0,51111	0,50893	-0,28	-29,81	3,03

**Rochas vulcânicas encaixantes Erro $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0,1\%$, erro $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,003\%$.

Para testar a possibilidade dos dados isocrônicos representarem “linhas de mistura” com crosta mais antiga, ou fontes mantélicas recicladas, a confiabilidade da isócrona foi testada através da representação da razão inicial em função da razão Sm/Nd. Como a expectativa é de que esta razão aumente com o fracionamento, pontos que não estejam contidos dentro dos limites definidos pela razão inicial acrescida de mais ou menos o desvio padrão deverão ter sido influenciadas por mistura ou fracionamento isotópico da fonte. A Figura 7.4 mostra este diagrama, onde pode ser observado que apenas 3 das 23 amostras não estão contidas dentro do intervalo do desvio padrão. Como a crosta inferior deve conter mais neodímio radiogênico, uma contaminação com essas rochas levaria a idades muito

maiores, como aquelas do Domo de Sete Voltas, onde Martin *et al.* (1997) determinaram idades de 3,2-3,4 Ga.

Nesse caso a expectativa seria das amostras exibirem RI inferior ao da isócrona. Diante desse argumento, conclui-se que o diagrama isocrônico fornece a idade de cristalização do **S.R.J.**. As rochas vulcânicas associadas, principalmente o metabasalto amigdaloidal do contato oeste do **S.R.J.**, correspondem nesse diagrama a pontos que se alinham ao longo da linha isocrônica, sem contudo exibir grande espalhamento devido à pouca variação da razão Sm/Nd, isto é, são todas rochas basálticas. Mesmo assim, essa colinearidade sugere uma idade idêntica à do **S.R.J.**, o que confirma os dados de campo que apontam o **S.R.J.** como uma intrusão *sin-vulcânica*.

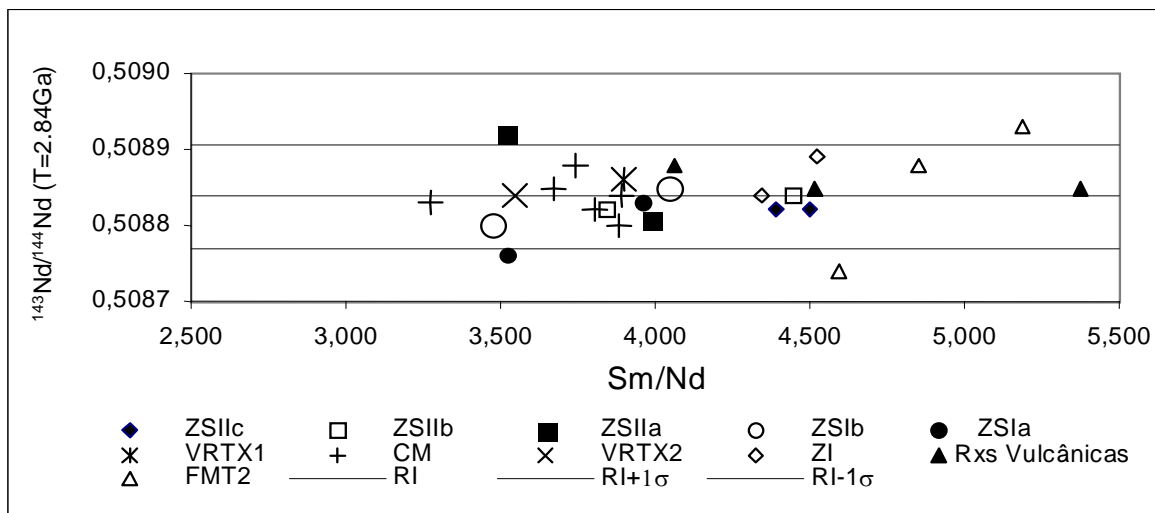


Figura 7.4- Composição isotópica inicial (T=2.841Ma) como função das razões Sm/Nd para as rochas do SRJ e vulcânicas encaixantes. Notar que existe fracionamento notável dos cumulos no sentido das rochas vulcânicas, sem contudo haver variação isotópica. As amostras situadas fora do limite de confiança da razão inicial sofreram ganhos de ¹⁴³Nd enquanto o contrário ocorre para as amostras localizadas abaixo desse limite.

Marinho (1992) obteve dados isotópicos Sm-Nd para as rochas vulcânicas toleíticas da Unidade Inferior do Grupo Contendas-Mirante na região de Contendas do Sincorá com duas idades distintas. Este autor apresentou quatro amostras com idade Sm-Nd de 3,1Ga e três com idade de 2,9 Ga. Os dados de Marinho (1992) podem ser explicados em conjunto com os dados apresentados neste capítulo e no Capítulo 2, como sendo relacionados a idades de vulcanismo associadas a dois complexos distintos. O próprio Marinho (1992) apresentou idades de 2,9Ga para o Granitóide Lagoa do Morro, confirmada por outros autores, como por exemplo Sato (1998). Dessa maneira, os dados aqui apresentados

apontam consistentemente para a existência de uma província magmática de idade 2,9 Ga no Bloco de Gavião. As idades mais novas do Mesoarqueano devem corresponder a sugestão aqui apresentada de formação do Complexo Mirante, enquanto as idades do Paleoarqueano devem corresponder ao Complexo Contendas. A coexistência desses dois vulcanismos no mesmo pacote vulcanossedimentar é explicável pela acreção dessas duas entidades discordantes durante a orogênese Transamazônica. Idades conflitantes em seqüências vulcanossedimentares supostamente coevas foram encontradas principalmente na África do Sul (p.ex. De Wit, 1998) e foram explicadas como feições típicas de terrenos acrescidos e deformados em conjunto. Assim, é possível concluir que o **S.R.J.** e Complexo Mirante representam rochas formadas há $2.841 \pm 68 \text{Ma}$ e independentes da história geológica das rochas da região de Contendas do Sincorá.

As idades de aproximadamente 2,5Ga obtidas por métodos precisos (p. ex. U-Pb SHRIMP) são conhecidas no mundo inteiro e são interpretadas em escala planetária como o tempo em que ocorreu a fragmentação de um provável supercontinente arqueano, na passagem Arqueano-Paleoproterozóico. Riftes continentais foram formados nesse evento e várias províncias magmáticas documentam esse episódio. Por outro lado, as idades Pb-Pb não foram confirmadas por nenhum outro método geocronológico, o que torna possível sugerir que se trata de uma possível abertura do sistema Pb-Pb em 2,5Ga, evento esse que não afetou o sistema Sm-Nd, mas que deve também ter perturbado de alguma maneira o sistema Rb-Sr.

O **S.R.J.** exibe também idades Sm-Nd mais jovens, do Paleoproterozóico, de $2.102 \pm 29 \text{Ma}$ $R_o=0,5092$ e $MSWD=2,18$, fornecidas pela isócrona mineral obtida por Kawashita et al. (1992) (figura 7.3), o que confirma parcialmente os dados Rb-Sr do metamorfismo e da granitogênese peraluminosa sincolisonal de Marinho e Sabaté (1993).

7.3.3 - Evolução isotópica do neodímio

Evolução isotópica do neodímio na terra é baseada num modelo que assume que a razão Sm/Nd da terra é igual à razão Sm/Nd dos meteoritos condriticos. Jacobson e Wassenburg (1980) analisaram 5 condritos e acondritos Juvenianos e determinaram uma razão Sm/Nd igual a 0,97 e utilizaram esse valor para calcular Sm/Nd para um reservatório condritico uniforme denominado CHUR (De Paolo e Wassenburg 1976). Esse modelo assume que o Nd terrestre evoluiu num reservatório uniforme no qual a razão Sm/Nd é igual ao dos condritos. O valor atual da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ desse reservatório é 0,512638 relativo a uma razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR é 0,1967. Essa

relação permite calcular a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para o CHUR para qualquer outra época do passado através da equação:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^t_{\text{CHUR}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^o - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^o_{\text{CHUR}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (7)$$

Para comparar a evolução do neodímio nas rochas crustais com a evolução desse reservatório, De Paolo e Wassenburg (1976b) estabeleceu o parâmetro ϵ_{Nd} que é uma comparação normalizada das razões isotópicas de Nd e atuais ou iniciais de uma dada rocha em relação ao CHUR com a seguinte notação:

$$\begin{aligned} \epsilon^o_{\text{CHUR}} &= [(I_{\text{Am}}/I_{\text{CHUR}}) - 1] \times 10^4 \text{ - para razão atual e;} \\ \epsilon_{\text{Nd}}(t) &= (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{Am}}(t) / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}(t) \times 10^4 \end{aligned} \quad (8)$$

para razão recalculada para a época de extração desse magma no manto.

Esta notação permite comparar rochas que derivaram diretamente de reservatórios mantélicos ($\epsilon_{\text{Nd}} > 0$) com rochas contaminadas, recicladas ou de origem crustal ($\epsilon_{\text{Nd}} < 0$). A Figura 7.5 mostra os dados isotópicos da Tabela 7.2 calculados sob a forma de ϵ_{Nd} no diagrama de evolução do neodímio. Neste diagrama pode-se observar a pequena diferença entre a razão isotópica inicial do (s) magmas (s) progenitor (es) do **S.R.J.** em relação ao CHUR. Nota-se que a faixa de variação do *epsilon* neodímio ($-0,6 \geq \epsilon_{\text{Nd}} \geq -3,6$) no **S.R.J.**, que corresponde a um pequeno desvio em relação ao reservatório condritico e também quando comparadas ao modelo do manto depletado, estas rochas mostram-se, evidentemente, um pouco mais depletadas. Assim conclui-se, que a fonte geradora do magma do **S.R.J.** foi um reservatório aproximadamente condritico, ou levemente enriquecido. Esse pequeno grau de enriquecimento pode ser resultado de extrações anteriores de magmas, evidenciadas, por exemplo, através do contraste entre as razões de ETR leves e pesados (capítulo anterior).

Uma outra alternativa poderia ser que essas rochas tiveram origem em um reservatório condritico juvenil, cujo magma se equilibrou posteriormente com a crosta continental através da incorporação de massa de assimilação crustal. Nesse caso, espera-se uma modificação das características geoquímicas do magma original, como é o caso observado, em que as rochas mais primitivas analisadas tem a composição de SHMT, ou seja, toleítos com alto magnésio ricos em sílica.

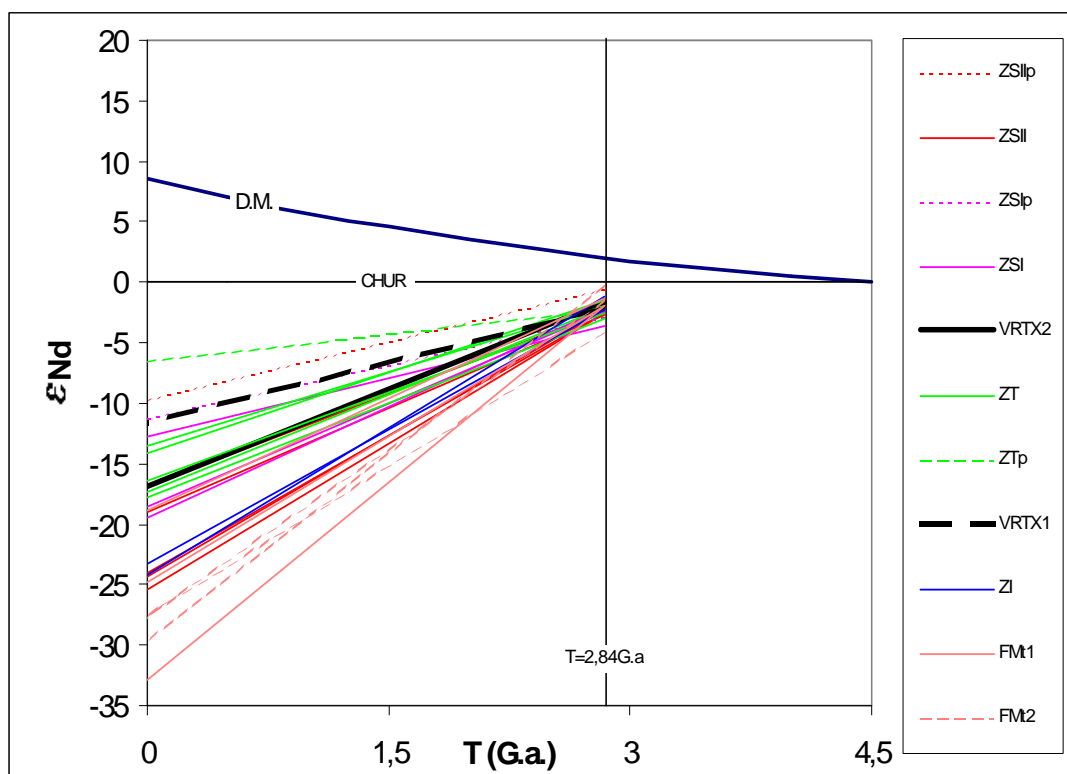


Figura 7.5 - Diagrama de evolução do neodímio para as rochas do SRJ e vulcânicas da Fm.Mirante. Notar os valores crescentes de $\epsilon_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}}$ a partir dos magnetitos no sentido dos cumulos, Zona Inferior e rochas vulcânicas, mostrando uma interação progressiva com rochas crustais. Notar também que as rochas varitexturadas tipo 1 mostram maior afinidade isotópica com os cumulos e que as varitexturadas tipo 1 são os espécimes mais primitivos entre os gabros estudados. ZSII = Zona Superior, ZSIIp=piroxenitos da ZSII, ZSI =Zona Superior I, ZSIIp = piroxenito da ZSI, VRTX1 e 2 =rochas varitexturadas 1 e 2 respectivamente; ZT= Zona de Transição; .ZTp=piroxenitos da ZT; ZI= Zona Inferior; FMT1+ basalto amigdaloidal e micro-quartzo-diorito e FMT2 basalto-andesítico da Fm. Mirante.

Este tipo de magma, segundo vários autores (p.ex, Seitz & Keays, 1997), é produto de interação de fundidos picríticos com crosta continental, resultando na felsificação de magmas, processo importante na gênese de depósitos de minerais metálicos. O diagrama de evolução do neodímio mostra também o diferente comportamento das unidades do **S.R.J.** com respeito a essa variação. As rochas mais ultramáficas e portadoras de magnetita (por exemplo, RB07, RB107 e RB156), mostram ϵ_0 e $\epsilon_{t=2,84\text{Ga}}$ maiores que as demais (mais próximas do CHUR), evidenciando que seus sistemas isotópicos não variaram da mesma maneira que as demais. Na realidade, parece observar-se uma gradual abertura do “sistema isotópico” do **S.R.J.** a partir dos magnetitos no sentido dos gabros, anortositos e até as rochas vulcânicas, essas últimas, as mais contaminadas. Esse diagrama permite também constatar que as rochas varitexturadas são parte de dois sistemas distintos, com as VRTX1 mostrando afinidade isotópica com os cumulos da

Zona de Transição. As rochas varitexturadas do tipo 2, por sua vez, apresentam-se isotopicamente associadas com as rochas mais primitivas, ou seja, com os cumulos ricos em ferro. Essas observações levam à sugestão de que um tipo corresponde a líquidos trapeados junto com os cumulos – VRTX2 e outro tipo com líquidos mais primitivos, que não acompanharam o fracionamento e assimilação de rochas encaixantes - VRTX1. Dessa forma, pode-se concluir que as rochas varitexturadas do tipo 1 representam os espécimes rochosos de granulometria fina isotopicamente mais primitivos do **S.R.J.** e podem corresponder a porções remanescentes do magma progenitor do **S.R.J.** ou do magma da Zona Inferior. As rochas varitexturadas do tipo 2, sob esse mesmo raciocínio deveriam ser as rochas mais primitivas da pilha cumulática e portanto associadas ao magma da Zona Superior.

7.3.4 - Estudos de Correlação Isotópica de Estrôncio e Neodímio.

A comparação entre o comportamento de Sr e de Nd em rochas magmáticas fornece elementos importantes para a elucidação do ambiente geotectônico de colocação de seus magmas progenitores, da influência deste na interação entre magmas e crosta e suas implicações com respeito à preservação da sua integridade isotópica original. Assim, baseado na comparação do particionamento e comportamento distintos de Sr, elemento mais abundante na crosta, e do neodímio, elemento essencialmente manto-derivado, é possível analisar a interação de magmas e a crosta envolvente. Esta comparação é feita através de diagramas onde são representadas as razões isotópicas de Sr e de Nd, ou sob a forma das notações ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} , recalculadas para a idade de cristalização das rochas.

No diagrama da Figura 7.6, quatro campos são definidos com respeito as características isotópicas de Sr e Nd. O campo II corresponde ao campo das rochas manto-derivadas que não sofreram modificações por interação com crosta continental ou oceânica e por isso exibem razões iniciais de Sr e Nd iguais ou maiores que o CHUR; representam rochas empobrecidas em Sr e Nd, que definem a chamada tendência do manto ou *mantle array*. O campo I corresponde ao campo das rochas com Nd comportando-se como no campo II, mas com Sr compatível com assinatura crustal e portanto considerado sem significado para ambientes terrestres. O Campo III corresponde a rochas manto-derivadas enriquecidas em Nd e empobrecidas em Sr, que são consideradas como originárias de magmas contaminados com Nd da crosta continental inferior. O campo IV compreende as rochas magmáticas contaminadas com crosta continental por apresentarem enriquecimentos simultâneos de Sr e Nd.

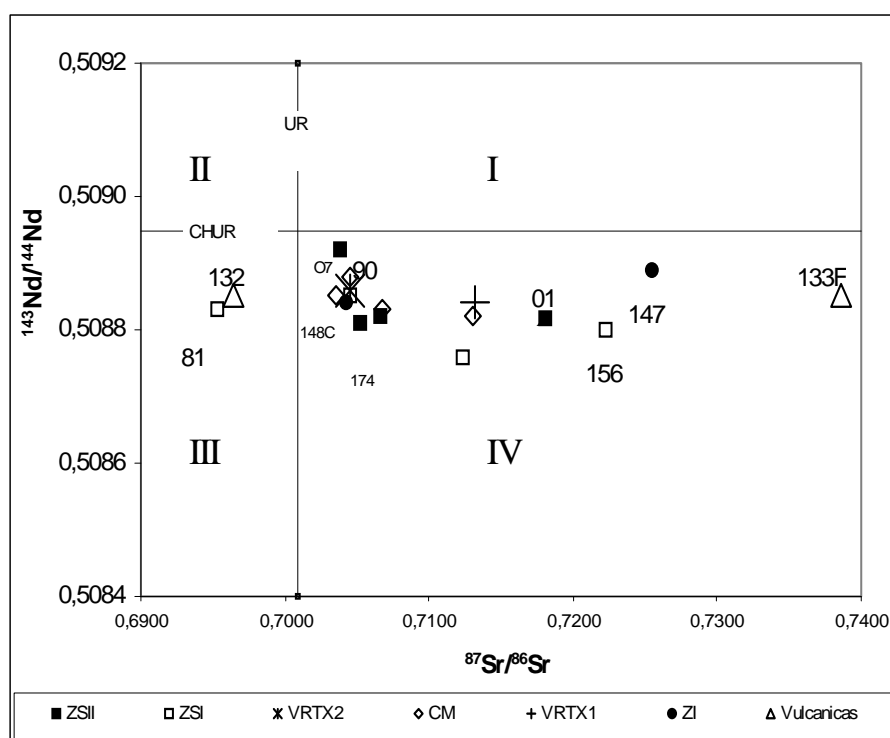


Figura 7.6. Diagrama das variações isotópicas de Sr e Nd para as rochas do SRJ e Fm. Mirante. Notar o campo ocupado pela maioria das amostras referente ao magmatismo continental. As abreviaturas correspondem aquelas da figura 7.5.

A figura 7.6 mostra o diagrama das variações isotópicas de Sr e Nd recalculadas para a idade de cristalização do **S.R.J.** obtida pela isócrona Sm-Nd (Figura 7.3). Neste

diagrama, observa-se que as rochas do **S.R.J.** e da Formação Mirante ocupam o campo IV, ou seja, rochas manto-derivadas contaminadas com Nd e, portanto, associadas a magmatismo continental. A magnitude da contaminação observada é aparentemente pequena como citada anteriormente. Apenas uma amostra do **S.R.J.** e da FMT ocupam o campo III, ou da contaminação com rochas da crosta inferior ricas em Nd. Neste caso duas explicações seriam possíveis. A primeira seria a admissão de que o magmatismo atravessou a crosta continental rica em Nd, como no caso do magmatismo do Terciário das Ilhas Britânicas (Walker 1982). Para apoiar tal suposição, temos a indicação de que as rochas arqueanas do Domo de Sete Voltas, por exemplo, da infraestrutura do Bloco de Gavião, aparentemente, representam produtos de fusão de um toleito arqueano (Martin, 1997). Esses toleitos, portanto, devem representar as rochas mais profundas do Bloco de Gavião e deveriam ser os prováveis contaminantes do magmatismo do **S.R.J.** e Fm. Mirante. A segunda explicação seria relacionada a perdas de Sr radiogênico durante e episódios metamórficos.

7.4 Variações Verticais da Composição Isotópica.

Os estudos isotópicos em intrusões acamadadas se baseiam na constatação de que as mesmas representam câmaras magmáticas, onde o magma basáltico se cristalizou e se diferenciou de forma relativamente lenta. Como é princípio básico da geocronologia de que razões isotópicas não se modificam nos processos de fracionamento magmático, admite-se que magmas armazenados nesses reservatórios devem conservar as características isotópicas das suas áreas-fonte no manto. Assim, as razões isotópicas iniciais dos minerais formadores das rochas cristalizadas a partir desses magmas devem exibir a mesma razão inicial do magma e portanto da fonte mantélica:

$$\mathbf{R.I.Minerais = R.I Magma = R.I. Manto.}$$

Como já discutido na introdução deste capítulo, existe uma expectativa de grande contraste entre as razões isotópicas iniciais dos magmas basálticos e suas encaixantes crustais imediatas, de forma que as mudanças nas características isotópicas devem ser atribuídas à interação entre magmas diferentes e/ou entre magmas e suas rochas encaixantes.

Os estudos isotópicos sistemáticos em intrusões acamadadas geralmente utilizam dois ou mais elementos de comportamento geoquímico distinto com respeito à interação crosta/manto, por exemplo, Sr e Nd, Re-Os, etc. Assim, baseado no particionamento e comportamento distintos de, por exemplo, Sr e Nd, procura-se entender os processos que

envolvem assimilação das encaixantes, recarga de reservatórios, estratificação de corpos de magma e convecção, processos que podem modificar as composições isotópicas iniciais. Serve também, em última e importante instância, para ajudar a explicar a gênese de depósitos minerais, principalmente nos casos de mineralizações onde existe controvérsia entre mistura de magmas *versus* contaminação *via* assimilação de encaixantes. Estudos importantes nesse sentido foram realizados por Lambert (1989) e Marcantonio (1995) no Complexo de Stillwater, Cawthorn (1996) e Kruger e Marsh (1989) no Complexo de Bushveld e Stewart e De Paolo (1990) na Intrusão de Skaergaard, entre outros.

Evidentemente, a sistemática isotópica deve ser baseada no estudo de rochas coevas, onde suas razões iniciais, relativas às idades de cristalização, são plotadas de acordo com a altura estratigráfica, simulando altura na coluna magmática.

A Figura 7.7 mostra as variações das razões isotópicas de Sr e Nd, este último sob a forma de ϵ_{Nd} , onde se observam três situações distintas. A primeira se refere a picos onde ϵ_{Nd} diminui e Sr(o) aumenta, indicando contaminação crustal. A segunda corresponde a variações convergentes, ou seja, ϵ_{Nd} diminui junto com Sr(o), atribuída à assimilação de Nd radiogênico. A terceira situação consiste de aumentos de ϵ_{Nd} e diminuições de Sr(o), ou seja, picos que sugerem introdução de material com composições mais primitivas.

A Figura 7.8 mostra uma interpretação sinóptica das variações observadas na Figura 7.7. Como pode ser visto, o **S.R.J.** exibe intervalos alternados de provável chegada de fluxos de magma, com horizontes de mistura/contaminação *via* assimilação de encaixantes, seguidos de cristalização fracionada. Este tipo arranjo sugere que o **S.R.J.** sofreu o processo denominado AFC, ou seja, assimilação com cristalização fracionada. Os modelos utilizados (De Paolo 1982) na Figura 7.7 ilustram claramente a possibilidade de mistura, enquanto a Figura 7.4 mostra a variação isotópica com o fracionamento de Sm/Nd, ratificando a ocorrência da cristalização fracionada. Os dados exibidos nos Capítulos 5 e 6 também mostram evidências de cristalização fracionada sob o ponto de vista da química mineral e em rocha total.

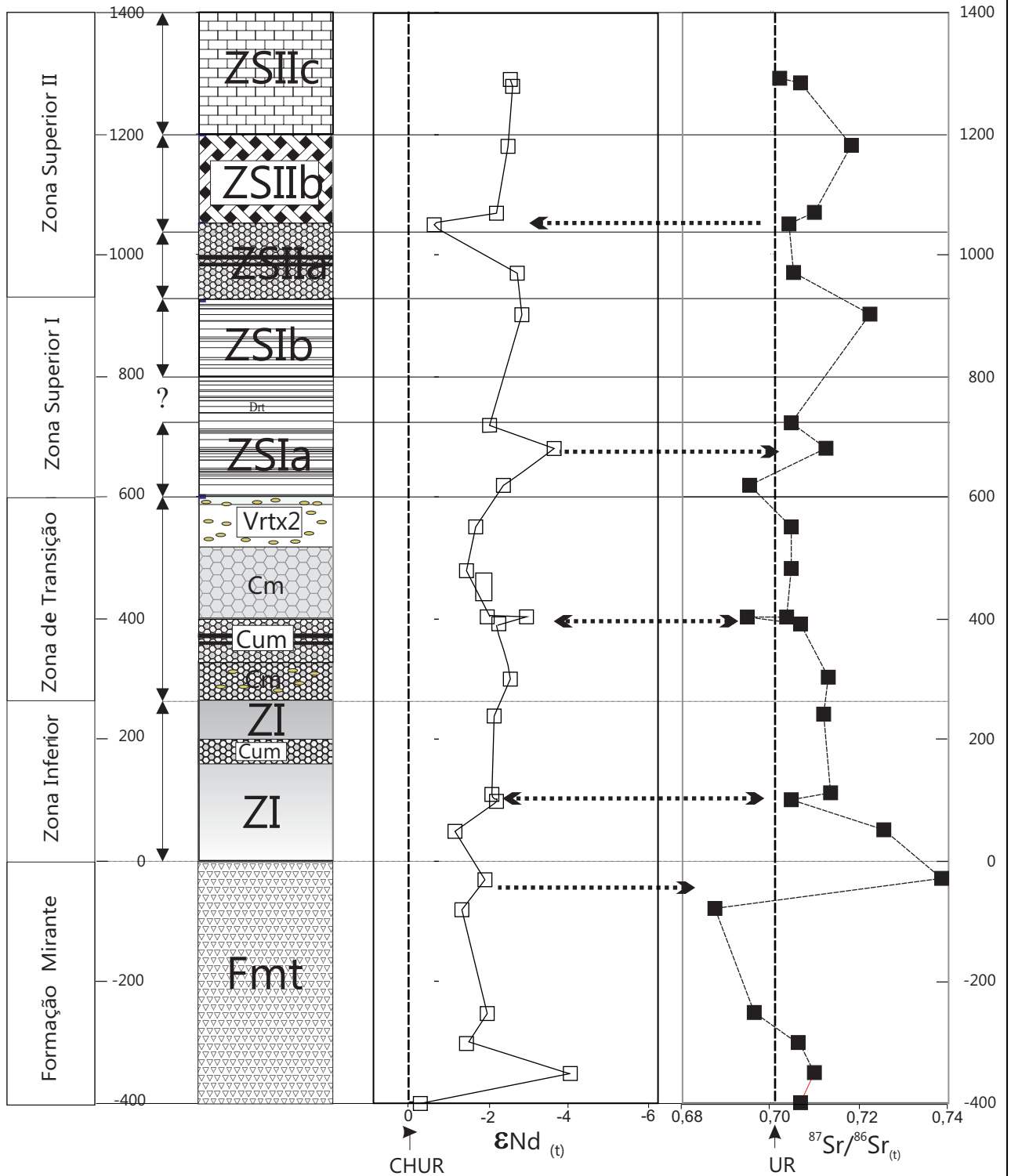


Figura 7.7- Perfis de variação das composições isotópicas de Nd e Sr sob a notação $\epsilon Nd_{(t)}$ e $^{87}Sr/^{86}Sr_{(t)}$, recalculadas para $T=2,84Ga$, de acordo com a altura estratigráfica das amostras. Notar a existência de duas linhas de composição média de razões iniciais. Notar também as reversões simultâneas de $\epsilon Nd_{(t)}$ e $Sr_{(o)}$, representando episódios de prováveis influxos de magmas mais primitivos (setas para esquerda) e contaminação (setas para a direita). Notar ainda que, após cada episódio de mistura as linhas de variação evoluem como resultado de cristalização fracionada. Notar também as variações isotópicas nas rochas vulcânicas da Formação Mirante. Os dados apresentados nesta figura são reinterpretados em detalhe na Figura 7.8.

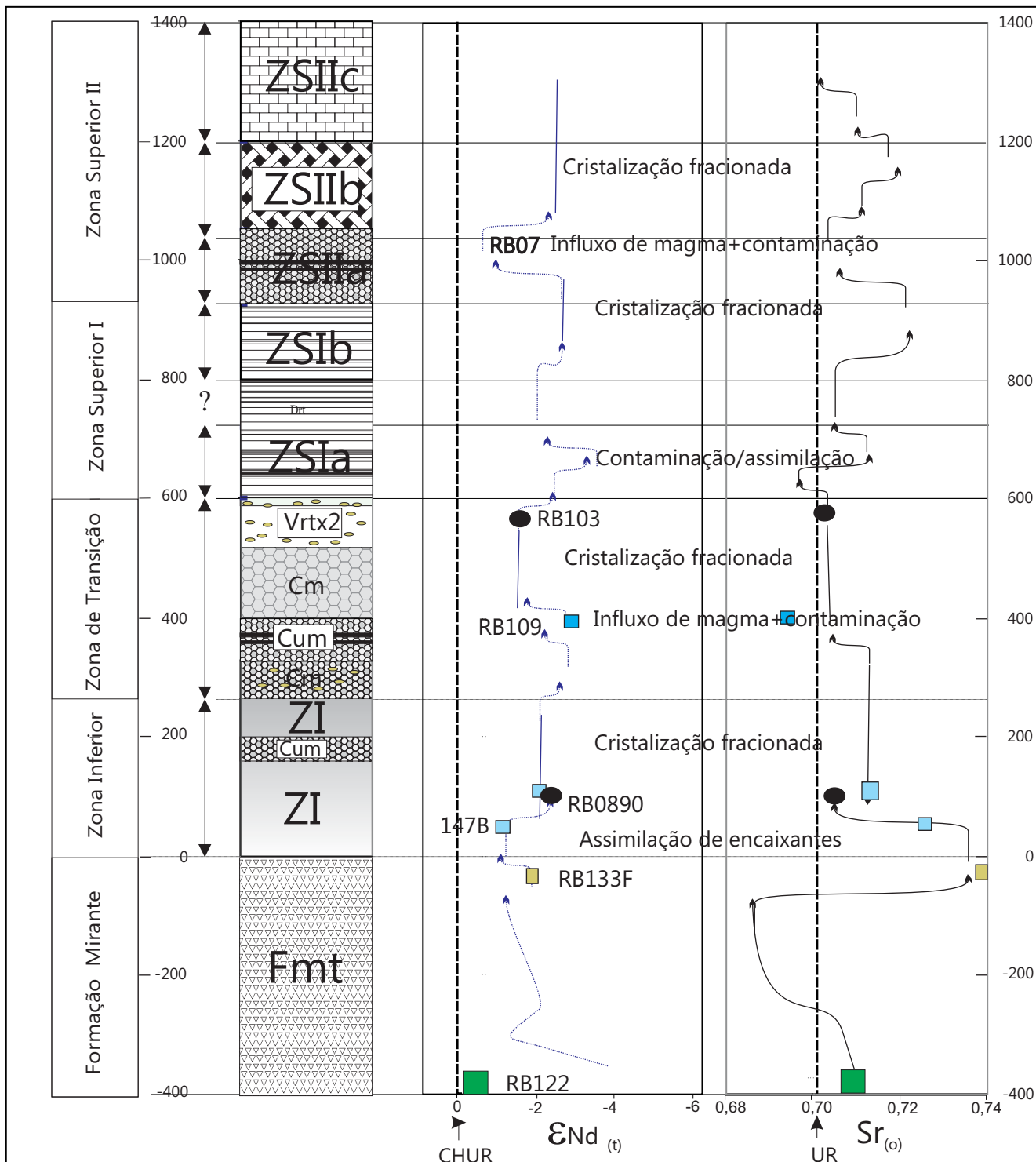


Figura 7.8 - Perfis re-interpretados da variação das composições isotópicas de Nd e Sr da Figura 7.7. Os segmentos retos, verticais (linhas sólidas) representam intervalos com RIs constantes, ou seja, cristalização fracionada. As setas sinuosas no sentido da esquerda indicam inversões isotópicas para composições mais primitivas com respeito a Nd e Sr, ou seja, influxos de magma novo. As setas sinuosas para a direita representam misturas com adição de Sr radiogênico. Notar as inversões simultâneas de $\epsilon Nd_{(t)}$ e $Sr_{(o)}$, representando episódios de prováveis influxos de magmas mais primitivos (sentido da esquerda) e contaminação (sentido da direita). Notar também que após cada episódio de mistura as linhas de variação evoluem como resultado de cristalização fracionada +assimilação (AFC). Notar ainda as variações isotópicas nas rochas vulcânicas da Formação Mirante como transicionais em direção ao S.R.J. culminando com possível mistura de composições de RB133 para produzir as rochas de bordo do tipo

Em complemento à nota explicativa da Figura 7.8, pode-se acrescentar as observações abaixo:

- a) Zona Inferior- Observa-se que as rochas de Bordo que foram provavelmente formadas pela contaminação de um magma da ZI com as rochas vulcânicas tipo RB133F, resultando em composições RB147B (rocha de bordo) e, talvez, RB090 (VRTX1). O enriquecimento em ETRL pode ser explicado pela mistura com rochas vulcânicas altamente fracionadas em relação a esses elementos. É interessante salientar que a amostra de bordo exibe contaminação fraca com respeito a Nd, porém relativamente forte em relação ao Sr, confirmando a sua possível contaminação com rochas ricas neste elemento. Após a mistura e formação das rochas varitexturadas, o líquido seguiria uma trajetória de cristalização fracionada.
- b) A passagem da Zona Inferior para a Zona de Transição é marcada pela interrupção da linha de tendência de cristalização fracionada para um intervalo onde ϵ_{Nd} aumenta junto com diminuição de Sr(o). Essas são evidências de provável mistura do magma da ZI com um novo líquido, mais primitivo.
- c) Após o episódio de mistura, observa-se nova transição para composição mais primitiva que corresponde aos cumulos máficos. A linha de tendência dos cumulos máficos até as rochas varitexturadas é de cristalização fracionada. Nota-se também que a amostra RB103 (VRTX2) tem composição isotópica similar aos fracionados dos cumulos máficos e, portanto, poderia representar líquidos da ZT que se misturaram com o líquido residual da Zona Inferior. Os dados de petrografia e química mineral são compatíveis com essa possível mistura para a formação das rochas VRTX2.
- d) A Zona Superior se inicia ao final de uma transição para composições onde se observa a diminuição de ϵ_{Nd} e aumento de Sr(o) indicando contaminação crustal. Essa contaminação pode ser explicada pela presença de xenólitos de rochas leucocráticas nos “ritmitos” da ZSIa (ver Prancha 3.8). Estruturalmente acima dessa zona contaminada ocorre um segmento ZSI e parte da ZSIIa, indicando cristalização fracionada. Esse intervalo exibe um aumento de Sr(o) (amostra RB156) para a qual não há uma explicação imediata.
- e) Nova transição é observada no “topo” da ZSIIa, coincidindo com a amostra RB07, onde se observa o valor de ϵ_{Nd} mais alto do **S.R.J.**, próximo à linha condritica. Esta variação é acompanhada pelo Sr(o) que se aproxima da linha do UR. Essa mudança abrupta poderia estar relacionada a uma nova injeção de magma, mais primitivo, ou poderia ser reflexo da presença de líquidos fracionados ricos em ferro, mas não contaminados, que

foram separados dos silicatos félsicos antes da contaminação e assim preservaram a sua identidade isotópica. Um argumento a favor da separação precoce de associações de minerais ferromagnesianos e óxidos de Fe-Ti-V na ZSII é o fato de não se observar uma transição para as rochas da ZSIIb, isto é, RB07 é apenas um pico anômalo, abrupto, na transição ZSIIa/ZSIIb. De qualquer forma, os dados apontam para a ZSIIa como um fácies transicional entre ZSI e ZSII.

- f) A ZSIIc corresponde a um intervalo sem mudanças importantes com respeito a ϵ_{Nd} , o que indica que essas rochas não sofreram contaminação significativa de Nd radiogênico. O mesmo não se observa com Sr(o), que exhibe um pico de aumento na no centro da subunidade, feição típica da contaminação com rochas crustais. Sugere-se que, por estar próximo ao topo da intrusão, essa contaminação pode estar ligada a resíduos evoluídos ricos em Sr radiogênico, ou fragmentos assimilados do teto da intrusão (*roof pendant*).

7.5 Comentários Finais

Estudos de Geologia Isotópica forneceram a idade do **S.R.J.** como sendo 2.841 ± 68 Ma através do método Sm-Nd e 2.657 ± 41 Ma, pelo método Rb-Sr. Essas idades colocam o **S.R.J.** como parte de um conjunto de intrusões gabro-anortosíticas arqueanas com idade entre 2.670 Ma (Windmurra, Ahmat e De Laeter, 1982), 2.860 Ma, (Fiskanaesset, Aswall *et al.* 1989), 3.153 Ma, (Messina, (Barton *et al.* 1979), a maioria delas datadas pelo método Sm-Nd; em algumas delas as idades entre 2,6 e 2,7 Ga foram creditadas a um metamorfismo de 2,5 Ga.

As idades geocronológicas são compatíveis com a sugestão (Capítulo 2) de existência de um Complexo-Mirante, de ambiente geológico de *rift* continental, com idade Neoarqueana, mais nova que as rochas da região de Contendas do Sincorá. Estas últimas seriam pertencentes ao Complexo Contendas, de idade Paleoarqueana, que seria o embasamento das rochas estudadas nesta pesquisa. Os dados isotópicos de Sr e Nd confirmam o ambiente continental para o magmatismo vulcânico e plutônico. O vulcanismo do tipo CFB tem parentesco com o **S.R.J.** e as curvas de evolução do Nd mostram uma extração do manto em 3,2Ga que evolue como sistema ora aberto, ora fechado, dando variações de $\epsilon_{Nd}(0)$ de 2 a -35. O $\epsilon_{Nd}(t)$, variando entre -0,2 e -3,6, mostra que esse magma se originou de um manto levemente enriquecido ou “quase” condritico e que sofreu pequena contaminação de Nd durante a rápida ascensão na crosta e que foi contaminado *in situ* pelas rochas encaixantes. As variações isotópicas de Sr e Nd mostraram que os

processos de diferenciação e cristalização do **S.R.J.** podem ser explicados por AFC-assimilação e cristalização fracionada. Este processo foi caracterizado como injeções de fluxos de magma que reagem com fragmentos de encaixantes e com resíduos residentes para depois seguir uma evolução fracionada. Quatro transições importantes foram detectadas no **S.R.J.**, como prováveis interfaces de inversões de linhas de tendências de evolução isotérmica, tais como a zero, 300, 400, 600, 950, 1050 e 1200 metros. Esses intervalos de mudanças isotópicas também foram acompanhados por mudanças composição de minerais (plagioclásio e piroxênio) e rocha total (índices de fracionamento, terras-raras), reportadas no Capítulo 5 e 6.

CAPÍTULO 8

GEOLOGIA ECONÔMICA 1

MINERALIZAÇÕES DE Fe-Ti-V E Cu DE BAIXO TEOR

8.1 Introdução

A Geologia Econômica do **S.R.J.** envolve o estudo das características físicas e químicas das concentrações de minerais metálicos de interesse econômico que estão hospedadas nas rochas das várias unidades da intrusão. Entende-se por características físicas, os parâmetros dimensionais como geometria, densidade, massa e orientação. As características químicas compreendem principalmente os teores de elementos e substâncias de interesse econômico dos minerais de minério e da ganga associada. Essas características, em conjunto com os aspectos geológicos, tais como mineralogia, texturas, estruturas, posição estrutural e cronoestratigráfica e ambiente geotectônico, compreendem os chamados controles das mineralizações, que em conjunto definem a tipologia do depósito mineral em estudo. Portanto, Geologia Econômica envolve exercícios científicos multidisciplinares para explicar a formação de concentrações de substâncias minerais economicamente exploráveis.

A mais importante mineralização do **S.R.J.** é constituída por corpos de magnetita, cuja substância mineral principal é o metal vanádio, e secundariamente, titânio e ferro, conhecidos na literatura como minério de ferro magnético. O segundo tipo de mineralização do **S.R.J.** compreende os teores anômalos de metais do Grupo da Platina – MPG- que ocorrem associados ao minério de ferro magnético. O terceiro tipo de mineralização são fracas impregnações de malaquita e outros oxidados de cobre que estão associadas a restritas zonas de cisalhamento no contato da Zona Inferior do S.R.J com as rochas vulcânicas.

Nesse capítulo serão abordados os estudos de Geologia Econômica do minério de ferro, titânio e vanádio e das concentrações de cobre de baixo teor associadas ao minério de ferro.

8.2 Caracterização dos Corpos Mineralizados em Ferro-Titânio-Vanádio

8.2.1 Distribuição dos Corpos Mineralizados.

São conhecidos regionalmente cinco corpos mineralizados em titanomagnetita vanádifera hospedados no Sill do Rio Jacaré. A distribuição geográfica desses corpos obedece à orientação submeridiana do S.R.J, desde a Fazenda Gulçari na Folha Olho D' Água do Cruzeiro até a Fazenda Capivara, na Folha Iramaia no Município de Maracás (figura 1.4). Essas mineralizações são conhecidas desde o começo da década de 80 (Brito, 1984), como resultado de projetos de exploração mineral executados pela

CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (Galvão *et al.*, 1980; Brito, 1981, 1982 e Galvão *et al.*, 1983).

8.2.1.1 Tipologia dos Depósitos de Ferro-Titânio-Vanádio

Como foi exposto no capítulo 3, ocorrem duas formas distintas de concentrações ferro-titano-vanadíferas. A primeira, ou mineralização de alto teor, está confinada à transição entre a Zona Inferior e a Zona Superior e corresponde ao depósito de ferro-vanádio da Fazenda Gulçari; a segunda constitui um grupo de várias ocorrências e pequenos depósitos de magnetita associados à Zona Superior. A mineralização da Zona de Transição corresponde à tipologia descrita por Brito (1983), como corpos tipo *pipe* (Brito 1981), onde ocorrem magnetitos associados a piroxenitos pegmatóides e piroxenitos de granularidade fina e rochas gabróicas intercaladas. O segundo tipo são corpos de minério formados por leitos de magnetito intercamadados com gabros e metapiroxenitos. Este segundo tipo é representado pelas mineralizações do Alvo B da Fazenda Gulçari, Fazenda S. José, Fazenda Panorama (antiga Novo Amparo), Riacho do Bruni (norte da Faz. Panorama) e Fazenda Capivara; esta última localiza-se a 10 Km a oeste da Cidade de Maracás (informação gentilmente cedida pelo geólogo Antônio Coelho Neto).

Esses corpos de minério estão representados por anomalias magnetométricas detectadas pelo Projeto Itaberaba - Belmonte e por anomalias geoquímicas de Cu-Ni-Co-Zn e principalmente de vanádio (Galvão *et al.*, 1980). A principal feição indicadora desses depósitos é a ocorrência de solos vermelho-escuros, argilosos, cobertos de fragmentos rolados, blocos tombados e afloramentos de magnetito; estes últimos exibem expressão topográfica na paisagem aplainada e arrasada que caracteriza o **S.R.J.** Levantamentos magnetométricos terrestres de campo vertical executados pela CBPM (Brito, 1981 e 1982) mostram vários alinhamentos de eixos magnéticos no centro de anomalias magnéticas ($<2.000\gamma$) associadas a anomalias de levantamento aéreo-geofísico que definem os corpos de magnetito, além de ocorrências de magnetita-piroxenito. Esses alinhamentos magnéticos foram utilizados por Brito (1982) como critério de divisão estratigráfica da Zona Superior em sub-unidades (membros), tendo na base de cada uma delas concentrações de magnetita. Três alinhamentos magnéticos foram realçados, sendo o mais importante aquele que contém os corpos de magnetito maciço. Por outro lado, o Alvo A da Fazenda Gulçari representa a anomalia magnética

mais forte ($<10.000 \gamma$), com orientação de eixo magnético de direção oblíqua ao *strike* do **S.R.J.**

Neste capítulo, a descrição dos corpos de minério seguirá a sistemática de Brito (1983), sem contudo admitir as mesmas conotações genéticas, resguardando as conclusões sobre a gênese às evidências aqui apresentadas.

8.2.2 Minério de Alto Teor do Alvo A da Fazenda Gulçari (Zona de Transição)

No interior do **S. R. J** ocorrem corpos de magnetitito vanadífero que constituem importantes concentrações de pentóxido de vanádio, destacando-se o corpo da Fazenda Gulçari, onde trabalhos de pesquisa bloquearam reservas da ordem de 156 mil toneladas de V_2O_5 . A localização desses depósitos é mostrada na figura 3.3.

8.2.2.1 Corpos tipo *Pipe*

O depósito da Fazenda Gulçari foi descoberto em 1980 pelos geólogos do Projeto Rio Jacaré (Galvão *et al.*, 1980); desde então vários trabalhos de pesquisa mineral foram desenvolvidos visando a avaliação econômica da mineralização. O depósito está hospedado em unidade superposta a rochas gabróicas da Zona Inferior, em uma Zona de Transição que passa gradualmente a gabros bem acamadados da Zona Superior. As primeiras descrições deste corpo (Brito, 1981) referem-se a uma mineralização em forma de *pipe*. A denominação de corpos desse tipo indica um grupo de ocorrências de magnetitito, associada a piroxenitos pegmatóides e magnetitito grosseiro, rico em vanádio, de forma ovalada e aparentemente discordantes da direção das rochas hospedeiras (figura 3.8a). Estes corpos diferem dos corpos mineralizados da Zona Superior pelo seu alto teor de vanádio. Esta denominação foi baseada na semelhança desses corpos com mineralizações no Complexo de Bushveld na África do Sul (Willemse, 1979), notadamente aquelas do corpo de magnetitito de *Kennedy's Valley*.

Brito (1983) referiu-se ao depósito do Alvo A da Fazenda Gulçari como um corpo ovalado de arranjo zonado, com a seguinte distribuição da periferia para o centro: uma faixa descontínua de hornblendito, praticamente estéril em óxidos, piroxenitos praticamente estéreis, magnetita piroxenitos enriquecidos em óxidos em direção ao centro do corpo, englobando uma zona central de magnetititos. Assim, apesar das oscilações do teor volumétrico de óxidos, Brito (1981) observou a tendência geral de enriquecimento em titanomagnetita e conseqüentemente de vanádio, da periferia para o

centro do corpo. Observaram-se também estruturas tipicamente relacionadas a corpos de magnetitito estratiformes, com camadas de formas geométricas complexas, que se mostraram descontínuas, com espessuras variáveis em cada seção de sondagem (figura 8.1). A figura 8.2 mostra o perfil geológico do furo FGA41, da seção exibida na figura 8.1, onde podem ser observados os seguintes tipos de minério segundo suas características macroscópicas: - minério maciço; - minério disseminado;- minério fitado.

8.2.2.2 Minério Maciço

É considerado o minério de mais alto teor, com mais de 50% de óxidos em volume; tem cor preta, granularidade média a grossa, com matriz verde escura, rica em piroxênio. Esse minério tem em média 85% de titanomagnetita e ilmenita, sendo a matriz formada por augita anfibolitizada, olivina e raramente plagioclásio. A titanomagnetita tem tamanho entre 0, 2 e 4mm, com grãos maiores nas partes basais nas camadas com maior concentração de óxidos.

8.2.2.3 Minério Disseminado

Nessa categoria estão incluídas as rochas mineralizadas com menos que 50% de óxidos em volume, representadas por magnetita-piroxenito hospedeiro do minério maciço. Os magnetita-piroxenitos têm granularidade e percentagem de óxidos bastante variáveis.

8.2.2.4 Minério Fitado

Este tipo de minério ocorre em quantidades subordinadas no depósito, em geral sotoposto ao nível principal de magnetitito. O minério fitado é composto por bandas centimétricas a milimétricas de óxidos (titanomagnetita e ilmenita), alternadas e em contato brusco com camadas de piroxenito. Sob o ponto de vista tecnológico, ele é considerado como maciço, em virtudes das suas características físicas e teores.

A avaliação das reservas para o projeto mínero-industrial constituiu significativo avanço no conhecimento da geometria do corpo mineralizado, como resultado de aproximadamente 6.000 metros lineares de sondagem rotativa a diamante com amostragem contínua que atingiu, em alguns furos, a profundidade vertical de 200 metros (Galvão *et al.*, 1983). Como resultado dessa avaliação, determinou-se a existência de 6,1 milhões de toneladas de minério com teor de 1, 27% de V_2O_5 , o que corresponde a 156 mil toneladas de pentóxido de vanádio contido no Alvo A da Fazenda Gulçari. Alguns teores de V_2O_5 deste alvo podem ser vistos no Anexo 7.

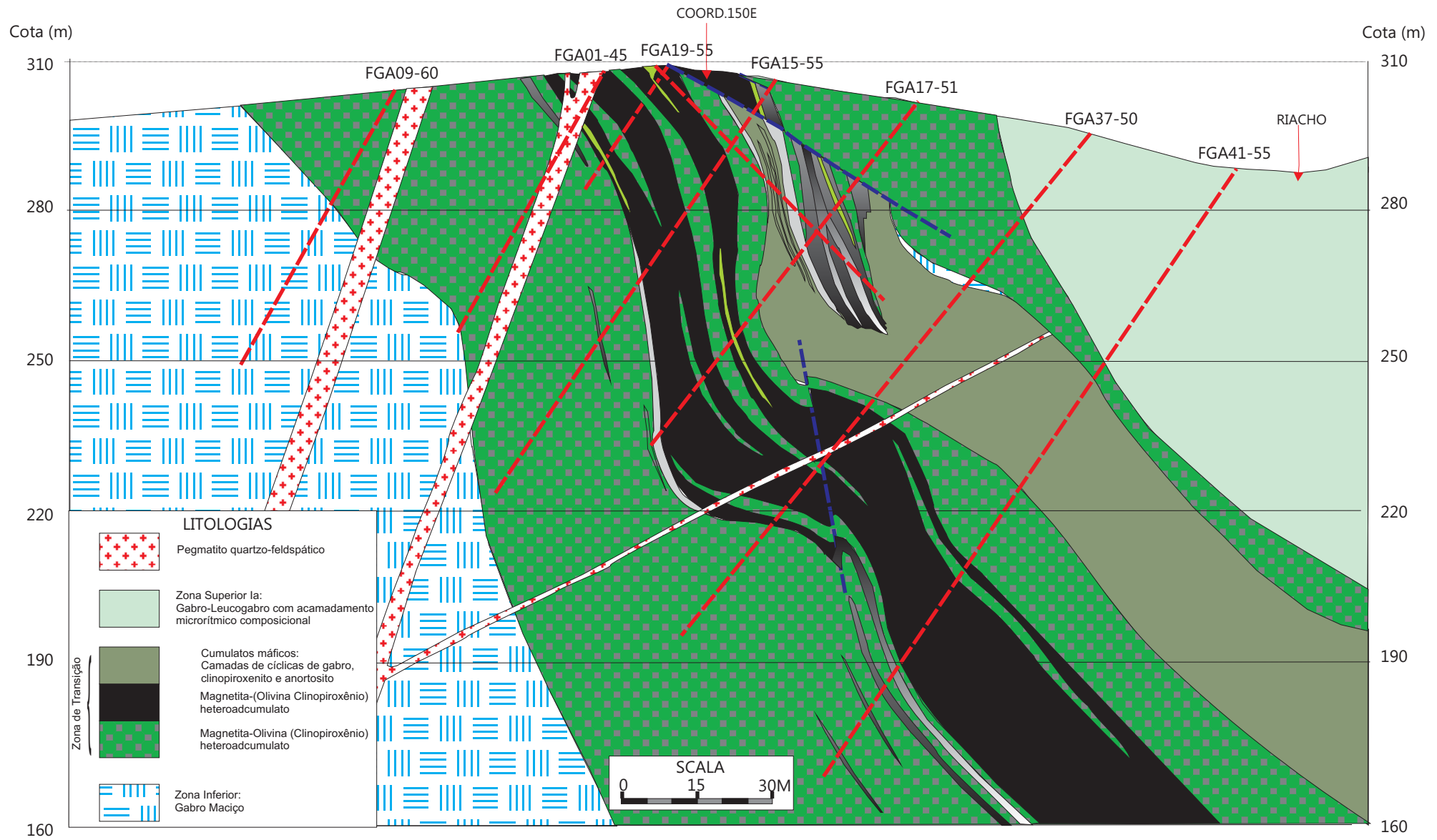


Figura 8.1 Seção geológica G-G' da corpo de minério do Alvo A da Fazenda Gulçari. Geologia compilada e adptada de Galvão et al. (1983)

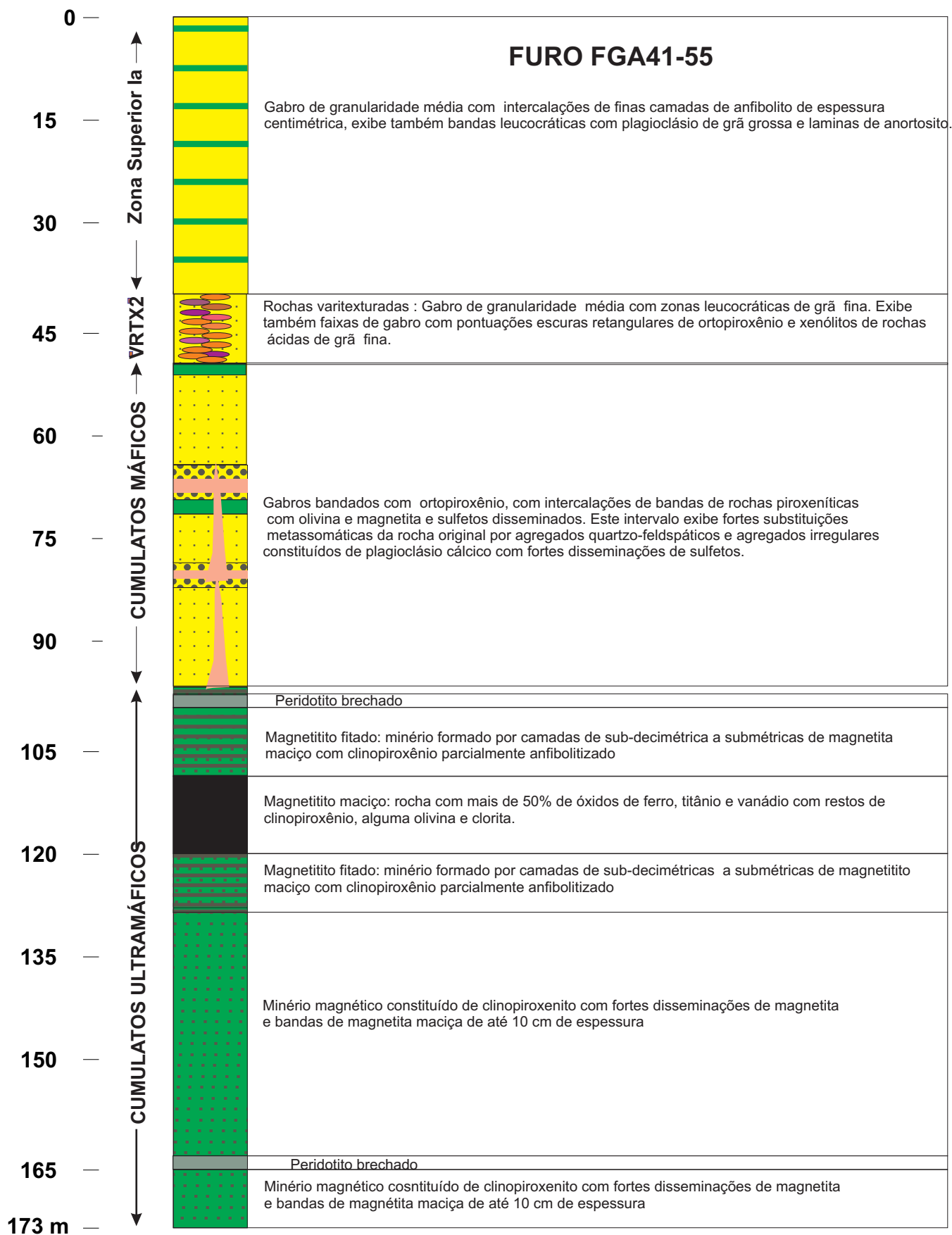


Figura 8.2 - Perfil descritivo do Furo FGA 41 do Alvo A da Fazenda Gulçari

8.2.3 Magnetitos da Zona Superior

Estão situados logo a norte do corpo da Fazenda Gulçari, sendo o primeiro localizado a 500 metros a nordeste do Alvo A e por isso denominado de Alvo B (Figura 3.8a). Além deste, ocorrem mais quatro corpos denominados de Fazenda São José, Fazenda Novo Amparo e Riacho do Bruni. Esses corpos compõem um alinhamento ao longo de 15 quilômetros a norte da Fazenda Gulçari e correspondem a um eixo magnético que permite traçar o horizonte hospedeiro destes corpos na Zona Superior. Nestes corpos os magnetitos são maciços e se repetem formando um pacote de 20 metros, em média, no qual encontram-se intercaladas camadas métricas a submétricas de gabro e piroxenito anfibolitizado (Figuras 8.3 e 8.4 FURO FNA-3). Seus teores médios em V_2O_5 (Anexos 8 e 9), inferiores àqueles do corpo do Alvo A, ou tipo *pipe*, são assim distribuídos: Alvo B 0, 69; Novo Amparo 0, 83 e São José 0, 69. A reserva total obtida para esses três corpos foi de 12 mil toneladas de V_2O_5 contido.

8.2.4 Aspectos Mineralógicos e Texturais dos Óxidos de Fe - Ti

Embora os corpos mineralizados tipo *pipe* e tipo estratiforme tenham formas e outras características distintas, a mineralogia de ambos os tipos tem aspectos similares, com pequenas diferenças com respeito à natureza dos minerais opacos e suas relações texturais. Por isso, Brito (1984) descreveu estes aspectos em conjunto para ambos os tipos de depósitos.

Nos corpos de magnetito a titanomagnetita é o mineral predominante, sendo a ilmenita a fase subordinada. Ocorrem também ulvoespinélio e hematita; o primeiro como lamelas de exsolução na magnetita, e a segunda, como produto da martitização da magnetita.

Os minerais da ganga são clinopiroxênio, olivina, cumingtonita, plagioclásio e granada; esta última ocorre nas fraturas do minério, sendo o provável produto da reação do plagioclásio com piroxênio na presença de óxidos de ferro. Tem-se também grafita que ocupa espaços intergranulares entre magnetita e ilmenita, ou que ocorre de forma lamelar e tamanho diminuto ($\cong 100\mu\text{m}$), envolvida por uma auréola de magnetita de segunda geração, quando em contato com magnetita primária. A grafita está em contato com os óxidos de Fe-Ti-V, e contida nos silicatos, sugerindo tratar-se de uma espécie de membrana entre o silicato e os óxidos de Fe-Ti-V.

FURO FGB-06

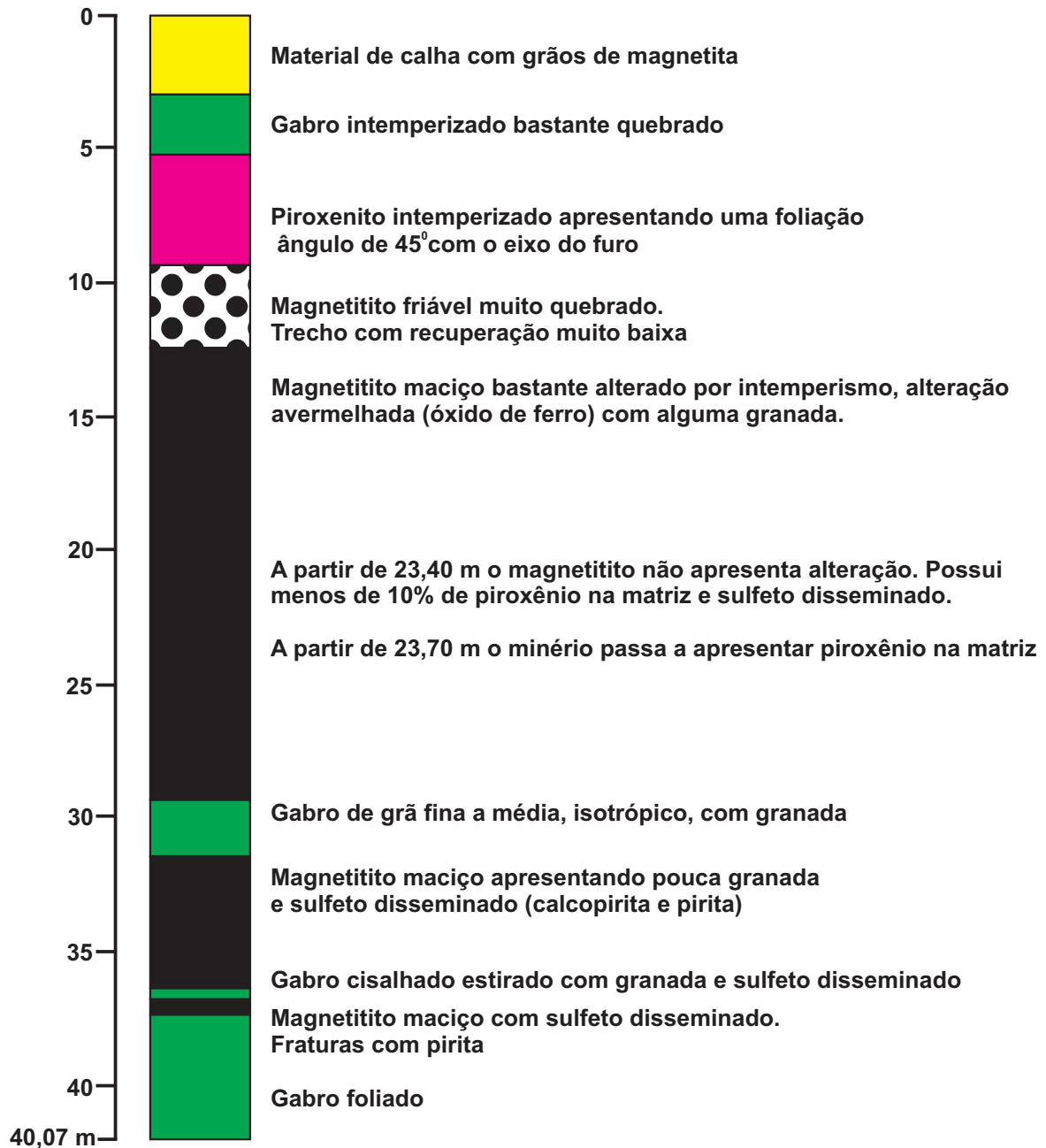


Figura 8.3 - Perfil descritivo do Furo FGB 06 do Alvo B da Fazenda Gulçari.

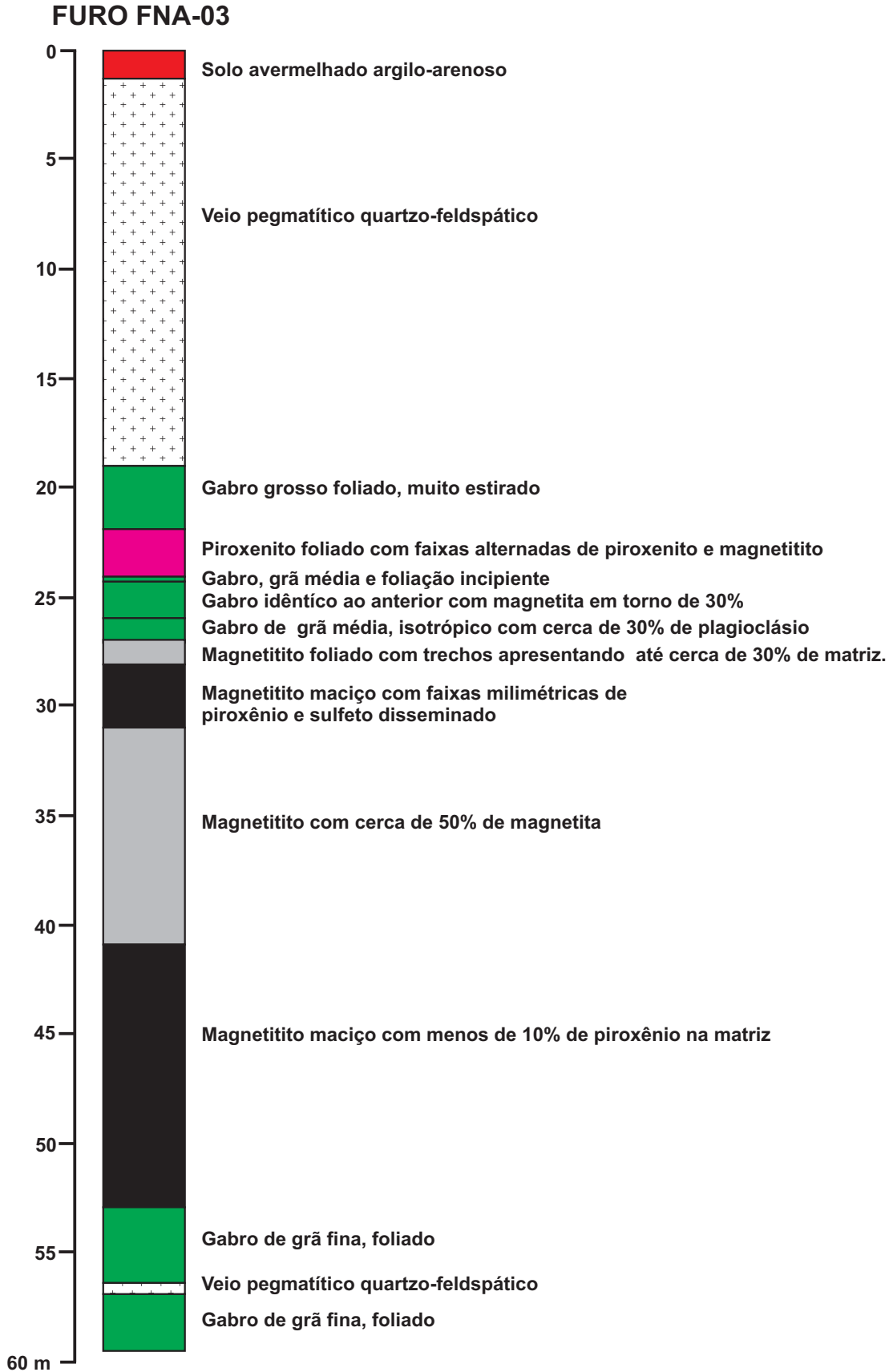


Figura 8.4 - Perfil descritivo do Furo FNA03 do Alvo Da Fazenda Novo Amparo

A relação acima sugere que a grafita possivelmente fez parte do material trazido pelo silicato, que cristalizou contra a face plana dos óxidos de Fe-Ti-V. Como grafita significa a atuação de fluido ricos em carbono, o seu modo de ocorrência descrito pode simular a “cabeça” da frente de voláteis que foi barrada pela face plana dos grãos de óxidos em canais de percolação. A grafita está aparentemente associada à clorita, serpentina e magnetita, está sem inclusões ou exsoluções e de provável natureza

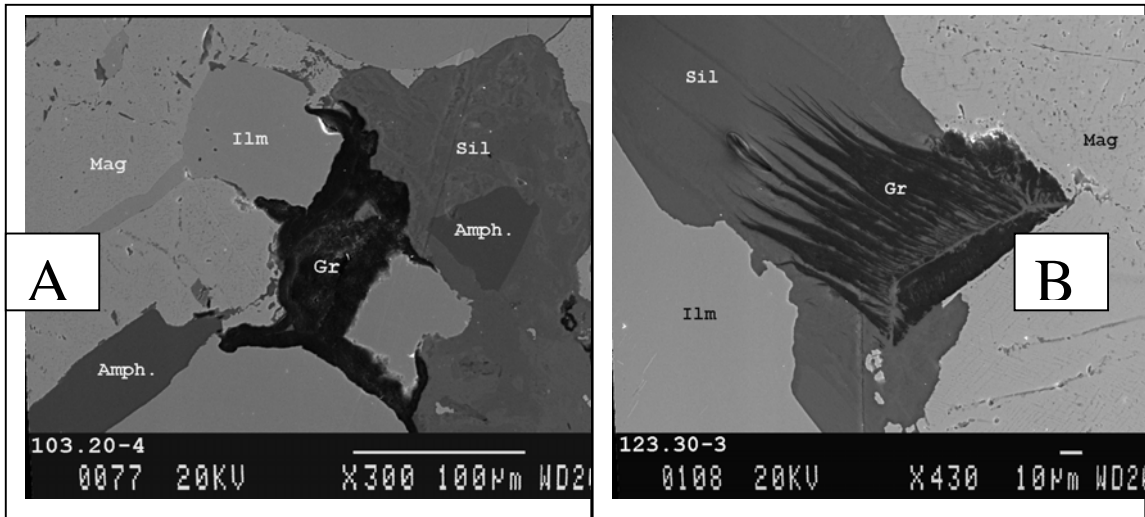


Figura 8-5 – Detalhes das ocorrência de grafita associada aos óxidos de Fe-Ti-V e silicatos. Notar que a grafita está separando óxidos de silicatos, sugerindo que esta talvez cristalizou contra a superfície dos óxidos. B. Notar grafita lamelar (*flake graphite*) e pequenos fragmentos de magnetita hospedados nos silicatos.

secundária (Figura 8.5, fotos A e B).

O papel da grafita como evidência de atividade fluidos hidrotermais na gênese de concentrações de EGP tem sido discutido por vários autores, a exemplo de Volborth *et al.* (1986), Ballhaus & Stumpfl (1986) Stumpfl & Rucklidge (1982), Boudreau (1988), Kinloch & Peyerl (1990) e Mogessie *et al.* (1991). Estes últimos relacionam a grafita com fluidos hidrotermais associados à serpentinização de olivina nos troctolitos do Complexo de Duluth (USA), onde esse mineral está associado a cromo-hercinita com até 5% em peso de V_2O_3 . Relacionam esses espinélios ricos em vanádio e grafita com fluidos ricos em Cl, C e H_2O que são provenientes das rochas sedimentares encaixantes da intrusão. A origem da grafita e suas implicações com respeito aos teores de V e **EGP** serão discutidos adiante na seção referente a **MGP**.

Ocorrem sulfetos, tais como pentlandita, calcopirita e pirrotita em pequenas fraturas associados a bordos dos grãos de óxidos. Também em fraturas e bordos de grãos óxidos encontram-se arsenietos e minerais do grupo da platina, **MGP** (Prancha 8.1 fotos A, B e D). A mineralogia dos sulfetos, arsenietos e **MGP** será descrita em maior detalhe no item que se refere a mineralizações de **EGP**.

8.2.4.1 Magnetita

A magnetita compõe cerca de 80% dos óxidos do minério e apresenta-se sob a forma de grãos euédricos de 0,3 a 2,2mm, formando um mosaico poligonal com a ilmenita. Como foi visto no Capítulo 4, os grãos de magnetita e ilmenita constituem cristais de *cumulus* pós-crescidos ou sinterizados. A sinterização ou *annealing* é um processo comumente aceito como de *cronologia pós-cumular* e é evidenciado pelo ângulo de 120 graus do mosaico formado pelos grãos de óxido, contrastando com a forma tipicamente euédrica dos grãos cumulares e pela granularidade muito mais grossa dos grãos de óxidos associados aos magnetitos puros em relação aqueles associados a olivina e piroxênio (Prancha 8.1 foto B). Estas diferenças de granularidade ocorrem porque os silicatos impedem a expansão dos grãos de óxidos durante a sinterização (Reynolds, 1985b). Os grãos de magnetita contem a maioria das inclusões sob a forma de lamelas, filetes e grãos exsolvidos de outras fases de minerais óxidos (Prancha 8.1 fotos C, D, E e F). No minério encaixado em piroxenito pegmatóide do tipo *pipe*, a magnetita atinge até 1 cm, sempre ocorrendo de forma intersticial aos grãos de piroxênio. Nos corpos estratiformes, a granularidade é bastante uniforme, evidenciando recristalização em larga escala dos óxidos, provavelmente por sinterização.

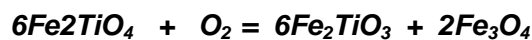
8.2.4.2 Ilmenita

A ilmenita compõe aproximadamente 10% do minério e ocorre como grãos euédrico, lamelas e filetes geralmente retos e às vezes curvos. Forma grãos que variam de 0, 2 a 0, 8mm. Grãos de formato circular ocorrem inclusos na magnetita, sugerindo formação anterior (Prancha 8.1 foto C).

A ilmenita lamelar é caracterizada por formar um conjunto paralelo de lamelas bem definidas nos grãos hospedeiros de magnetita, em arranjo conhecido como microtextura sanduíche (Prancha 8.1 foto C). Filetes de ilmenita, entrelaçados em ângulo agudo, também ocorrem nos grãos de magnetita, definindo um arranjo conhecido como treliça e interpretado como exsolução da ilmenita nos planos 111 da

magnetita homogênea (Prancha 8.1 foto D). Segundo Haggerty (1991), a microtextura sanduíche pode ser tanto produto de cristalização direta ou de oxi-exsolução, enquanto a textura em treliça, separada ou composta com sanduíche, é típica de oxi-exsolução. Ocorrem também finas lamelas de hematita inclusas na própria ilmenita, interpretadas como de exsolução interna (Prancha 8.1 foto A).

Estas microtexturas de re-equilíbrio durante o resfriamento foram caracterizadas por Frost *et al.*, (1988) como sendo do tipo *intra-óxido*. Durante o re-equilíbrio, o titânio é removido da titanomagnetita para produção de lamelas de ilmenita. Esse processo é modelado pela seguinte reação:



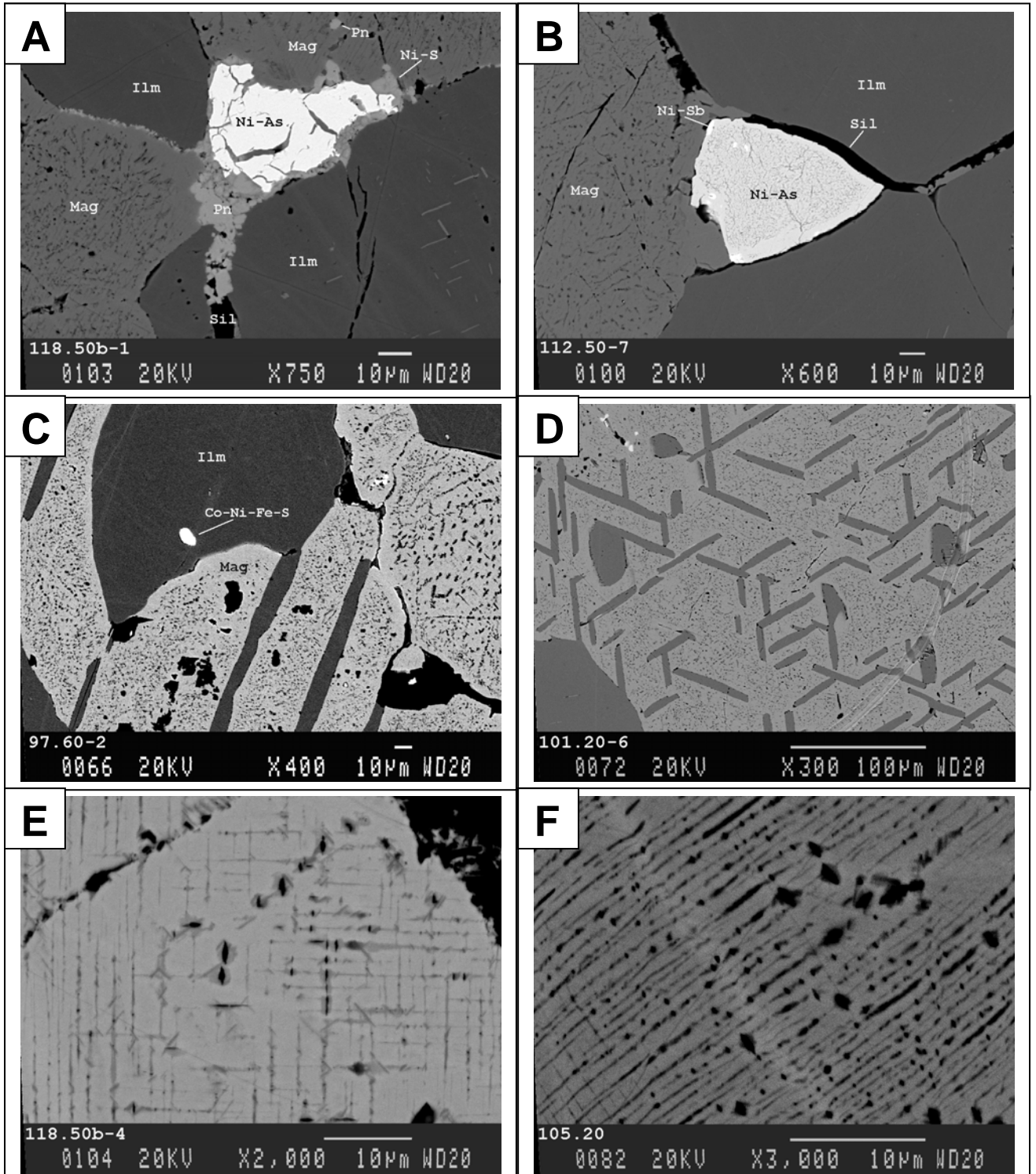
Ulvoespínélio na magnetita *Ilmenita* *magnetita*

Este processo leva à separação dos dois membros finais e é dependente de uma fonte de O₂, possivelmente um fluido para oxidar o ulvoespínélio. Como foi visto no Capítulo 5, devido à alta proporção modal de magnetita no minério e da alta proporção molar de ilmenita na ilmenita solução sólida (*Xilm*), os magnetititos se resfriaram segundo uma trajetória comandada pela magnetita, ou seja, relativamente redutora. Segundo Frost (1991), quanto mais baixa a fO₂ durante o resfriamento, maiores serão as chances da trajetória de resfriamento do tipo interóxido interceptar a superfície de saturação em grafita. Segundo este mesmo autor, a precipitação de grafita acompanhando a oxi-exsolução é evidência de resfriamento sob condições redutoras. É portanto possível explicar, a partir da ocorrência da grafita, que o resfriamento nos magnetititos foi do tipo interóxido sob a presença de um fluido carbônico, seguindo a linha de saturação em grafita. A fonte de O₂ para oxidar o ulvoespínélio seria explicável se esse fluido contivesse além de carbono, também algum oxigênio. Nesse caso, o fluido conteria H₂O ou CO₂ ou ambas as substâncias. Dessa maneira, a grafita e as lamelas de ilmenita poderiam ser formadas através da seguinte reação:



ulvoespínélio(na magnetita) *Ilmenita* *magnetita* *grafita*

PRANCHA 8.1- DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS ÓXIDOS, SULFETOS E ARSENIETOS DO FURO FGA41 DO ALVO A DA FZ GULÇARI.



Prancha 8.1- Principais relações texturais dos óxidos de Fe-Ti-V. A - Grãos euédricos de magnetita e ilmenita formando diedros com interstícios preenchidos por arsenietos com bordos de sulfetos. Notar as pontuações escuras de ulvoespínélio oxi-exsolvidas na magnetita e microlamelas de hematita oxi-exsolvidas na ilmenita. B - Grãos euédricos de magnetita e ilmenita com interstício preenchido por arsenieto. Notar o afastamento dos grãos ao longo do contato sugerindo deslocamento por injeção de fluido. C - Lamelas largas de ilmenita em magnetita formando textura “sanduiche”. Notar primocristal de ilmenita incluso na magnetita de bordo arredondado, e pontuações escuras de espínélio aluminoso. Notar também inclusão de gotícula de cobalto- pentlandita na ilmenita. D - Exsolução de ilmenita em magnetita formando “treliça”. E - Oxi-exsolução de ulvoespínélio na magnetita ou textura em tecido (cloth). Notar a formação de espínélio aluminoso na interseção das lamelas de ulvoespínélio. F- Ampliação da foto E.

8.2.4.3 Ulvoespinélio e espinélios alumino-magnesianos

O ulvoespinélio ocorre sob a forma de lamelas de exsolução finas, discretas e descontínuas, superpostas aos planos 100 da magnetita, num padrão ortogonal entre si, (Prancha 8.1 foto E). Este padrão é denominado de microtextura *cloth* ou de “malha”. Minerais aluminosos ocorrem associados às exsoluções de ulvoespinélio no interior dos grãos da magnetita. São grãos arredondados a subédricos de dimensão média de 1 μm , dispostas nas interseções das lamelas ortogonais de ulvoespinélio. Esses minerais podem também se apresentar sob a forma de filetes de dimensão de 2 X 10 μm (Prancha 8.1 fotos E e F). Brito (1983) demonstrou que esses minerais são espinélios alumino-magnesianos do tipo pleonasto-höbgomita. Minerais aluminosos ocorrem também na periferia dos grãos de magnetita, nas junções tríplices dos grãos de magnetita e ilmenita, e às vezes associados a sulfetos, com dimensão medida em 10 μm (Prancha 8.1, foto E). Esses minerais apresentam mais de 50% de Al_2O_3 e portanto podem ser quimicamente classificados como córindon.

Espinélios aluminosos classificados genericamente como pleonasto foram identificados por Butcher & Merkle (op. cit.) nos magnetitos da Zona Superior do Complexo de Bushveld. Esse autores sugerem que essas exsoluções são posteriores à sinterização, quando os grãos de magnetita estão saturados em alumínio. Observaram ainda a presença de córindon como exsoluções externas aos grãos de magnetita, que explicaram como contemporâneas às exsoluções aluminosas internas. Crescimentos e exsoluções externas aos grãos hospedeiros são explicadas por Yund & McCalister (1970) como devido a imperfeições ocorrentes nas junções e bordos de grãos. Como os aspectos texturais das inclusões podem ser correlacionados com aqueles das magnetitas de Bushveld, sugere-se que, similarmente a este exemplo, ocorreu a seguinte cronologia de eventos que marcam as texturas observadas:

- 1- Nucleação de magnetita e ilmenita a partir de microcristais de ilmenita e sulfetos pré-existentes;
- 2- Acumulação gravitacional de magnetita-ilmenita (silicatos);
- 3- Sinterização (dissolução e sobrecrecimento) e formação de mosaico policristalino;
- 4- Exsolução tipo sanduíche;
- 5- Exsolução em treliça;
- 6- Exsolução interna e externa de grãos de ilmenita na magnetita a partir de “soldamento” na interseção das treliças;
- 7- Exsoluções internas e externas de filetes e grânulos de espinélios aluminosos;

- 8- Exsolução de ulvoespínélio em malha;
- 9- Injeção de fluidos ricos em H₂O, C, etc, já no estágio rúptil das associações cumulares, promovendo cloritização de piroxênio, serpentinitização de olivina e re-oxidação dos óxidos de Fe-Ti-V.

Segundo Besson e Fonteilles (1974) a magnetita é estável em magmas basálticos calcialcalinos em condições de $\log f_{(O_2)} \cong -8$ e a temperaturas de aproximadamente 1200°C e a $\cong 1$ Kbar. Buddington e Lindsley (1964) estabeleceram que a cristalização de magnetita e exsolução em sanduíche pode ocorrer a 1100-1300°C. As temperaturas de exsolução de córindon e espinélios alumino-magnesianos seriam respectivamente, segundo Mogiessie et al. (1991), superiores 700 e 800 °C. As exsoluções de ilmenita em treliça e sanduíche segundo, Price et al.(1981), ocorrem a temperaturas superiores a >600 °C. A textura em cloth do ulvoespínélio na magnetita_{ss} corresponde ao *solvus* magnetita-ulvoespínélio que ocorre à 400-450 °C (Price et al., 1981). A transformação de magnetita em maghemita, segundo Banerjee (1991), in Lindsley (1991), ocorre entre 300 e 400 graus centígrados.

Como foi visto no Capítulo 5 (seção de geotermobarometria), as temperaturas coligidas na literatura coincidem razoavelmente com aquelas obtidas pelos geotermômetros utilizados. Ressalta-se, em particular, as temperaturas mais baixas 450-600°C do geotermometro de Lindsley & Spencer (1981) e as temperaturas mais altas do geotermometro dos dois piroxênios e olivina-espinélio, consideradas como do início do re-equilíbrio subsólidos ou resfriamento dos cumulos.

8.2.5 Geoquímica dos Magnetititos

8.2.5.1 Introdução

Como já foi parcialmente estudado no capítulo 6, os magnetititos são as rochas ricas em ferro, titânio e vanádio. Podem conter magnésio, sílica, manganês , etc como elementos contidos nos silicatos ferromagnesianos da ganga, composta de olivina e piroxênio. Os magnetititos contêm também concentrações apreciáveis de metais-base, e elementos-traço incompatíveis. Devido à importância econômica do vanádio como constituinte principal da mineralização, são discriminados dois tipos de depósitos de ferro magnético.

8.2.5.2 Variações dos Teores de V, Ti e Mg em Mineraiis e em Rochas

Os minérios de alto e baixo teor de vanádio formam corpos individualizados associados a porções distintas da **S.R.J.**, contidos na Zona de Transição na Fazenda Gulçari e entre as sub-unidades da Zona Superior, respectivamente (figura 8.6)

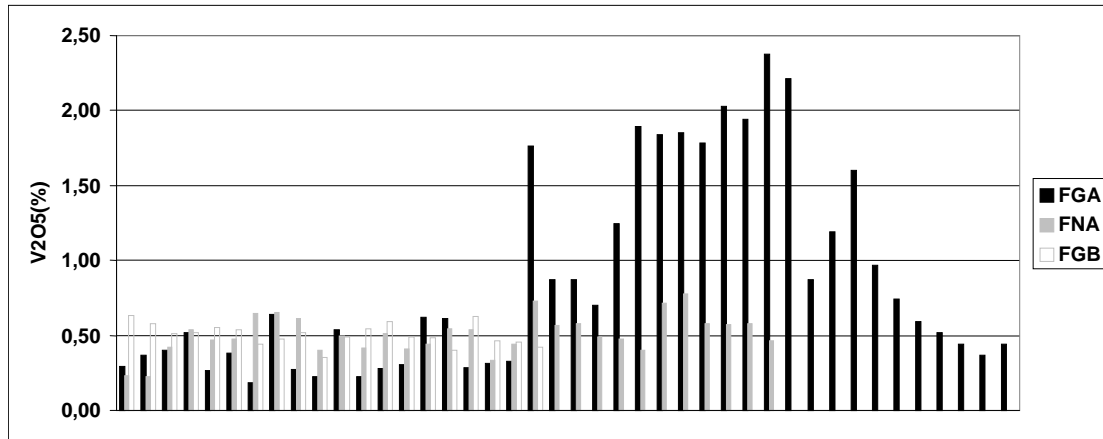


Figura 8-6 - Diagrama de barras mostrando as diferentes concentrações de V₂O₅ nos minérios de Fe-Ti-V do SRJ. Abreviaturas: FGA=Fazenda.Gulçári AlvoA, FGB =Fazenda Gulçari AlvoB e FNA= Fazenda. Novo Amparo (atualmente Fazenda. Panorama). Resultados referentes a 92 determinações por fluorescência de raios-X. Notar as duas populações de teores no minério tipo FGA referentes a altos teores acima de 1,5% e valores médios de 0,5% de V₂O₅, semelhantes aos dos minérios FGB e FNA, explicados pela diluição pela presença de silicatos.

A discriminação geoquímica entre os dois tipos de minério pode também ser feita através dos teores de Ti-V-Mg, que denotam o fracionamento comandado pela magnetita e pelos minerais ferromagnesianos associados. Este efeito da diluição dos teores de V₂O₅ pela elevação proporção modal de ilmenita e ganga pode ser observado na figura 8.7, que exibe a relação entre V₂O₅ em rocha e na magnetita pura. Nesta figura pode ser visto que a relação está muito longe de ser do tipo y=x, ou seja, o teor da rocha não é igual ao da magnetita pura. A equação de regressão linear mostra que o coeficiente de correlação (R²) é apenas 0,68; portanto, apenas cerca de 70% dos valores de V₂O₅ em rocha podem ser previstos pelo teor da magnetita ou *vice e versa*. A figura 8-6 também mostra distintos teores de V₂O₅ dos grãos de magnetita de acordo com a área de origem, como foi demonstrado no Capítulo 5. Portanto, pode-se concluir que os teores de V₂O₅ dos minérios dos Alvos B e Fazenda Novo Amparo são atribuíveis principalmente aos teores de vanádio da magnetita e, em parte, também ao aumento das proporções de outros minerais. A variação dos teores de V₂O₅ na magnetita pode ser comparada qualitativamente com a proporção relativa de magnetita

na rocha através de um índice de concentração deste mineral aqui definido pela razão $V/Ti \times 1.000$. Como o vanádio está contido quase totalmente na magnetita e o titânio se particiona para ambas as fases, magnetita e ilmenita (e em menor proporção para os piroxênios), esta razão apontará a proporção relativa de magnetita em relação a ilmenita e piroxênio.

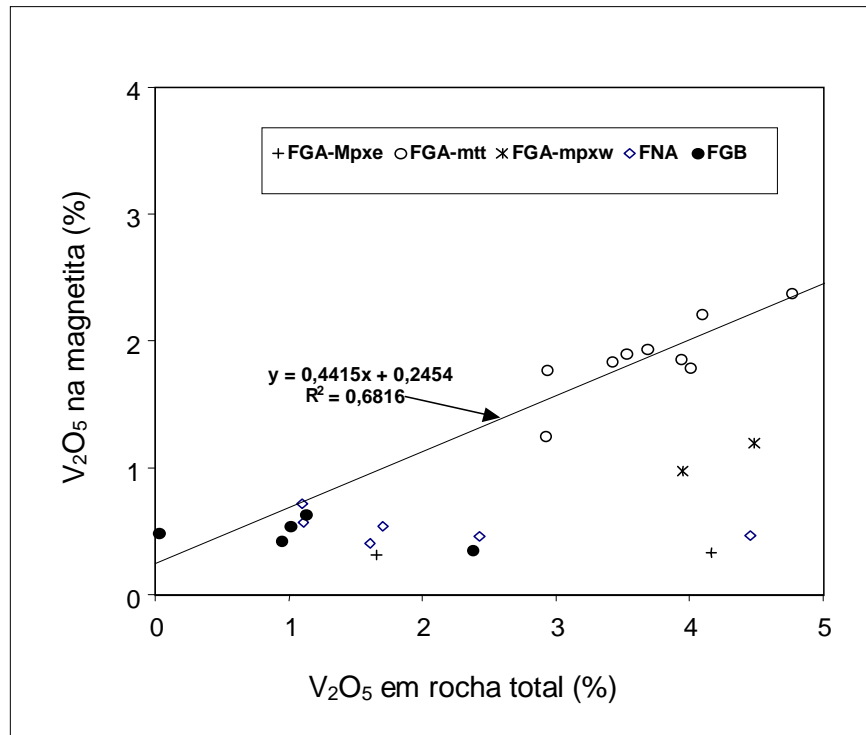


Figura 8.7 Diagrama de variação dos teores de pentóxido de vanádio na magnetita obtidos por análises por microsonda eletrônica e em rocha total para os diferentes minérios do SRJ. Abreviaturas: FGA=Fazenda.Gulçari Alvo A, mtt =magnetitito maciço, mpxw e mpxe, magnetita-piroxenito da base e topo da camada, respectivamente; FGB =Fazenda Gulçari Alvo B e FNA= Fazenda Novo Amparo (atualmente Fazenda. Panorama). Notar que o arranjo linear é dado principalmente pelo minério de alto teor e pelos pontos do Alvo B.

8.2.5.3 Variações críticas na Magnetita

A figura 8.8 mostra os perfis de distribuição de vários elementos segundo a posição de amostragem na camada de minério do Alvo A da Fazenda Gulçari. Pode ser observado que os teores de V_2O_5 tendem a aumentar a partir da magnetita disseminada no sentido da base da camada de magnetitito maciço; neste segmento os valores de $V/Ti \times 1000$ também aumentam indicando um incremento da proporção modal de magnetita.

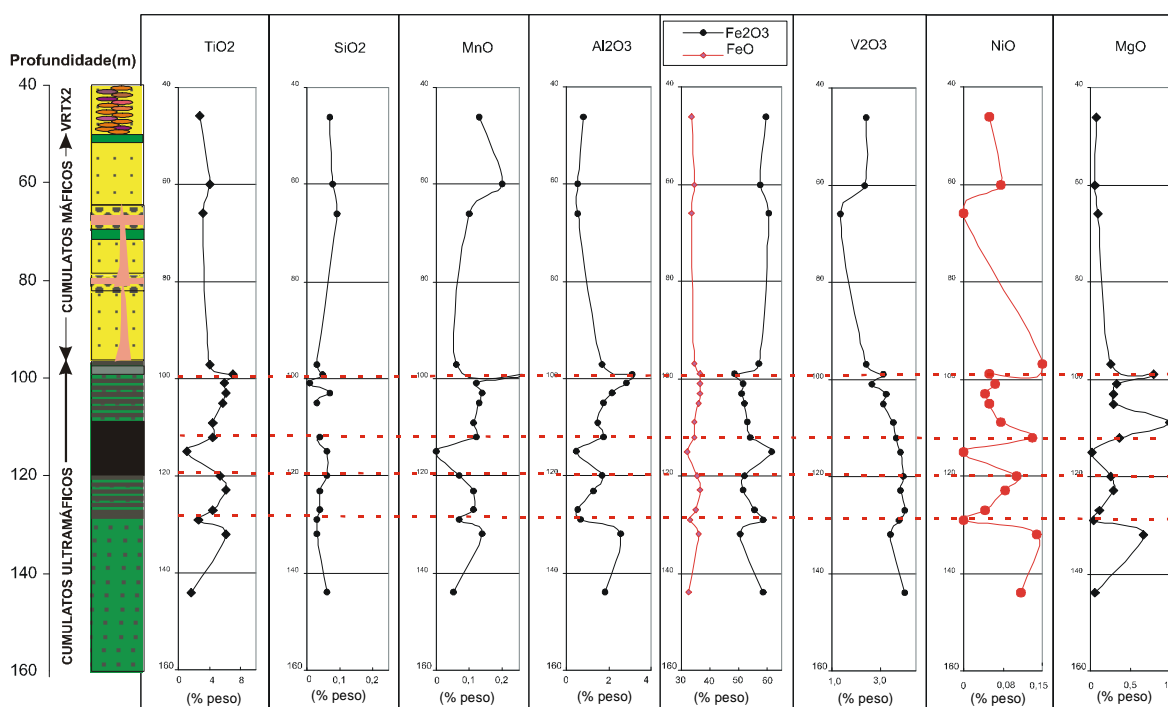


Figura 8.8 - Variações das concentrações dos principais constituintes químicos da magnetita no perfil do furo FGA41. Note as reversões das tendências das variações dos elementos constituintes do ulvoespínélio e da magnetita, cations divalentes e trivalentes, respectivamente, indicando as transições principais que definem os contatos entre o minério disseminado e fitado, minério fitado, minério maciço e minério maciço e fitado e minério fitado e cumulatatos máficos. As simbologias e cores das litologias correspondem às descrições da figura 8.2.

No minério fitado observam-se variações semelhantes correspondentes a uma disseminação mais forte de magnetita, formada ainda na fase anterior à deposição em larga escala de magnetita de cúmulus. Na camada de minério maciço observa-se a diminuição dos teores de vanádio no sentido do topo da camada, acompanhada da diminuição dos teores de ulvoespínélio na magnetita e do índice de magnetita. A partir do centro da camada de minério observa-se uma reversão nessa tendência, com diminuição do teor de V na magnetita, aumento do teor de magnetita e também aumento do teor de ulvoespínélio, indicando a mudança das condições de cristalização

para mais redutoras que na base da camada. A figura 8.8 também mostra que outros elementos como Ti, Si, Mn, Al, Fe⁺² - Fe⁺³, Ni e Mg, dissolvem-se diadocicamente na magnetita, constituindo importantes marcadores de fracionamento. Destaca-se em particular o níquel que acompanha proporcionalmente as variações de Fe³⁺ e V no minério fitado no topo da camada de magnetitito maciço e inversamente na base da camada. Isto indica que níquel particiona para magnetita intercumulus mais fortemente na ausência de olivina, mais abundante nos olivina-magnetita-piroxenito, que ocorre na base do minério fitado. Por outro lado, os elementos dissolvidos no ulvoespínélio, Mg, Al, Ti, Mn, exibem co-variação entre si e mostram trends de depleção acompanhando o aumento da proporção de silicato e diminuição da proporção modal de magnetita.

Os dados mostram uma marcante co-variação de Ni e vanádio na magnetita sugerindo que esse elemento se particionou fortemente para a magnetita de cúmulus. É interessante repetir que o Ni aumenta na magnetita do minério fitado no sentido da base do magnetitito maciço, enquanto decresce na magnetita de cúmulus no sentido do topo do camada de magnetitita maciço. Tal contraste pode ser explicado por diferentes tipos de substituição de Ni na magnetita. No primeiro caso poderia ser substituição diadócica do Fe⁺³ por Ni⁺³ em condições progressivamente oxidantes no sentido da base do magnetitito maciço, seguido de condições menos oxidantes, fazendo diminuir a produção e incorporação de Ni⁺³. Poderia também se supor que Ni poderia estar parcialmente associado a olivina e a arsenietos. A última alternativa seria a presença de Zn e Ni sob a forma de pentlandita e esfalerita ocorrendo como minúsculas inclusões na magnetita.

As variações observadas no minério da Fazenda Gulçari são confirmadas nas seções estudadas no Alvo B e na Fazenda Novo Amparo (figura 8.9). Nesses dois exemplos, os dados de química mineral são escassos, porém se observa, que por analogia, existem coincidências entre diminuições dos teores de Vanádio na magnetita com aumentos das proporções deste mineral, o que indica condições físico-químicas de cristalização semelhantes àquelas da fazenda Gulçari Alvo A. Outro elemento importante é a variação simpatética entre o índice de magnetita e teor de magnésio na rocha. Nos perfis estudados, observa-se co-variações entre essas duas variáveis, em oposição aos teores de vanádio na magnetita, indicando possível aumento relativo de magnésio no líquido residual durante a cristalização de magnetita, pois os teores de MgO da ilmenita, também são baixos (geralmente < 1,0%). Este aumento de magnésio, no sentido da base da camada de magnetitito, a partir dos piroxenitos com magnetita fortemente disseminada, explica em parte a tendência de aumento no teor de enstatita nos piroxênios observado como resultante da acumulação de magnésio no líquido intercumulus.

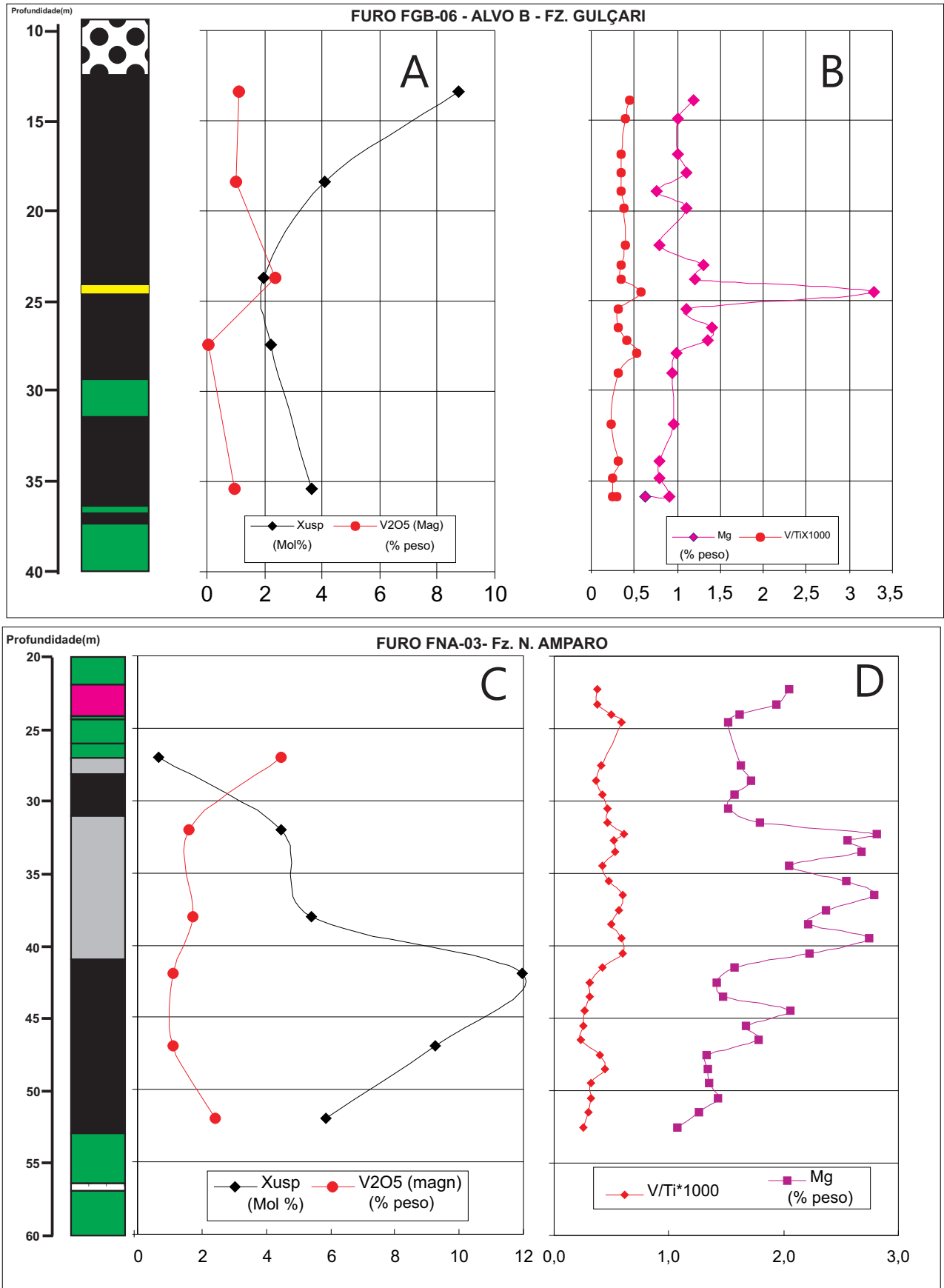


Figura 8.9.-Perfis de variações da proporção molar de ulvoespínélio e de V2O5 dissolvidos na titanomagnetita e as variações de V/Tix1.000 (índice de magnetita) e Mg em peso na rocha. A e B referem-se ao Alvo B da Fazenda Gulçari e C e D aos magnetilitos da Fazenda Novo Amparo e rochas encaixantes. Notar as reversões das variáveis na base e topo das camadas de magnetita maciça, em particular as relações antipatéticas entre Xusp e V2O5 e V2O5 com V/Tix1.000. As simbologias e cores das litologias correspondem às descrições da figuras 8.3 e 8.4. .

8.3 Variações dos Teores de Metais-Base nos Magnetititos

Cu-Ni e Zn mostram-se bons discriminantes entre os diversos tipos de minério. O minério da Fazenda Gulçari apresenta baixos teores de Cu-Zn e teores relativamente elevados de Ni quando comparado com os outros corpos de minério. O Anexo 7 mostra os resultados analíticos de metais base e a Tabela 8.1 mostra a estatística dessas análises nos magnetititos, evidenciando as características químicas contrastantes dos diferentes magnetititos, a exemplo do níquel mais abundante e Cu e Zn mais baixos no Alvo A que nos demais alvos. As relações entre esses elementos são mostradas no diagrama triangular Ni-Cu-Zn da figura 8.10. Nessa figura observa-se três campos composicionais: 1 – Campo Alvo A, na base do triângulo, Ni/Zn >1; 2- Campo dos magnetititos FNA, distribuído ao longo da linha bissetora Ni/Zn=1 e 3.- Campo 3, referente aos magnetititos FGB que se alonga na direção bissetora ao vértice do cobre e se situa à direita da linha de razão Ni/Zn=1. Algumas amostras do Alvo A estão contidos no campo FNA e FGB. Os campos composicionais observados estão relacionados a diferentes associações mineralógicas, no alvo A o alto níquel deve estar relacionado à presença de olivina e sulfetos de Fe-Ni (ver seção referente a platinóides). A forma alongada das áreas FGB e FNA deve estar relacionada a um forte controle da razão Ni/Zn, ou seja Ni e Zn contidos nos óxidos e parcialmente nos sulfetos (cristalização de pentlandita e esfalerita); a evolução desses campos no sentido vértice do cobre mostra que o teor desse elemento foi controlado pela cristalização de calcopirita.

Tabela 8.1 - Estatística paramétrica das concentrações (em ppm) de metais-base nos magnetititos.

ALVOS	Fazenda Novo Amparo			Fazenda Gulçari –Alvo B			Fazenda Gulçari Alvo A		
	Cu	Zn	Ni	Cu	Zn	Ni	Cu	Zn	Ni
Mínimo	212	225	145	236	242	181	2	88	65
Máximo	4.279	575	462	3.183	2.243	338	1127	375	626
Média	1.603	357	306	1.328	465	254	228	238	314
D. Padrão	1.081	90	71	780	425	40	358	97	147

A possível relação dos metais-base com sulfetos pode ser visualizada na figura 8.10 que demonstra a correlação entre esses metais e enxofre. Como pode ser observado, o enxofre tem melhor relação com Cu>Zn>Ni nos alvos da Fazenda Novo Amparo, Alvo B e Alvo A respectivamente. Essas evidências sugerem que sulfetos foram responsáveis pelo fracionamento do Cu e Zn, principalmente em Novo Amparo e no Alvo B e, subordinadamente no Alvo A. Deste modo a predominância de Ni no Alvo A deve estar associado a olivina e possivelmente a arsenietos.

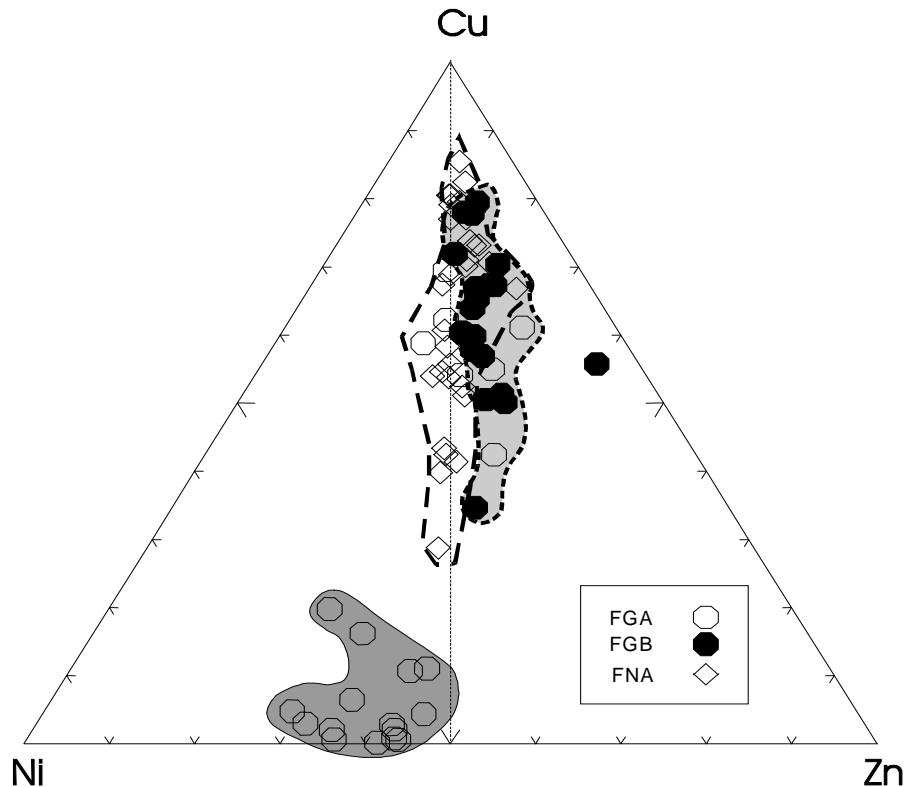


Figura 8.10 -- Geoquímica dos elementos-base para os magnetititos. A-Diagrama triangular das concentrações de metais-base nos magnetititos do SRJ. Notar que os magnetititos compreendem três campos composicionais: 1 – Campo Alvo A (FGA) na base do triângulo Ni-Zn-Cu com Ni/Zn >1; 2- Campo dos magnetititos FNA distribuído ao longo da linha bisetora Ni/Zn=1 3.- Campo 3, referente aos magnetititos FGB e situado à direita da linha de razão Ni/Zn=1. Algumas amostras do Alvo A estão contidos no campo FNA. A linha pontilhada vertical mostra a razão Ni/Zn=1.

8.3.1 Variações Verticais de Cu-Zn-Ni

8.3.1.1 Distribuição de Metais-base nos Magnetititos de Alto Vanádio

Como foi demonstrado na figura 8.8 Ni acompanha as variações de V na magnetita, ora diretamente, ora inversamente proporcional. Seguindo este modelo é de se esperar que essas variações possam ocorrer em rocha total. A figura 8.11 mostra a relação entre vanádio e níquel em rocha total, onde se observa que os magnetititos do FGA exibem excelente correlação entre esses elementos, o que atesta que esses elementos particionaram para a magnetita durante a cristalização fracionada do magma rico em ferro que formou esses cumulos de óxidos de Fe-Ti-V.

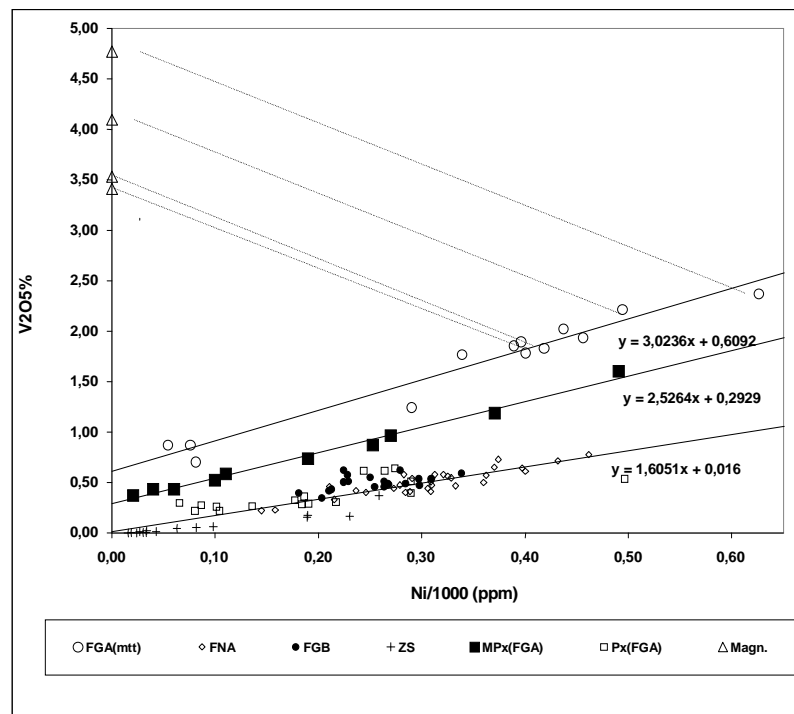


Figura 8-11- Relação V_2O_5XNi para os minérios de Fe-Ti-V, do S.R.J. Notar a forte correlação entre V e Ni mostrando fracionamento de ambos elementos na magnetita de *cumulus*. Note também que as diferentes equações de regressão linear, definindo os *trends* de fracionamento, para cada tipo de minério

Similarmente ao Ni na magnetita, o Zn poderia ser incorporado à ilmenita (molécula de eandrewsita), explicando a co-variação com Ni como substituições diadócicas de dois elementos em duas fases de *cumulus* cristalizando simultaneamente.

O Zn e Ni tem comportamento simpatético no Alvo A da Fazenda Gulçari (Anexo 7 e Figura 8.12). O Zn e Ni aumentam suas concentrações no minério fitado da base dos magnetitos de 80 ppm e 200ppm para 380 e 420 ppm respectivamente, quando é observada uma reversão nessa tendência. Aumentam simultaneamente até valores máximos (375 e 626ppm respectivamente), a seguir decrescendo gradualmente no sentido do topo da camada, para 200ppm de Zn e 220ppm de Ni (figura 8.12). O comportamento covariante de Zn e Ni indica que esses elementos estão provavelmente presentes no mesmo mineral. Devido ao comportamento predominantemente siderófilo e subordinadamente calcófilo do Ni, que já foi comprovadamente associado à magnetita, sugere-se que o Zn não deve estar associado a sulfetos e sim a uma fase

primária que fracionou junto com a magnetita durante a formação dos cumulatos ultramáficos, no caso a ilmenita.

O cobre exibe valores baixos nos magnetitos, com duas anomalias de aproximadamente 1.000ppm na base da camada de magnetito maciço e no topo do minério fitado em contato com os cumulatos máficos (figura 8.12). Esses valores altos estão associados a teores de 0,1% de enxofre, o que indica associação com sulfeto de cobre.

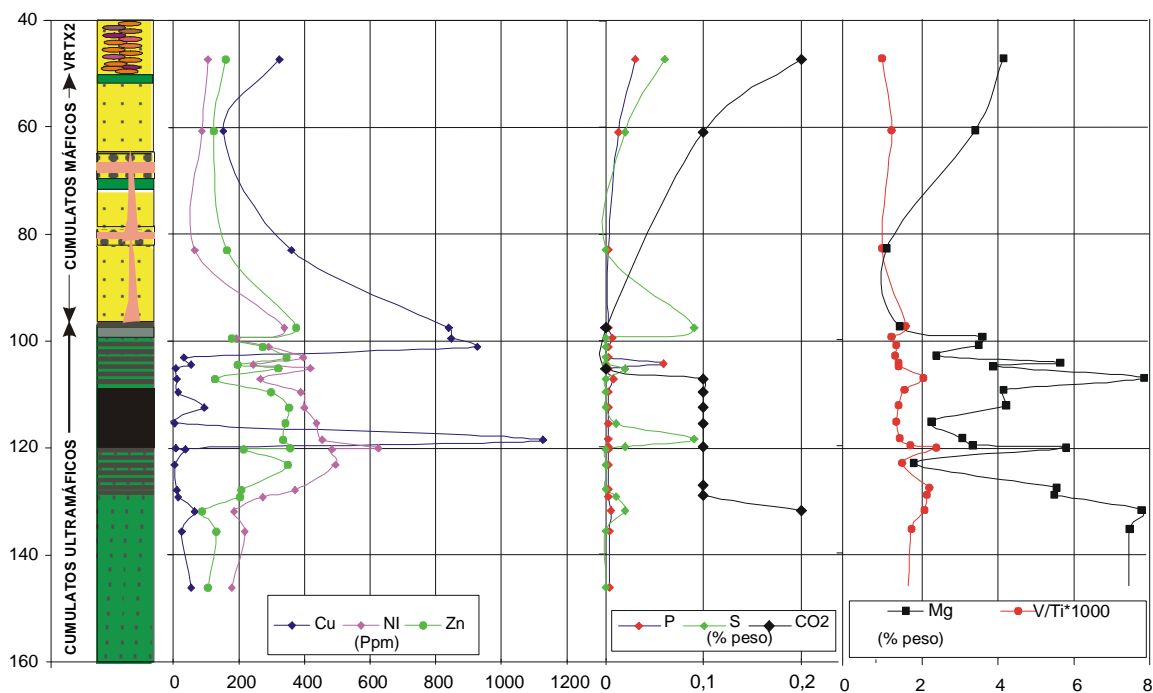


Figura 8.12 - Variações das concentrações dos principais constituintes químicos da magnetita no perfil do furo FGA41. Note as reversões das tendências das variações dos elementos constituintes do ulvoespínélio e da magnetita, cations divalentes e trivalentes, respectivamente indicando as transições principais que definem os contatos entre o minério disseminado e fitado, minério fitado e minério maciço, minério maciço e fitado e minério fitado e cumulatos máficos. As simbologias e cores das litologias correspondem às descrições da figura 8.2.

8.3.1.2 Distribuição de Metais-base nos Magnetitos de Baixo Vanádio

Os teores de metais-base da mineralização de baixo vanádio são bastante diferentes daqueles do minério rico em vanádio. Esses minérios têm uma razão $Zn/Ni \approx 1$ com o minério do alvo B contido na área situada no setor do triângulo com $Zn/Ni < 1$. O cobre, associado ao enxofre, também exibe teores significativamente superiores aqueles do alvo A da Fazenda Gulçari.

Zn e Ni têm comportamentos simpatéticos no Alvo B da Fazenda Gulçari e na Fazenda Novo Amparo (figura 8.13). Zn e Ni exibem raros picos anômalos, como no caso do Alvo B, onde ocorre um intervalo de 1m com valor acima de 2.000ppm de Zn associado a anomalias de enxofre e cobre, o que pode indicar a presença de esfalerita. Na maioria dos pontos dos perfis verticais, esses dois elementos são marcadamente co-variantes. Portanto, a associação Zn-Ni observada nesses magnetitos pode, a exemplo do Alvo A, estar associada a substituições diadóquicas de Ni na magnetita e Zn na ilmenita.

Na Zona Superior, o cobre comporta-se diferentemente dos magnetitos da Zona de Transição do Alvo A da Fazenda Gulçari. Como é mostrado na tabela 8.1, o Cu exhibe concentrações mais altas que no alvo A atingindo picos anômalos de até 4.000ppm e 3.000ppm na Fazenda Novo Amparo e no Alvo B, respectivamente. Quando correlacionados com os teores de enxofre nos perfis estudados, observa-se notável coincidência desses valores altos com anomalias de enxofre. As descrições dos testemunhos de sondagem desses magnetitos indicam a presença de pirita, calcopirita e malaquita nesses intervalos ricos em cobre e enxofre (figura 8.3 e 8.4).

No Alvo B observa-se picos de Cu-S coincidentes com contatos entre magnetitos e gabros (figura 8.13 A e B). Alguns desses picos associam-se a pequenas anomalias de P_2O_5 . Esses valores anômalos de Cu e S às vezes coincidem também com teores altos em V_2O_5 na magnetita. O quadro exposto é indicativo de mineralização estratiforme de sulfetos de cobre disseminado na base de camadas de magnetito. Os picos de cobre e enxofre no furo FGB06 mostram uma tendência decrescente no sentido do topo do furo. A explicação para essa situação seria de que os sulfetos teriam se depositado gradacionalmente da base para o topo das camadas de óxidos, ou seja, no início da acumulação de magnetita. Os discretos picos de P estão localizados geralmente abaixo dos picos de Cu-Zn, o que sugere que a apatita se precipitou após a saturação em P em níveis que precedem a próxima camada rica em Cu-S.

Na Fazenda Novo Amparo os picos anômalos de Cu-S diferem das anomalias do Alvo B e se caracterizam pela separação dos picos, com o enxofre concentrando-se na base da camada, enquanto o Cu localiza-se no centro destas (figura 8.13 C e D). A extensão dos intervalos anômalos é similar ao do Alvo B, pois as amostras foram coletadas continuamente em intervalos regulares de 1 metro, indicando um horizonte relativamente rico em cobre (0,3-0,4% Cu) com cerca de 4 metros de espessura.

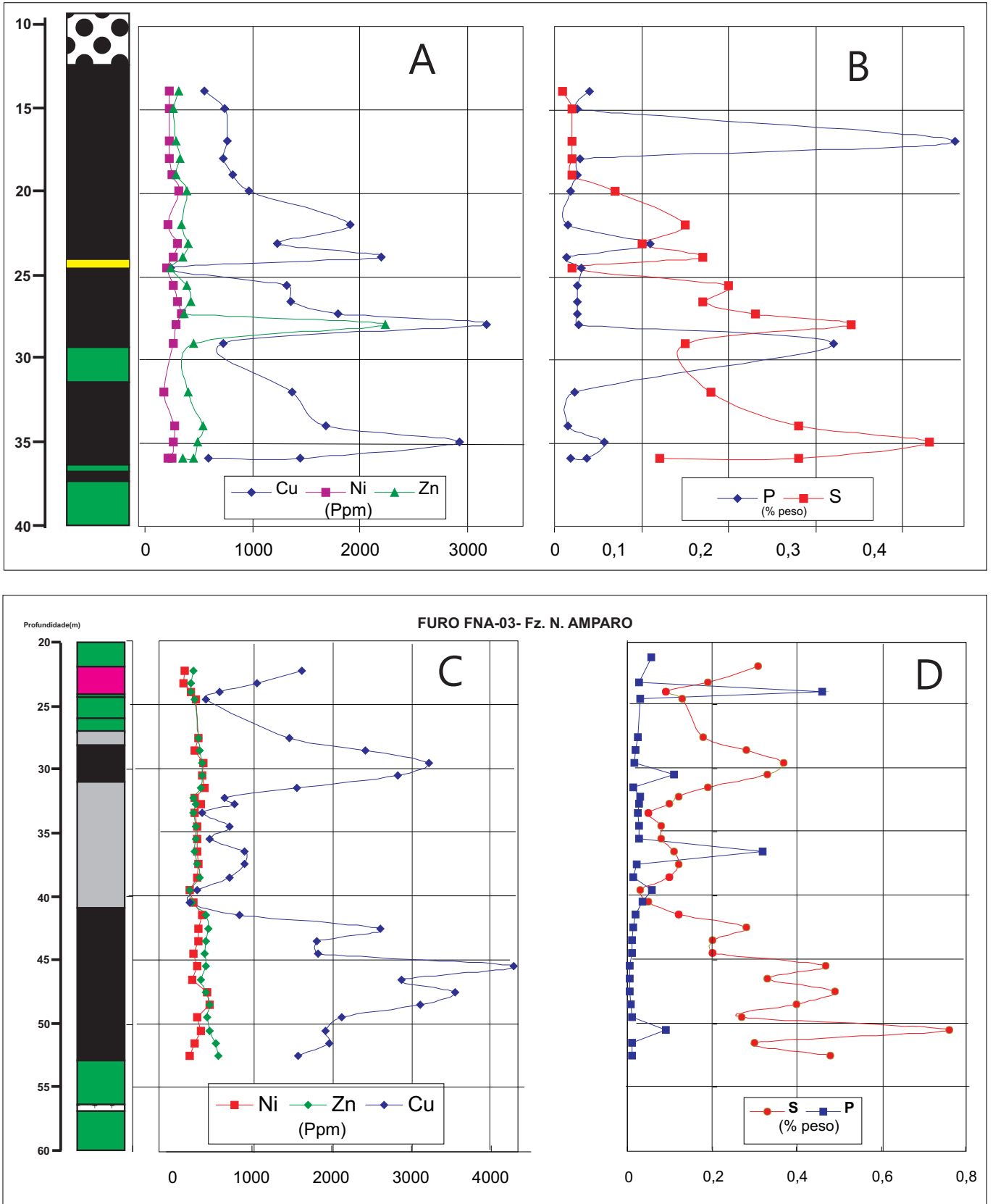


Figura 8.13 -.Perfis de variações dos elementos de Cu-Zn-Ni e S e P nos magnetitos e rochas encaixantes. A e B - Alvo B da Fazenda Gulçari. C e D - Fazenda Novo Amparo. Notar a co-variação de Cu-S e N-Zn..As simbologias e cores das litologias correspondem às descrições das figuras 8.3 e 8.4.

8.4 Considerações Finais

Os aspectos petrográficos do minério de ferro magnético do *Sill* do Rio Jacaré mostram que a mineralização é do tipo estratiforme, formada por minerais de cumulus que, a exemplo de outros complexos máfico-ultramáficos, sofreram modificações pós-cumulus. Essas modificações envolveram reações de oxi-exsolução e redução dos óxidos, que não alteraram o padrão de distribuição do ferro, titânio e vanádio. As reações de oxi-exsolução e redução ocorreram durante o resfriamento dessas associações através de trocas de elementos do tipo inter-óxidos.

Titanomagnetita e ilmenita são os minerais de cumulus predominantes nos magnetititos. A magnetita exhibe várias texturas de exsolução de ilmenita do tipo sanduíche e treliça, além de grãos de exsolução interna e externa. Ocorrem também ulvoespínélio como lamelas de exsolução na magnetita e hematita como lamelas de exsolução na ilmenita.

Os minerais da ganga são clinopiroxênio e olivina de cumulus além de cumingtonita, plagioclásio, granada e grafita intergranulares. Sulfetos e arsenietos ocorrem inclusos nos grãos de óxidos e também em fraturas desses. Os teores de vanádio da magnetita controlam os teores de V_2O_5 em rocha total, caracterizando dois tipos de minério. O minério de alto vanádio ou do Alvo A exhibe grãos magnetita com teores de V_2O_5 entre 2,2-4,5% e corresponde aos magnetititos de teor médio de 2,2% de pentóxido de vanádio. O minério de baixo vanádio, representado pelas magnetitas dos Alvos B e Novo Amparo, têm teores de V_2O_5 variando de 0,3 a 2,5%, enquanto o minério exhibe concentração de 1,5 a 0,5 % de V_2O_5 . Os magnetititos do Alvo B e da Fazenda Novo Amparo mostram intervalos de 2 a 4 metros de espessura enriquecidos em cobre com teores de 0,3 a 0,5%. A cristalização de magnetita e ilmenita de cumulus provavelmente comandou o enriquecimento em cobre no líquido intercumulus por ser o mesmo incompatível com silicatos e com os óxidos de Fe-Ti-V.

CAPÍTULO 9

GEOLOGIA ECONÔMICA 2

**CARACTERIZAÇÃO DAS OCORRÊNCIAS
DE ELEMENTOS DO GRUPO DA PLATINA – EGP**

9.1 Introdução

O primeiro estudo sobre platinóides no **S.R.J.** foi feito por Avena (1987) em sua dissertação de mestrado na Fazenda Gulçari-Alvo A. Este autor realizou estudos de geoquímica de elementos-traço e elementos do Grupo da Platina em 157 amostras de diferentes litotipos. Segundo Avena (op. cit.) gabros e anortositos exibem teores geralmente próximos de 20 ppb de platina e abaixo de 5 ppb de paládio; piroxenitos, entre 14 e 358 ppb de Pt e 8 a 308 ppb em Pd. Piroxenitos com mais de 20% de óxidos possuem teores entre 16 e 1660 ppb de Pt e entre 12 e 620 ppb de Pd. Os magnetitos analisados tem um teor médio 234 ppb de Pt e 225 ppb de Pd, com cobre variando de 14 a 680 ppm e Ni entre 10 e 700 ppm. Avena observou também uma correlação baixa entre Ni e Pt e boa correlação entre cobre, ouro e enxofre mas não destes com **E. G. P. Brito** (1994), em estudo de litogeoquímica para elementos maiores, traços e nobres em amostras de testemunhos de sondagem do alvo A da Fazenda Gulçari, encontrou valores de até 3,95 ppm de Pt em magnetitos com Pt/Ir na mesma faixa determinada por Sá *et al.* (1993).

O presente estudo compreende análises de magnetitos da Fazenda Gulçari, Alvos A e B e da Fazenda Novo Amparo, cobrindo parcialmente seções amostradas por Avena Neto (1987) no Alvo A da Fazenda Gulçari e intervalos de testemunhos de sondagem não estudados anteriormente.

9.1.1 Mineralogia das paragêneses com EGP

9.1.1.1 Introdução

Cabri (1972, 1976) estudou uma grande variedade de tipos de minerais do grupo da platina. São conhecidas cerca de 74 espécies, algumas das quais recentemente descobertas e ainda sem denominação, necessitando de dados adicionais para sua caracterização. A maioria dessas espécies minerais são identificadas como minerais discretos ou como inclusões; muitas vezes ocorrem como soluções sólidas dentro de outros minerais, principalmente cromita e sulfetos de cobre e níquel. Cabri (1976) verificou que, além dos platinóides, que podem ser identificados como minerais discretos, existem os chamados minerais invisíveis, que só podem ser determinados analiticamente por processos ultra-sensíveis. A explicação dada por Cabri (1976) é que os mesmos representariam um intercrescimento submicroscópico de minerais do grupo da platina nos sulfetos.

Os metais do Grupo da Platina exibem forte afinidade com compostos covalentes de arsênio, bismuto, telúrio e enxofre, além de ligações com complexos de multicomponentes de chumbo, níquel, cobre e outros elementos. Essas

afinidades são cabíveis devido aos potenciais de ionização relativamente altos dos metais deste grupo. As espécies minerais importantes do grupo são, portanto, os sulfetos, teluretos, arsenietos e sulfoarsenietos, além dos bismutetos e antimonietos. O estanho e o chumbo às vezes podem constituir elementos menores em algumas espécies do grupo. Ocorrem também EGP em pequenas quantidades nos silicatos formadores de rochas, estando, na maioria das vezes, concentrados nos estágios iniciais da diferenciação de rochas magmáticas, como é caso do irídio e platina nas olivinas.

Os platinóides quase sempre formam componentes não-iônicos com elementos dos grupos do enxofre e fósforo. Isto é evidenciado em minerais como a braggita (Pt, Pd, Ni)S e cooperita(PtS). Os metais do grupo da platina formam também um notável número de componentes do tipo ferro-pirita, com ligações que parecem ser transicionais entre os tipos covalente e metálico. Alguns desses componentes são conhecidos como minerais, exemplo da laurita (RuS₂) e esperrilita (PtAs₂), enquanto que outros são produtos sintéticos (exemplo: OsSe₂; PtTe₂; RuTe₂ e PtSb₂).

Ainda segundo Cabri (1976), os minerais do grupo da platina são geralmente caracterizados por uma série de propriedades físicas, destacando-se, entre elas, a alta reflectância em seções polidas, onde normalmente eles ocorrem como minúsculos grãos. A aplicação de análises de microsonda eletrônica para o estudo dos minerais do grupo tem permitido a identificação de novas espécies mineralógicas e um estudo mais apurado das já conhecidas. Esse autor estudou a mineralogia dos EGP dividindo-a em dois agrupamentos: o das ligas e componentes intermediários e os dos compostos com os As, Te, S, Sb, Bi e Sn. Dentre os primeiros, têm-se como mais importante as ligas platínirídio e osmirídio (34 a 79% de Ir); as ligas com ferro, que formam ferroplatínirídio (34 a 79% de Ir); as ligas com ferro que formam a ferroplatina, onde o Fe varia de 16 a 21%; e a cuproplatina (8 a 13% de Cu). No segundo agrupamento destaca-se uma série de minerais, entre eles a esperrilita (Pt As₂); a cooperita [Pt (S-Ag)]; a braggita [(Pt, Pd, Ni) S]; a laurita (RuS₂); e a estibiopaladinita (Pd₃ Sb).

9.2 Paragênese dos Minerais do Grupo da Platina – MGP no Alvo A da Fazenda Gulçari

9.2.1 Trabalhos anteriores

Segundo Sá *et al.* (1993), a mineralogia dos sulfetos associados a magnetitos da Fazenda Gulçari tem uma paragênese composta de calcopirita, alterada para covelita e bornita, pirita, pentlandita e esfalerita, sendo cobaltita e

pentlandita os sulfetos mais comuns. Os autores afirmam que os arsenietos são principalmente cobaltita e nicolita e que os sulfetos associados com silicatos apresentam feições de remobilização. Apresentam dados sobre a primeira identificação de minerais do grupo da platina na área em estudo através de EDS acoplado à microsonda eletrônica. Nestes estudos, os autores citam que os MGP ocorrem juntos, nos limites dos grãos de magnetita/ilmenita ou inclusos nos silicatos, onde estão geralmente associados a sulfetos. Afirmam que a platina ocorre como esperrilita, o paládio como teluretos ricos em Pd, formando *clusters* com teluretos de prata, bem como um exemplo de uma liga de ouro-prata. Os autores sugerem que os EGP não estão presentemente associados aos sulfetos, possivelmente porque os sulfetos foram remobilizados durante o metamorfismo ou porque eles não foram coletores primários EGP.

Por outro lado, Sá *et al.* (em prep.) afirmam que os EPG observados no **S.R.J.** estão associados com As, Te, Bi e Sb, tanto sob a forma de minerais do grupo da platina como na forma de sulfo-arsenietos de Ni e Co. Esses autores sustentam que nos magnetititos menos maciços os minerais do grupo da platina estão freqüentemente associados com sulfetos, embora eles também formem arsenietos, teluretos, bismutinetos, antimonetos e ligas. Alguns EGP, especialmente aqueles ricos em Pd, talvez pudessem estar em solução sólida nos sulfetos e poderiam ter sido liberados durante a alteração para formar discretos MPG nos bordos de sulfetos alterados.

Dessa forma Sá *et al.* (em prep.) apontam a formação de sulfetos ricos em EGP, através do processo clássico de coleta de metais nobres, sendo que a platina cristalizaria antes do paládio, evidenciada pelos EPG ricos em enxofre. Processos hidrotermais foram por eles interpretados como responsáveis pelo **arsênio**, derivado dos voláteis do magma; quando a esperrilita entrou em contato com minerais secundários como anfibólios, ela foi alterada para ligas de EGP e o **arsênio** liberado no processo.

9.2.2 Resultados Obtidos

Na presente pesquisa foram coletadas amostras com teores anômalos de EGP do furo FGA41 do Alvo A da Fazenda Gulçari. Este estudo compreendeu a descrição de aspectos estruturais, texturais, mineralógicos e de química mineral. Como resultado foram correlacionadas as associações paragenéticas ao elenco de dados geoquímicos para acrescentar uma contribuição efetiva aos dados de Sá *et al.* (*op.cit*). Os outros alvos do **S.R.J.** não foram contemplados com esse estudo e

9.2.2.1 Arsenietos

Ocorrem vários tipos de arsenietos consistindo de tipos ricos em níquel ou níquel e cobalto ou níquel, cobalto e ferro. Esses minerais ocorrem numa variada gama de texturas e associações paragenéticas. As fases mais abundantes dessa classe são os arsenietos de níquel que constituem duas variedades principais: maucherita e orcelita. O cobalto está associado ao arsênio formando westerveldita e ao enxofre e arsênio, constituindo cobaltita; também pode constituir um complexo arsenieto de Ni-Fe-Co, sem nome específico.

9.2.2.1.1 Orcelita

A orcelita é um mineral de cor bronze, anisotrópico com refletividade maior que outros arsenietos conhecidos, de fórmula ideal Ni_5As_2 . Ocorre em grãos intersticiais ao mosaico de óxidos ou em massas serpentinizadas, associada ao minério disseminado rico em olivina. Os grãos medem $\approx 50\mu m$ e o mineral geralmente acomoda-se à forma dos interstícios entre os grãos de magnetita e ilmenita, em arranjo policristalino formado por sinterização dos cristais de cúmulus, (Prancha 8.1 fotos A e B). A orcelita está comumente associada a sulfetos como pentlandita que preenche fraturas, cobaltita e estanieto de níquel (breitauptita), que formam borda de alteração e engolfam o arsenieto.

A tabela 9.2 exhibe análises completas de orcelita que tem como característica principal o seu alto teor de Ni (>60%) e cerca de 33% de arsênio. Este mineral contém pequenas quantidades de Sb e às vezes traços de Se, Sn e Bi e dissolve impurezas como Pt+Pd+Au+Ag+Os+Ru+Ir. A fórmula baseada na estequiometria para 2 ânions e 5 cátions é: $(Ni_{4,66}Fe_{0,3}Cu_{0,01}Pd_{0,01})_{4,98}(As_{1,98}Sb_{0,04})_{2,02}$. A quantidade apreciável de EGP e sua ocorrência em interstícios dos cristais de cúmulus sugerem ser este mineral um precipitado natural de fluidos pós-cumulus, talvez associados a migração de voláteis ricos em As. Esses fluidos aparentemente provocam afastamento de grãos, sugerindo contração dos espaços intercumulares por pressão hidráulica (Prancha 8.1, foto A), possivelmente levando a casos extremos de fraturamento dos grãos de magnetita e ilmenita (Prancha 8.1 foto B).

A orcelita é um mineral raro identificado pela primeira vez nos harzbugitos serpentinizados do maciço de Tiebaghi (Nova Caledonia) (Calliere *et al.*, 1960). Foi também descrita por Lorand (1986) entre os minerais acessórios do maciço peridotítico de Beni-Boussera no Marrocos. Embora seja raro, os trabalhos científicos sobre esse mineral envolvem interpretações divergentes. Calliere (1960) associou este mineral a fluidos hidrotermais relacionados à serpentinização do maciço peridotítico. Lorand (1986) utilizou a orcelita como argumento a favor de

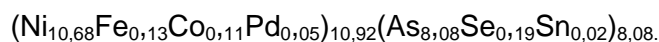
origem magmática de arsenietos a partir da segregação de um líquido rico em Ni-As em magma que se enriqueceu em As manto-derivado. No presente estudo a disposição intersticial dos grãos de orcelita sugere que eles foram precipitados a partir de um fluido colocado em espaços de porosidade natural dos cumulos antes da sinterização. O fluido poderia ter origem a partir de líquidos intersticiais ascendentes através de um processo denominado de pressão filtrante. A pressão do fluido seria relacionada à compactação por solidificação dos cumulos.

Tabela 9.2 Análise de orcelita dos pontos de profundidade 118 e 129 metros correspondentes a magnetitito e magnetitito com serpentina, respectivamente do furo FGA41

Amostra	Elemento	S	As	Se	Sn	Sb	Bi	Ânion total	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Cátion total	Total
118a	Peso %	-	32,95	0,11	0,02	1,05	0,12		3,74	60,85	0,02	0,09	0,02	-	-	0,15	0,02	-	-	0,05	-		99,19
118a	Atm (puf)	-	1,98	-	-	0,04	-	2,02	0,30	4,66	-	0,01	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	4,98	7,00
129	Peso %	-	32,29	0,11	-	1,45	0,10		3,35	59,58	1,34	2,94	0,08	0,01	0,02	-	0,03	0,13	-	-	0,17		101,60
129	Atm (puf)	-	1,90	-	-	0,05	-	1,95	0,26	4,47	0,10	0,20	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	5,05	7,00
129	Peso %	0,05	34,50	0,13	0,03	0,83	-		3,70	51,74	8,83	1,78	0,02	0,04	-	0,01	-	0,18	0,06	0,06	-		101,95
129	Atm (puf)	0,01	2,02	-	-	0,03	-	2,06	0,29	3,86	0,66	0,12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,94	7,00

9.2.2.1.2 Maucherita

A Maucherita é um arsenieto de Ni que difere da orcelita pela sua menor reflectividade e menor teor de Ni (50%). A fórmula estequiométrica ideal é Ni₁₁As₈. A maucherita ocorre como grãos 30µm com forma subédrica, geralmente arredondados contidos nos silicatos hidratados, tais como serpentina, anfibólio e clorita. A maucherita geralmente ocorre próxima a grãos de magnetita e apresenta franjas de cobaltita, sulfeto de cobalto (westerveldita) (Prancha 9.1, foto A). Este mineral é junto, com a orcelita, o arsenieto que exibe partículas de maior dimensão e abundância relativa. A fórmula estrutural calculada estequiometricamente, baseada nas análises exibidas na tabela 9.3, é:



A maucherita é geralmente associada a depósitos de arsenietos associados a metais nobres, tendo sido identificada principalmente em maciços ultramáficos alpinos, ou em cromititos de complexos alaskianos (Nixon *et al.*, 1990), na mineralização de Limassol Forest nos ofeolitos de Troodos no sul do Chipre, (Thalhammer *et al.*, 1986) e em minérios associados aos pipes platiníferos de Bushveld, e em sulfeto maciço associado a gabros do Complexo de Duluth (Mogessie *et al.*, 1991).

Tabela 9.3 Análises representativas de maucherita.

	As	Se	Sn	Bi	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Pd	Cation total	Total
Elemento (%)	48,68	0,19	0,02	-		0,57	50,39	0,51	0,05		100,41
Atm (puf)	8,08	-	-	-	8,08	0,13	10,68	0,11	0,01	10,92	19,00
Elemento (%)	48,60	0,18	0,01	0,02		0,57	50,39	0,51	0,05		100,33
Atm (puf)	8,07	-	-	-	8,08	0,13	10,68	0,11	0,01	10,92	19,00

A maucherita é geralmente considerada, com outros arsenietos, como uma fase de temperatura mais baixa que aquelas consideradas para sistemas magmáticos e estima-se que sua formação ocorre a temperaturas inferiores a 600°C, (Mogessie *et al.*, 1991). No entanto, segundo Oen *et al.* (1971), a maucherita pode se formar a partir de nicolita sob ação de fluidos ricos em As a temperaturas de 450-500°C. Outros autores sugerem que elas podem ser produto de cristalização a partir de um líquido magmático enriquecido em Ni-As, p. ex. Lorand (1983), baseado na presença de orcelita e maucherita nos peridotitos de Beni Bousera no Marrocos. As evidências coletadas neste trabalho apontam para uma origem associada aos fluidos intercumulus, que a exemplo da orcelita, depositaram maucherita em interstícios de grãos de cumulus.

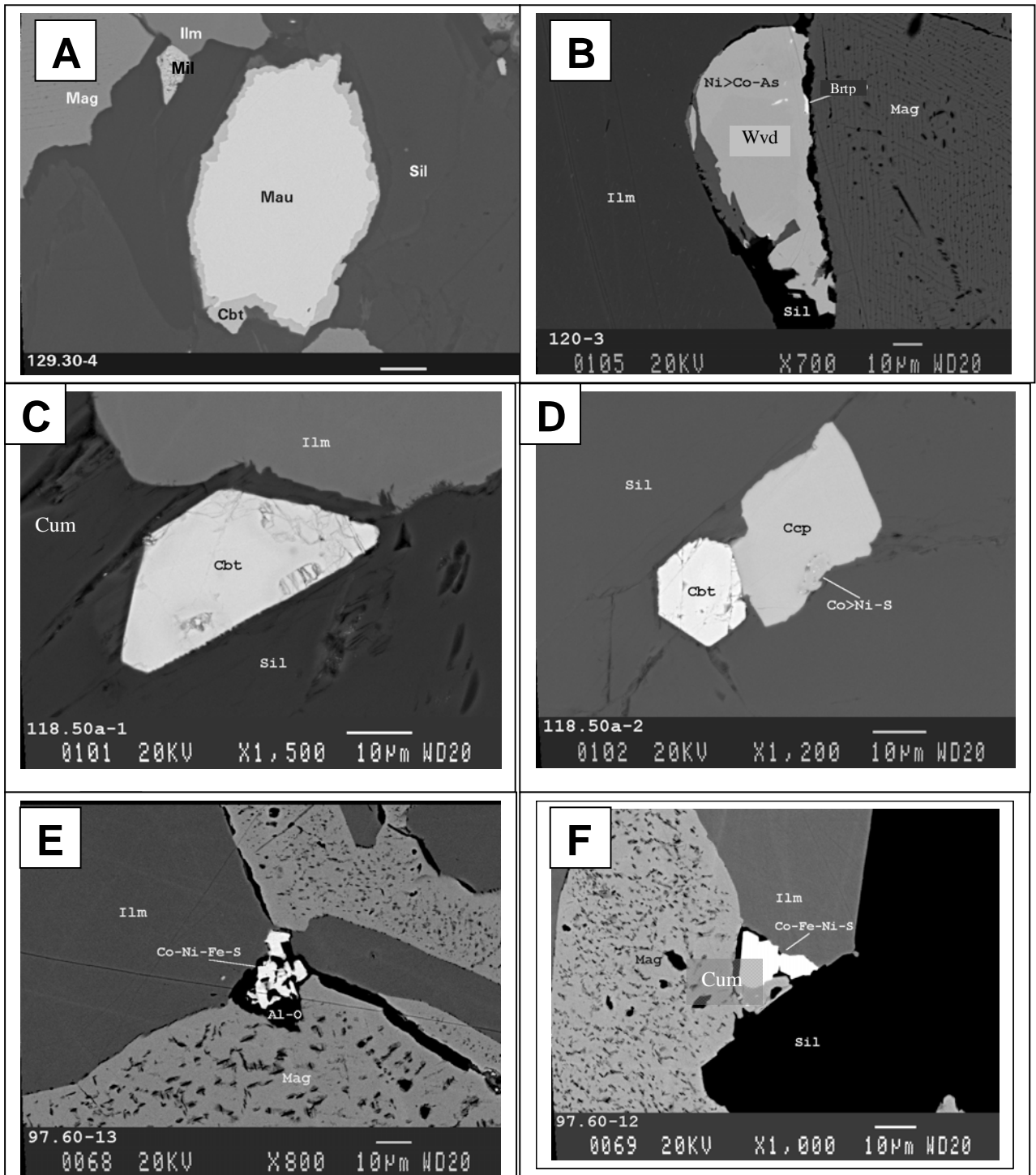
9.2.2.1.3 Westerveldita

Esse mineral é um arsenieto de cobalto e ferro, de fórmula química (Fe,Ni,Co)As, que difere dos anteriores por apresentar menor refletividade e por conter quantidades apreciáveis de Fe, Se e traços de enxofre. A westerveldita ocorre como grãos goticulares alongados de 30X50µm entre magnetita e ilmenita, geralmente semi-envolvida por silicatos hidratados, tipo serpentina. Seus bordos às vezes exibem diminutas micro-inclusões de breitauptita, menores que 1µm. A julgar pela forma dos grãos desse mineral, admite-se que ele foi introduzido entre os grãos de óxidos junto com o filme de silicato que o envolve (Prancha 9.1, foto B). A fórmula estrutural calculada a partir das análises listadas na tabela 9.4 é $(Co_{0,84}Fe_{0,17}Ni_{0,01})_{1,01}As_{0,99}$

Tabela 9.4 - Análises representativas de westerveldita.

	Elemento	S	As	Se	Ânions (Total)	Fe	Ni	Co	Cátions Total	Total
120-3	Pêso(%)	0,02	56,59	0,20		7,23	0,42	37,92		102,38
120-4	Atm (puf)	-	0,98	-	0,99	0,17	0,01	0,84	1,01	2,00
120-5	Pêso(%)	-	56,32	0,26		7,59	0,61	37,75		102,52
120-6	Atm (puf)	-	0,98	-	0,98	0,18	0,01	0,83	1,02	2,00

PRANCHA 9.1 - DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS MINERAIS DO GRUPO DA PLATINA DO FURO FGA41 DO ALVO A DA FZ GULÇARI



Prancha 9.1- Principais relações texturais dos arsenietos. A - Grão de maucherita com bordo de cobaltita inclusa em silicato. B – Grão de westervaldita crescido entre magnetita e ilmenita com bordo de breithauptita. C – Seção trapezoidal de cristal euédrico de cobaltita. Notar que duas arestas encaixam-se perfeitamente no contorno da ilmenita, denotando que outras partes do cristal deveriam estar em contato direto com a ilmenita. D – Seção basal de cristal de cobaltita euédrica em contato com calcopirita euédrica inclusa em anfibólio. E - Grão euédrico de cobalto-pentlandita incluso em silicato. F – Grão composto de Co-pentlandita intercrescido com magnetita secundária (lisa) em contato com magnetita primária. No mesmo campo ocorre arsenieto de Ni-Co-Fe (não definido) incluso em cumingtonita e em contato com magnetita primária..

A westerveldita foi identificada em várias paragêneses ricas em As, associadas a EGP, a exemplo do ofiolito de Troodos, na área de Limassol (Thalhammer *et al.*, 1986). Esse autor sugere que a westerveldita pode se formar após a formação de maucherita, a partir da nicolita. A ocorrência de westerveldita em espaços intercumulus de óxidos de Fe-Ti-V sugere que esta originou-se de maneira semelhante à orcelita e maucherita, ou seja, via deposição de fluidos magmáticos ricos em As.

9.2.2.1.4 Cobaltita

Este mineral é um sulfo-arsenieto de cobalto, de fórmula ideal CoAsS, que ocorre sob duas formas distintas. A primeira forma de cobaltita ocorre como filmes com 2µ de espessura, produzidos por alteração de maucherita, que podem exibir inclusões de 1µ partículas de PdSb. A segunda forma é constituída de cristais perfeitamente euédricos com hábito acicular, poliédrico, trapezoidal ou hexagonal, a depender da seção estudada, cuja dimensão maior é de 30 a 20µ. Esses cristais ocorrem associados a calcopirita subédrica, incluso em silicatos (Prancha 9.1, foto C e D). A fórmula calculada para a cobaltita euédrica baseada na tabela 9.5 é $(Co_{0,88}Fe_{0,06}Ni_{0,6})As_{1,02}S_{0,97}$.

Tabela 9.5 Análises representativas de cobaltita euédrica, em equilíbrio com calcopirita.

	ELEMENTO	S	As	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Cation total	Total
Amostra	Peso(%)	18,53	45,69		2,09	2,00	30,75	0,04	0,09		99,19
118A	Atm (puf)	0,97	1,02	2,00	0,06	0,06	0,88	-	-	1,00	3,00
118A	Peso(%)	19,50	44,96		2,23	1,49	30,75	0,22	0,05		99,20
118A	Atm (puf)	1,01	1,00	2,01	0,07	0,04	0,87	0,01	-	0,99	3,00
118A	Peso(%)	18,98	44,95		2,12	1,37	31,54	0,21	0,09		99,24
118A	Atm (puf)	0,99	1,00	1,99	0,06	0,04	0,89	0,01	-	1,00	3,00

As análises realizadas de cobaltita exibem teor apreciável de ferro, atestando sua formação em ambiente com alta atividade de ferro que permitiu sua incorporação à estrutura do mineral. Este dado implica na possibilidade de ter havido reação de fluido arseno-sulfetado com os óxidos de Fe-Ti-V. Nesse caso, a fonte de cobalto seria a magnetita, que já foi demonstrada como portadora de Ni. A coexistência de cobaltita e calcopirita euédricas em equilíbrio e sua presença em fraturas implicam que esses minerais cresceram com espaço suficiente para desenvolver suas formas cristalinas, o que pode ser atribuído à cristalização em fraturas a partir de um fluido rico em Co-Cu-As-S com alta proporção de voláteis.

Essa assertiva implica em origem conjunta de cobaltita euédrica, westerveldita, maucherita e orcelita a partir de um fluido rico em As depositado em espaços intercumulus.

9.2.2.2 Sulfetos

9.2.2.2.1 Introdução

Os sulfetos dos magnetitos do Alvo A são principalmente pentlandita, calcopirita, bornita, millerita e pirrotita. Eles formam massas intersticiais em fraturas de extensão que interceptam óxidos e silicatos, franjas envolvendo arsenietos e freqüentemente discretos grãos inclusos na ilmenita e, às vezes, na magnetita.

9.2.2.2.2 Pentlandita

É a fase mais abundante e de distribuição mais regular na seção mineralizada em magnetita. A pentlandita, de fórmula $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$, ocorre sob três formas distintas.

O primeiro tipo de pentlandita ocorre como massas disformes associadas a calcopirita e inclusas nos silicatos. Esse grupo inclui pentlanditas anédricas que preenchem fraturas abertas e envolvem grãos de orcelita (Prancha 8.1, foto A). Embora não estejam diretamente associadas a EGP, observa-se que grãos de Pd-Sb-Sn e maucherita, com borda de cobaltita ocorrem nas proximidades desses grãos. Como essas franjas de cobaltita associam-se a partículas de Pd-Sb-Sn, aventava-se a possibilidade de relação dessa pentlandita como os arsenietos portadores de EGP.

O segundo tipo de pentlandita ocorre como cristais euédricos que ocupam espaços intergranulares à magnetita e ilmenita. Esses grãos se localizam em cavidades interconectadas a fraturas, as quais incluem massas de espinélio aluminoso (córindon), que envolvem os sulfetos (Prancha 9.1, fotos E-F). Essa relação permite sugerir que os sulfetos foram depositados no espaço junto ao espinélio, com origem similar aos arsenietos euédricos. O grau de cristalinidade dos sulfetos evidencia crescimento sob influência de voláteis.

A terceiro tipo ocorre como minúsculas partículas de forma arredondada de 10μ de diâmetro inclusas em grãos subédricos de ilmenita. Esse tipo de pentlandita pode exibir complexos intercrescimentos lamelares de bornita, calcopirita e inclusões de ligas de Pt-Cu em grãos minúsculos, de 12μ de diâmetro. Os grânulos de ilmenita euédrica, de menor tamanho e inclusos na magnetita podem ser considerados como *primocristais*; assim, essas pentlanditas goticulares talvez tenham atuado como

sulfetos carregadores de EGP, coletados no magma pela ilmenita. As relações deste tipo de pentlandita com platinóides será detalhada na seção referente aos MGP.

A composição da pentlandita varia de acordo com a posição estratigráfica amostrada, desde $(\text{Ni}_{3,54}\text{Co}_{3,36}\text{Fe}_{2,09})_{8,98}\text{S}_{8,01}$ a $(\text{Ni}_{0,32}\text{Co}_{8,48}\text{Fe}_{0,20})_9\text{S}_{7,93}\text{As}_{0,06}$ (Tabela 9.6) (Figura 9.1A). A pentlandita associada ao contato superior dos magnetitos é rica em Co, caracterizando-se quimicamente como cobalto-pentlandita. Observa-se também o deslocamento dos valores da razão Fe/Ni para o campo de $\text{Fe/Ni} > 1$. Tal fato sugere que os minerais em estudo se enriquecem em Co e Fe na forma de pentlanditas do terceiro tipo. Essas composições, quando plotadas no diagrama triangular do sistema Fe-Co-Ni, mostram a evolução dessa pentlandita segundo uma tendência de enriquecimento em cobalto seguindo a razão $1 \geq \text{Fe/Ni}$. Esse dado indica condições cristalização no campo das pentlanditas naturais conforme sugerido por Knopps & Ibrahim (1961).

Pentlandita é o mineral mais abundante na paragênese sulfetada associada aos magnetitos do Complexo de Bushveld (Butcher e Merkle, 1987). Na figura 9.1B as composições das pentlanditas associadas aos magnetitos do **S.R.J.** são comparadas com os campos composicionais de Butcher e Merkle (1987).

Tabela 9.6 Análises representativas de pentlanditas do Alvo A da Fazenda Gulçari

A mostra:	Elemento	S	As	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Cation total	Total
97-12	Peso (%)	33,13	-		17,73	22,34	27,55	-	-		100,76
97-13	Atm (puf)	7,99	-	7,99	2,45	2,94	3,61	-	-	9,01	17,00
105	Peso (%)	32,39	0,60		1,41	2,40	63,64		0,06		100,51
105	Atm (puf)	7,93	0,06	8,00	0,20	0,32	8,48	-	0,01	9,00	17,00
105	Peso (%)	33,02	0,01		21,67	18,51	26,47	-	-		99,67
105	Atm (puf)	8,02	-	8,02	3,02	2,45	3,50	-	-	8,98	17,00
109-5	Peso (%)	32,76	0,01	0,02	3,95	18,67	44,16	0,05	-		99,62
109-5	Atm (puf)	8,03	-	8,04	0,56	2,50	5,89	0,01	-	8,96	17,00
118b-1	Peso (%)	32,75	-		18,71	30,90	16,54	-	-		98,90
118b-1	Atm (puf)	8,03	-	8,03	2,63	4,14	2,21	-	-	8,97	17,00
118b-5	Peso (%)	33,06	-		15,30	31,91	20,60	-	-		100,87
118b-5	Atm (puf)	7,97	-	7,97	2,12	4,20	2,70	-	-	9,03	17,00
118b-6	Peso (%)	32,74	-		10,36	21,41	35,67	-	-		100,18
118b-7	Atm (puf)	7,97	-	7,97	1,45	2,85	4,73	-	-	9,02	17,00
118b-4	Peso (%)	32,92	-		12,79	23,23	31,70	-	-		100,63
118b-4	Atm (puf)	7,97	-	7,97	1,78	3,07	4,18	-	-	9,03	17,00
118-5	Peso (%)	32,58	-		14,78	25,06	26,49	-	-		98,92
118b-4	Atm (puf)	8,01	-	8,01	2,09	3,36	3,54	-	-	8,99	17

Observa-se que as pentlanditas do Alvo A evoluem no mesmo sentido que as de Bushveld, isto é, no sentido de um enriquecimento em Co. O enriquecimento em Co foi interpretado por Harney e Merkle (1992) como promovido por ação

hidrotermal de fluidos magmáticos. Os dados até aqui coligidos também apontam para interpretação hidrotermal, levando em conta a presença de grafita e de minerais hidratados nessa associação.

9.2.2.2.3 Calcopirita

Esse mineral, de fórmula CuFeS_2 , ocorre de cinco formas distintas. A primeira corresponde a grãos subédricos minúsculos, de $15\mu\text{m}$ de diâmetro, associados à cobaltita euédrica, citada anteriormente (Prancha 9.1, foto D). O segundo tipo são grãos de $15\mu\text{m}$ que ocorrem associados à pentlandita do tipo 3, inclusa na massa de silicatos hidratados (Prancha 9.2, foto A). O terceiro tipo corresponde a calcopirita que faz parte de grãos complexos de sulfetos com intercrescimentos lamelares de bornita, pirrotita e hospedam inclusões de liga de Pt-Cu (Prancha 9.2, foto B). Neste tipo a calcopirita tem forma lamelar com espessura de apenas $3\mu\text{m}$. Um quarto tipo de calcopirita constitui bordas de alteração periférica aos grãos de cobalto-pentlandita. O quinto tipo corresponde a calcopirita associada à ilmenita e magnetita e arsenietos de Ni. Este último tipo deve estar associado à oxidação de sulfetos.

A composição desse mineral varia de tipo para tipo de textura e paragênese (Tabela 9.7). Embora o número de análises não permita generalizações sobre as variações composicionais, observa-se que as bordas de calcopirita exibem variações nos teores de Cu-Fe de acordo com os teores de Cu-Ni de pentlandita associada. Isso evidencia que a razão Cu/Fe desse mineral depende da composição da pentlandita da qual ela teve origem. As fórmulas estruturais variam $\text{Fe}_{1,03}\text{Cu}_{0,96}\text{S}_2$ para calcopirita euédricas, $\text{Fe}_{1,03}\text{Cu}_{0,98}\text{S}_{1,99}$ nas bordas de calcopirita a $\text{Fe}_{1,03}\text{Cu}_{0,98}\text{S}_{1,99}$ para a calcopirita associada à magnetita de segunda geração.

Os dados texturais e químicos da calcopirita apontam para vários tipos de origem e processos formadores desse mineral de acordo com as suas associações. A calcopirita euédrica, associada a cobaltita euédrica, seria formada em espaços vazios ricos em voláteis, através de cristalização lenta e em equilíbrio com o líquido arsenico-niquelífero (+EGP). O segundo tipo associa-se a Co-pentlandita hospedada em silicatos e deve ter origem ligada a fluidos ricos em S e Cu. O terceiro tipo representa provável exsolução de sulfeto de cobre rico em EGP, que produz pirrotita-calcopirita-bornita e ligas de Pt-Cu. O quarto tipo representa reações de re-equilíbrio dos sulfetos de Co-Ni-Fe, cujo excesso de Cu difunde-se para a periferia dos grãos durante a oxidação da pentlandita. Como resultado, forma-se magnetita pura (Fe_3O_4)+calcopirita. O quinto tipo pode também ser produzido pelo mesmo

processo, com a diferença que um fluido rico em enxofre e Cu poderia reagir com a magnetita, que cederia o excesso de ferro para calcopirita e o oxigênio liberado formaria magnetita pura.

Tabela 9. 7 - Análises representativas de calcopiritas do Alvo A da Fazenda Gulçari. Notar presença de impurezas (substituições) de Co-Ni-Zn associadas a amostra 118b-4 (rim de alteração de Co-pentlanditas). 118 A =calcopirita euédrica e 97 associada magnetita hidrotermal.

Amostra	Elemento	S	As	Sn	Bi	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Cation total	Total
118 ^A	Peso(%)	34,11	0,02	-	0,04		30,69	-	0,03	32,61	0,03		97,52
118 ^A	Atm (puf)	2,00	-	-	-	2,00	1,03	-	-	0,96	-	2,00	4,00
118 ^A	Peso(%)	34,23	0,05	0,02	0,03		30,66	0,02	-	32,94	-		97,94
118 ^A	Atm (puf)	2,00	-	-	-	2,00	1,03	-	-	0,97	-	2,00	4,00
118b-4	Peso(%)	33,48	-	0,01	0,05		29,03	0,11	0,52	35,57	0,07		98,84
118b-4	Atm (puf)	1,96	-	-	-	1,96	0,97	-	0,02	1,05	-	2,04	4,00
118b-4	Peso(%)	33,80	-	0,02	-		30,40	0,21	0,74	33,54	0,13		98,84
118b-4	Atm (puf)	1,97	-	-	-	1,97	1,02	0,01	0,02	0,98	-	2,03	4,00
118b-4	Peso(%)	34,77	-	-	-		29,87	-	0,38	34,24	-		99,26
118b-4	Atm (puf)	2,00	-	-	-	2,00	0,99	-	0,01	1,00	-	2,00	4,00
97-9-1	Peso(%)	35,06	-	-	-		30,29	0	0	34,53	0		99,87
97-9-1	Atm (puf)	2,01	-	-	-	2,01	0,995	0	0	0,997	0	2,00	4,00
97-9-2	Peso(%)	34,78	-	-	0,02		31,44	0	0	34,14	0		100,4
97-9-2	Atm (puf)	1,99	-	-	-	1,99	1,03	0	0	0,984		2,00	4,00

9.2.2.2.4 Bornita

Esse sulfeto, de fórmula Cu₅FeS₄, ocorre associado à calcopirita e pirrotita em diminutos grãos complexos inclusos na ilmenita. Nesses grãos a bornita forma lamelas de exsolução intercaladas e subparalelas a outras lamelas de calcopirita e pirrotita. Ocorre também como grãos simples, inclusos nos silicatos hidratados (serpentina) e na ilmenita. Nesse caso a bornita pode exibir intercrescimento com sulfeto de Co>Ni>Cu.

A composição dada pelas análises químicas (Tabela 9.8) forneceu a fórmula (Cu_{4,76}Co_{0,1}Ni_{0,02}Fe_{1,05})_{5,92}S_{4,08} para a bornita associada a silicatos.

Tabela 9.8 - Análises de bornita associada sulfeto de Co-Ni-Cu-Fe (não definido).

Amostra	Elemento	S	Bi	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Cation total	Total
118b-4	Peso(%)	26,76	0,03		11,89	0,00	0,02	61,13	0,00		99,83
118b-4	Atm (puf)	4,15	0,00	4,15	1,06	0,00	0,00	4,79	0,00	5,85	10,00
118b-4	Peso(%)	26,17	0,01		11,88	0,00	0,00	62,66	0,00		100,71
118b-4	Atm (puf)	4,05	0,00	4,05	1,06	0,00	0,00	4,89	0,00	5,95	10,00
	Peso(%)	26,49	0,00		11,84	0,18	1,20	61,20	0,00		100,91
	Atm (puf)	4,08	0,00	4,08	1,05	0,02	0,10	4,76	0,00	5,92	10,00

O teor de Fe na bornita é a feição marcante desse mineral e é indicativo de temperaturas razoavelmente altas, ou seja, acima de 300°C. Segundo Yund e Kullerud (1966) calcopirita e bornita exsolvem quando o alto teor de Fe não pode ser

mais acomodado na estrutura da bornita durante o resfriamento. Texturas de exsolução semelhantes são observadas em glóbulos de calcopirita e lamelas de bornita na mineralização de Au-Pd de Platinova, da intrusão de Skaergaard na Groelandia. Segundo Andersen *et al.* (1998), exsoluções de calcopirita, bornita e digenita podem ser provenientes de digenita de alta temperatura. Como digenita não foi identificada nas seções estudadas, sugere-se que estas tenham sido totalmente transformadas em bornita+calcopirita e pirrotita, com exsolução final de Pt-Cu. O processo causador dessa exsolução poderia ser a dessulfuração da digenita na época intra-oxidação da ilmenita. O excesso de enxofre seria liberado, deixando as fases resultantes extremamente ricas em cobre e uma delas rica em Fe, no caso, a pirrotita.

9.2.2.2.5 Millerita

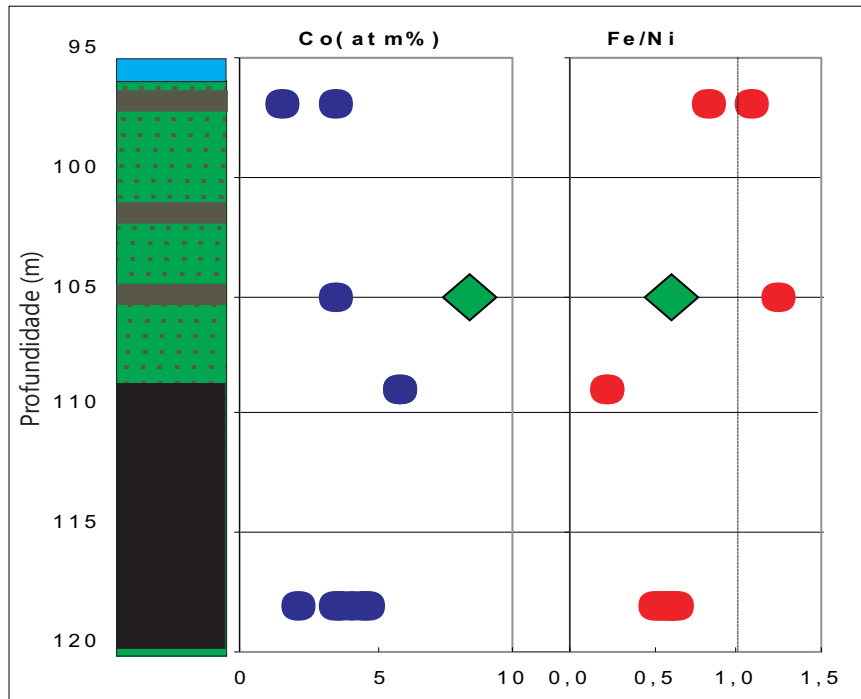
Millerita (NiS) ocorre sob duas formas distintas. A primeira é de intercrescimentos em grãos compostos de pentlandita, maucherita e awaruita (Prancha 9.2, foto C). Esses grãos tem forma globular e diâmetro de 8µm e estão inclusos em magnetita. A millerita pode também ocorrer hospedada em silicatos mas sempre próxima a grãos de magnetita/ilmenita (Prancha 9.2, fotos C e D). Nesse caso os grãos podem variar de 3 a 15µm e associam-se a sulfeto de cobalto e níquel. Análises químicas da millerita (Tabela 9.9), associada a silicatos, mas crescidas junto a magnetita, revelam pequenas percentagens de Fe (2,26)%, e Co (3,00%), resultando na fórmula $Ni_{0,91} Fe_{0,04} Co_{0,05} S_{0,99}$. Observam-se impurezas de Cu, Pd, Ag, Ir, Pt, Au, As, Se, Sb e Te.

Tabela 9.9 - Análises de millerita mostrando impurezas de As+Se+Sb+Te e Pt+Pd+Au

Elemento	S	As	Se	Sb	Te	Ânions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Pd	Ag	Ir	Pt	Au	Cation Total	Total
Peso(%)	34,22	0,07	0,02	0,02	0,02		2,26	57,57	2,98	0,27	0,08	0,04	0,01	0,01	0,01		97,56
Atm (puf)	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,04	0,91	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	2,00

A ocorrência dessas impurezas de EGP e As-Se-Sb-Te implica que esse mineral foi provavelmente formado a partir de um fluido rico em EGP, no qual Ni e enxofre foram importantes constituintes. Como a maioria dos sulfetos observados são compostos de Ni-Co-Cu-Fe, a ocorrência de um sulfeto exclusivo de Ni >>> Fe localizado em fraturas de silicatos implica na extração de Ni de fontes próximas, tais como grãos de magnetita. Alternativamente, millerita geralmente é considerado um sulfeto resultante da alteração de pentlandita, por exemplo. A temperatura de formação de millerita pode ser considerada como próxima daquela da formação da maucherita, ou seja, menor que 600°C.

A



B

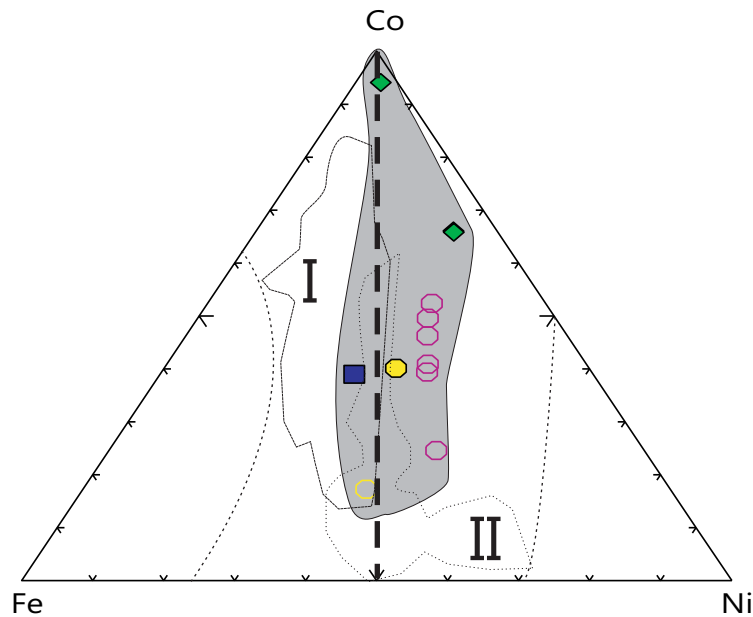
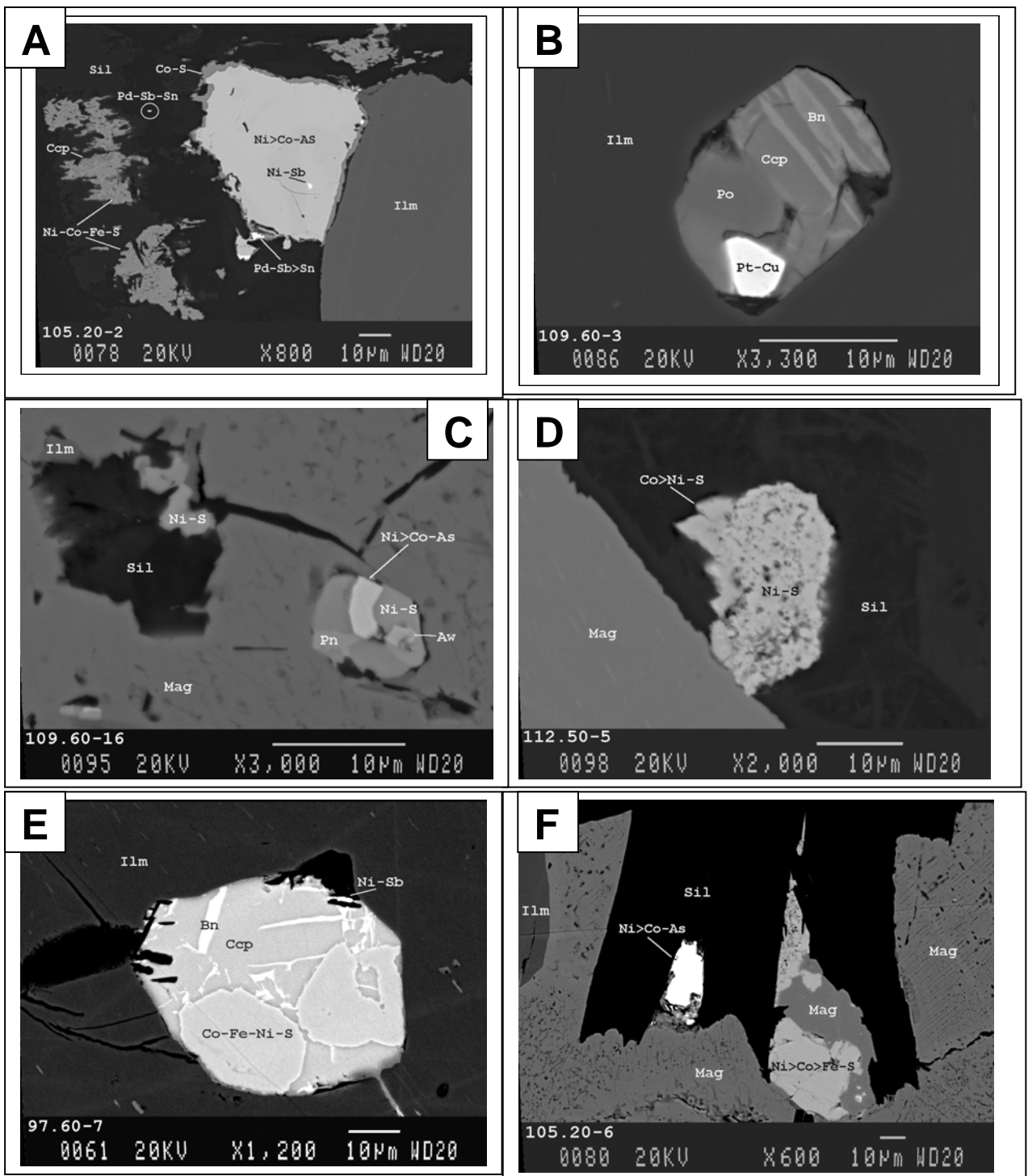


Figura 9.1 A - Variação das composições das pentlanditas ao longo da camada de magnetitito. Notar o aumento do teor de cobalto na profundidade de 105 metros. B- Composições das pentlanditas no diagrama triangular Fe-Co-Ni. As linhas pontilhadas correspondem aos limites composicionais das pentlanditas naturais de Knopps & Ibrahim (1984), a linha tracejada central corresponde à razão Fe/Ni=1. Estão também representados os campos composicionais de pentlanditas associadas ao Main Magnetite Seam de Bushveld (Merkle e Butcher (1986) (I) e Harney e Merkle (1992) (II) Notar que as pentlanditas em estudo mostram-se enriquecidas em cobalto, algumas delas constituem

PRANCHA 9.2- DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS SULFETOS ASSOCIADOS AOS MINERAIS DO GRUPO DA PLATINA DO FURO FGA41 DO ALVO A DA FZ GULÇARI



Prancha 9.2 - Principais relações texturais dos sulfetos. A – Grãos de calcopirita hospedados em silicatos. B - Grão de calcopirita com lamelas de bornita incluídas em ilmenita, com inclusão de liga de Pt-Cu. C – Grão composto de pentlandita, millerita, awaruita e maucherita, incluído em magnetita. Notar grão de millerita (NiS) incluído em silicato magnesiano, em contato com magnetita. D – Grão de millerita incluído em silicato com franja de cobalto-pentlandita. E – Grão de sulfeto mostrando exsoluções de Co-pentlandita bornita e calcopirita, incluído em ilmenita. Exibe também uma franja de breitaupita. F – Arsenieto de Ni-Co (Fe) (não definido) incluído em silicato. Notar neste mesmo campo a ocorrência de pentlandita e magnetita secundária.

9.2.2.2.5 Pirrotita

A pirrotita apresenta-se como o sulfeto menos abundante. Encontra-se associada a grãos complexos com exsoluções de outros sulfetos, como já descrito anteriormente (Prancha 9.2, foto B). A característica principal desse mineral é a quantidade apreciável de EGP e outros elementos dissolvidos na sua estrutura, tais como impurezas de [(Au+Ag+Os+Pt+Pd+Rh+Ru)+(Sb+Te+Bi+As)]. A composição da pirrotita estudada não difere de uma pirrotita “normal”, tendo como fórmula $Fe_{1,00}S_{0,99}$, (Tabela 9.10)

A pirrotita parece ser uma fase primária formada a partir de líquido sulfetado coletado pela ilmenita, pois se encontra associada a grãos complexos de sulfeto e Pt-Cu inclusos na mesma. Essa pirrotita, associadas a bornita, calcopirita e Pt-Cu pode ser produto de exsolução de digenita.

Tabela 9.10 - Análises representativas de pirrotita do Alvo A da Fazenda Gulçari. Notar presença de impurezas (substituições) de Co-Ni-Zn associadas a amostra 118b-4 (franja de alteração de Co-pentlanditas). 118 A = calcopirita euédrica e 97 associada magnetita hidrotermal.

Elemento	S	As	Anions (Total)	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Cation Total	Total
Peso(%)	36,13	0,06		63,36	0,05	0,02	0,69	0,03	0,00	0,13	0,02	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01		100,59
Atm (puf)	0,99	0,00	0,99	1,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	2,00
Peso(%)	36,30	0,01		62,75	0,13	0,00	0,52	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,02		100,00
Atm (puf)	1,00	0,00	1,00	0,99	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	2,00
Peso(%)	35,47	0,04		62,94	0,05	0,02	0,72	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,10	0,05	0,02		99,47
Atm (puf)	0,98	0,00	0,98	1,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,02	2,00

9.2.2.2.6 Breitauptita

Este mineral, de fórmula Ni_2Sb , ocorre incluso ou periférico à westerveldita (Prancha 9.1 foto B), ou formando grãos minúsculos de apenas 1µm, periféricos à maucherita (Prancha 9.1, foto A, Prancha 9.2, foto E). A breitauptita é razoavelmente freqüente na sucessão estudada, mostrando ser parte importante na história de formação dos arsenietos. As análises de breitauptita, (Tabela 9.11), constam de Sb e Ni com pequena proporção de Co e Fe. A fórmula estrutural obtida para esse antimonieto é $Ni_{0,92}Co_{0,07}Fe_{0,03}1,02(Sb)_{0,98}$.

Tabela 9.11 Análise de breitauptita exibindo proporções apreciáveis de Fe Co

Elemento	As	Sb	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cation Total	Total
Peso(%)	0,54	66,54		1,04	30,41	2,19		97,56
Atm (puf)	0,01	0,97	1,00	0,04	0,92	0,07	1,00	2,00

A breitauptita é conhecida como parte integrante de paragêneses de antimonietos associados a fases portadoras de EGP em cromititos de complexos do

tipo Alaska (Nixon 1990). Nesses minérios breitauptita e gversita estão associadas a ligas de EGP e a outros antimonietos de metais-base. Devido à evidente associação a bordos de grãos na paragênese estudada, pode-se sugerir que Ni_2Sb foi formado por corrosão de outros arsenietos de Ni, atacados fluidos ricos em Sb.

9.2.2.3 Arsenietos e Sulfetos Não Definidos

Foram detectados dois compostos minerais, um de enxofre e outro de arsênio, que não foram definidos, ou seja, não foram encontrados similares descritos na literatura.

O primeiro é um arsenieto de Ni-Co-Fe, do tipo $(NiCoFe)_2As$, que ocorre associado a silicato (cumingtonita) e magnetita. Esse mineral ocorre como grãos arredondados de $10 \times 15 \mu$, aparentemente crescido contra a face da magnetita (Prancha 9.2, foto F). A composição desse mineral é 37,95% Ni, 22,3% Co, 1,93% Fe e 38,55% As, que corresponde a $(Ni_{1,23}Co_{0,72})_{2,02}As_{0,98}$.

O segundo é um sulfeto que ocorre associado à bornita e está hospedado em piroxênio cloritizado (Prancha 9.2, foto E). A composição química exibida na Tabela 9.12 sugere uma razão metal/enxofre entre 0,82 e 0,86 que produziu uma fórmula tentativamente calculada como $(Ni_{0,31}Co_{0,36}Cu_{0,14}Fe_{0,09})_{0,90}S_{1,10}$. A fórmula mínima aproximada é $(NiCoCuFe)S$.

Esses dois minerais deverão ser estudados em maior detalhe para definir outras propriedades físicas e químicas para sua caracterização precisa.

Tabela 9.12 - Análises do sulfeto de Co-Ni-Cu, mineral não definido.

AMOSTRA	S	As	Bi	Anions (total)	Fe	Ni	Co	Cu	Cation total	Total
118b	39,58	0,00	0,06		5,84	20,52	23,55	10,12		99,68
118b4	1,10	0,00	0,00	1,10	0,09	0,31	0,36	0,14	0,90	2,00

9.3 Minerais do Grupo da Platina – MGP

9.3.1 Introdução

Foram identificadas 12 fases portadoras de EGP, duas delas são arsenietos, sperrillita ($PtAs_2$), gversita [$Pt(Sb)_2$] e as outras 10 são ligas de Pt e Pd combinados com Fe e metais-base. Os MGP são partículas muito pequenas, medindo entre 1 e 5μ de tamanho, associados aos arsenietos, sulfetos e silicatos que ocorrem como inclusões, exsoluções ou minúsculos grãos individuais. Foi encontrada grande dificuldade de análise por microsonda eletrônica desses minerais devido às dimensões muito reduzidas das partículas. Dessa forma, alguma dessas espécies foram apenas identificadas semiquantitativamente, enquanto outras foram identificadas pela análise de picos dos espectros de seus elementos formadores.

9.3.2 Esperrillita

É um arsenieto de platina ($PtAs_2$) que ocorre como grãos de 1-4 μ associados à cobaltita, formando um grão composto com gversita $Pt(Sb,Bi)_2$. Está incluso em um grão de magnetita de um magnetita-piroxenito com olivina, que tem uma fratura limitando uma das faces da cobaltita (Prancha 9.3, foto A). Outros traços de esperrillita foram localizados em amostras associados a bordas de grãos de ilmenita, limitados por fraturas seladas. As análises de esperrillita (Tabela 9.13) mostram teores de Au, Pd, Fe e Ni, Sn, Sb e Bi, como componentes importantes, evidenciando substituições diadócicas da platina e arsênio por esses elementos. A fórmula da esperrillita, é $(Pt_{0,88}Au_{0,05}Pd_{0,02d}Ni_{0,02}Co_{0,02}Cu_{0,01})_{0,99}As_2$.

Tabela 9. 13 - Análises de sperrillita da amostra 129-7 que corresponde a piroxenito com magnetita disseminada e olivina modal. Notar o teor de Fe-Ni e presença de Au e impurezas de Pd

Elemento	As	Sn	Sb	Bi	Anions	Fe	Ni	Co	Cu	Pd	Pt	Au	Cation	Total
Peso %	44,81	0,02	0,23				0,32	0,30	0,11	0,67	51,51	2,69		100,66
Atm (puf)	2,00	0,00	0,01	0,00	2,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,88	0,05	0,99	3,00
Peso %	44,97		0,19	0,03		2,68	0,34	0,25	0,00	0,98	51,31	2,95		103,69
Atm (puf)	1,90	0,00	0,00	0,00	1,91	0,15	0,02	0,01	0,00	0,03	0,83	0,05	1,09	3,00
Peso %	45,24	0,02	0,18	0,05		2,29	0,21	0,34	0,00	1,54	50,31	3,19		103,39
Atm (puf)	1,92	0,00	0,00	0,00	1,92	0,13	0,01	0,02	0,00	0,05	0,82	0,05	1,08	3,00
E Peso %	43,72	0,02	0,21	0,02		2,43	0,27	0,27	0,00	0,66	51,11	3,03		101,74
Atm (puf)	1,90	0,00	0,01	0,00	1,91	0,14	0,01	0,02	0,00	0,02	0,85	0,05	1,09	3,00

A esperrillita é um dos minerais mais comuns de platina e ocorre em vários depósitos econômicos de EGP. A associação mais típica é aquela registrada nos *pipes* platiníferos do Complexo de Bushveld, onde piroxenitos pegmatóides hospedam ocorrências de EGP (Kinloch 1990). Esperrillita é bastante comum em paragêneses ricas em arsenietos associadas a maciços ultramáficos serpentinizados (Nixon 1990). Está também associada, por exemplo, a sulfetos de cobalto e ferro no Complexo de Duluth (Mogiessie *et al.*, op.cit). Nessas situações o papel de fluidos é alegado como importante na formação deste mineral. No caso presente a esperrillita está inclusa na ilmenita, sugerindo precipitação de Pt e As antes da formação de ilmenita. Isto significa que compostos de As foram importantes coletores de Pt dissolvido no magma do **S.R.J.**

9.3.3 Gversita

A gversita, de fórmula $PtSb_2$, ocorre num grão complexo de cobaltita e esperrillita. Forma um pequeno apêndice de 4 μ entre a cobaltita e a magnetita como exsolução periférica da esperrillita (Prancha 9.3, foto A). A análise da gversita mostra teores de Ni e As complementando a concentração dos cátions e ânions,

respectivamente. A fórmula obtida a partir das análises apresentadas na Tabela 9.14 é $(Pt_{0,98}Ni_{0,04})_{1,02}(Sb_{1,82}As_{0,16})_{1,98}$.

Tabela 9.14 - Análise de gversita da amostra 129-9.

Elemento	As	Sb	Anions (total)	Ni	Pt	Cation total	Total
Elemento (%)	2,75	51,85		0,56	44,84		100,00
Atm (puf)	0,16	1,82	1,98	0,04	0,98	1,02	3,00

Note teor de Ni e As que substituem Pt e Sb, respectivamente.

A gversita é comumente encontrada em cromititos de complexos alaskianos, por exemplo, Tulameen (Nixon, 1990), nos contatos entre serpentina e cromita ou em fraturas de cromititos. Ocorre também associada à esperrillita no *pipe* platinífero de Driekop e como inclusões em ligas de Pt nas rochas ultramáficas alpinas dos Urais na Rússia (Cabri 1989). A situação observada na gversita em estudo sugere que esta é produto de exsolução de Sb na esperrillita para formar $PtSb_2$ em contato com a magnetita. O teor de Ni observado nesse mineral pode ser proveniente da extração deste metal da magnetita pelo fluido rico em As do qual a esperrillita foi depositada.

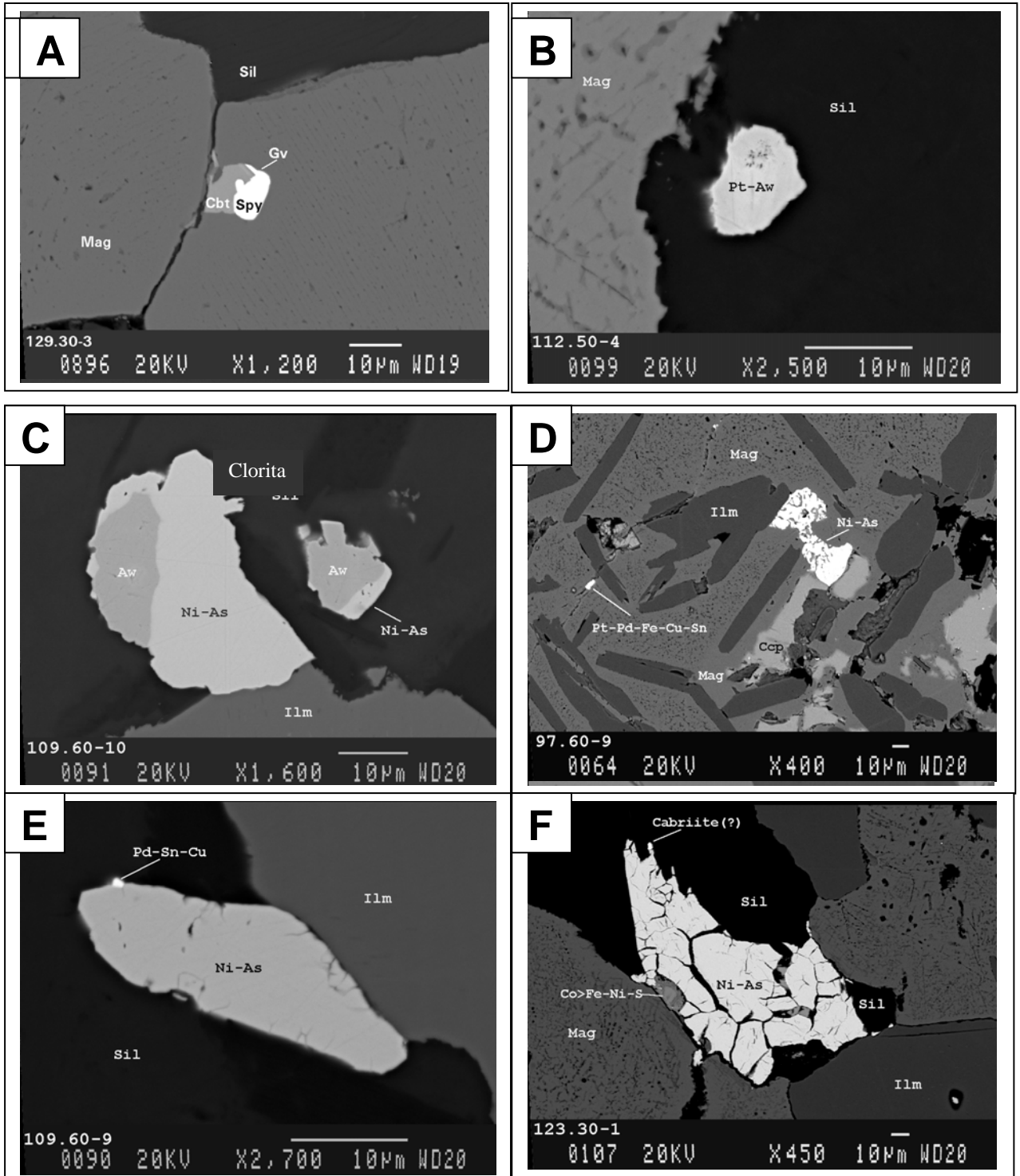
9.3.4 Awaruita

A awaruita é uma liga de Ni e Fe de fórmula ideal Ni_2Fe a Ni_3Fe . Forma grãos subédricos, compostos, opticamente descontínuos, associados com maucherita, hospedada em silicato ou em contato com ilmenita. Os grãos medem 10-20 μ (Prancha 9.3, foto B).

Algumas análises obtidas por microsonda eletrônica revelaram teores de até 5% de Pt na awaruita constituindo o que se denomina de awaruita platinífera (Prancha 9.3, foto B) (Tabela 9.15). Nas análises de awaruita sem platina (Prancha 9.3, foto C) observa-se o aumento de Fe e o aparecimento de Co, indicando que o fluido rico em arsênio e cobalto, não favorece a substituição de Fe-Co por Pt. A awaruita dissolve pequenas impurezas de As, Sn, Cu e Au, mostrando traços de Pd-Ru-Ir-Os, evidenciando ser este mineral uma inclusão trapeada em silicatos nos canais de circulação de fluidos subsaturados em As.

A awaruita é mineral comum em paragêneses de minerais de arsênio e ligas de EGP, tratando-se de uma fase empobrecida em As do sistema As-Fe-Ni. Está geralmente associada a paragêneses produzidas em ambientes fortemente redutores, e é considerada como produto de exsolução de Fe+Ni de arsenietos ricos nesses elementos.

PRANCHA 9.3- DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DOS MINERAIS DO GRUPO DA PLATINA DO FURO FGA41 DO ALVO A DA FZ GULÇARI



Prancha 9.3- A – Grão composto de sperrillita giversita e cobaltita inclusos em magnetita próximo ao contato com outro grão de magnetita. B – Grão de awaruita platinífera inclusa em silicato (olivina) próxima a magnetita. C- Grão composto de awaruita e maucherita. D – Grão de estanieto de Pt-Pd-Fe-Cu em fratura cortando magnetita. E– Grão de estaneto de paládio e cobre ocorrendo como exsolução externa à maucherita, hospedado entre ilmenita e olivina. F – Grão de composto de orcelita com exsolução periférica de granulo de cabriite em contato com magnetita e silicato. Notar Co-pentlandita entre maucherita e magnetita

Tabela 9.15 Análise de awaruita da amostra 122. Notar a diferença do teor de Pt e Co e Fe, das awaruitas platiníferas referentes as quatro primeiras análises (em negro).

Elemento.	As	Sb	Anions	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Ru	Rh	Pd	Ag	Os	Ir	Pt	Au	Cation	Total
Peso (%)	0,21	0,48		24,78	66,65	2,80	0,49	0,02	0,00	0,04	0,09	0,00	0,00	0,05	5,07	0,23		101,06
Atm (puf)	0,01	0,01	0,02	0,80	2,04	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	2,98	3,00
Peso (%)	0,17	0,41		24,43	66,93	2,78	0,52		0,03		0,07				4,77	0,34		100,60
Atm (puf)	0,00	0,01	0,01	0,79	2,05	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	2,99	3,00
Peso (%)	0,09	0,47		24,53	66,92	2,74	0,46	0,00	0,01	0,06	0,09	0,02	0,10	0,00	4,81	0,35		100,71
Atm (puf)	0,00	0,01	0,01	0,79	2,05	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	2,99	3,00
Peso (%)	0,19	0,02		25,35	67,77	4,91	0,40	0,03	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02		98,79
Atm (puf)	0,00	0,00	0,01	0,80	2,03	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	3,00
Peso (%)	0,18	0,09		25,05	66,14	4,80	0,42	0,07	0,00	0,00	0,16	0,02	0,24	0,04	0,00	0,00		97,33
Atm (puf)	0,00	0,00	0,01	0,80	2,02	0,15	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,99	3,00

Como a platina na awaruita deve estar em substituição diadócica, sugere-se que Pt e EGP foram originalmente transportados como complexos metálicos na forma reduzida, que foram posteriormente combinados a As, formando sperrillita, p.ex. Uma outra alternativa seria que os MPG originais foram transformados em ligas durante a redução dos óxidos de Fe-Ti-V.

9.3.5 Liga de Pd-Pt-Cu-Sn

Este mineral forma minúsculas inclusões de 10µ, alojadas em micro-fraturas que cortam um grão de magnetita (Prancha 9.3, foto D). No mesmo campo observado ocorre maucherita e calcopirita associadas a magnetita secundária. A análise química dessa fase mostra teores de Cu≈Fe (11%) e Pt≈Pd (25%), com traços de Rh, Au e Ag. A fórmula estequiométrica mais próxima calculada a partir das análises exibidas na Tabela 9.16 é de um composto do tipo (Pd,Pt)₄(Fe,Cu)₅(Sn)₂ e teria a fórmula geral:



Tabela 9.16 - Análise de estanieto de platina, paládio e cobre da amostra 97-9. Note o teor de Au e Ag e Rh.

Elemento	As	Sn	Bi	Anions	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Rh	Pd	Ag	Pt	Au	Cation	Total
Peso(%)	0,06	20,60	0,07		11,04	0,13	0,01	11,64	0,27	0,18	25,05	2,35	25,61	2,42		99,55
Atm (puf)	0,01	1,98	0,00	1,99	2,25	0,02	0,00	2,09	0,05	0,02	2,68	0,25	1,50	0,14	9,01	11,00

A liga de Pt-Pd-Fe-Cu-Sn conhecida, mais próxima dessa composição, seria o mineral ainda sem nome: IMA95.049 (Pt,Pd,Cu)₉Cu₃Sn₄. A disposição desse grão alojado em uma micro-fraturas sem associação com arsenietos ou sulfetos, é compatível com a sugestão de que um fluido metalífero com (Sn+Cu) e rico em EGP (e empobrecido em S e As) coletou Fe e Ni da magnetita e depositou Pt+Pd+Au+Ag sob a forma de estanieto. Embora a cronologia entre fluidos ricos em As, S, e Sn não esteja clara, parece que os episódios que marcaram a deposição de fases ricas em cada um desses elementos não foram simultâneos. Como os sulfetos formam

auréolas de alteração na periferia dos grãos dos arsenietos e as ligas não se associam aos EGP, parece lógico sugerir que estas possam ser relacionadas a um fenômeno posterior.

9.3.6 Estano-arsenieto de paládio, cobre, níquel e ferro (Cabrita)

Esse mineral ocorre como grãos de apenas 1µm de tamanho, periféricos à maucherita inclusa em silicato (Prancha 9.3, foto F). As análises químicas desse mineral (Tabela 9.17) revelam a presença de estanho e arsênio em iguais proporções e que, somados, equivalem às proporções atômicas de Cu+Ni+Fe. A fórmula calculada tentativamente seria: $(Pd_{3,85}Cu_{1,39}Ni_{1,16}Fe_{0,56}Zn_{0,01})_7(Sn_{1,57}As_{1,46})_3$. Esta composição teria como fórmula ideal $Pd_4(Cu, Ni, Fe)_3(Sn, As)_3$ o que corresponderia a um composto tipo cabrita (Pd_2SnCu), ou stanopalidinita, $((Pd,Cu)_3Sn_2)$, mas a presença de arsênio invalida essa possibilidade. Se considerarmos que As pode substituir Sn nesse mineral, a fórmula simplificada poderia ser $Pd_2(Cu,Sn)_3$, que se aproximaria da fórmula da cabrita.

Tabela 9.17 Análise do estano-arsenieto de Pd-Cu-Ni-Fe

Elemento	As	Sn	Bi	Anions	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Pd	Pt	Cátion	Total
Peso (%)	12,28	20,85	0,09		3,48	7,64	0,01	9,91	0,06	45,83	0,00		100,14
Atm (puf)	1,46	1,57	0,00	3,03	0,56	1,16	0,00	1,39	0,01	3,85	0,00	6,97	10,00

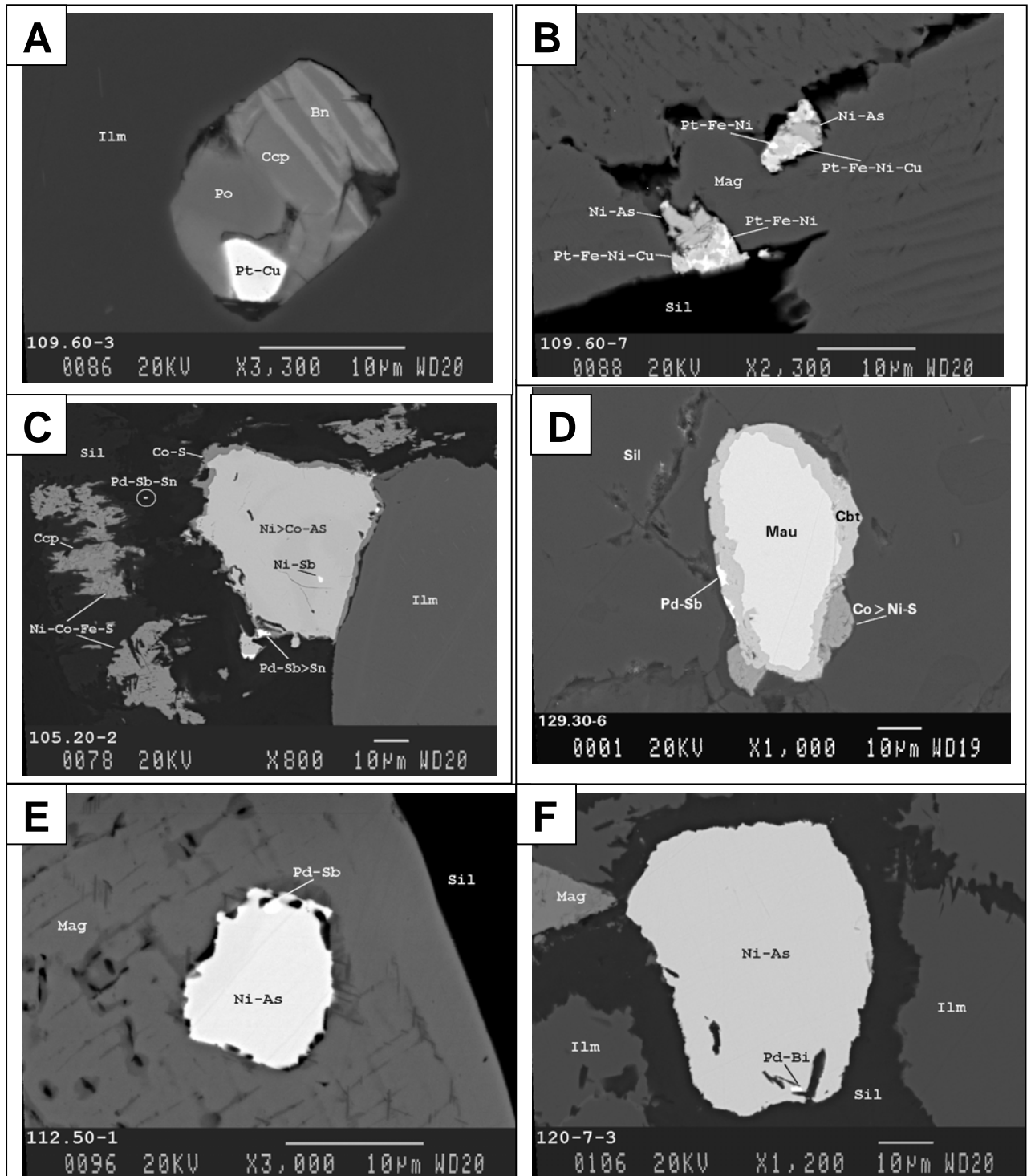
9.3.7 Liga de Pd-Pt-Fe-Cu

Esta liga de platina e paládio ocorre associada a grãos de maucherita medindo 2µm (Prancha 9.4, foto A). As análises (Tabela 9.18) mostram tratar-se de um mineral composto principalmente de Cu (50%) e Pt (36%), com Au e Pd em apreciáveis quantidades (3%) e impurezas de Se e Sn, com a fórmula $[(Pt_{0,7}Pd_{0,13}Au_{0,07}Ni_{0,07})_{0,97}(Cu_{2,94}(Sb_{0,08}As_{0,01}))_{3,01}]$. Este mineral teria uma fórmula ideal do tipo $PtCu_3$ que segundo, Cabri (1989), é uma variedade distorcida de Cu_3Au em ligas deficientes em Pt. Sendo esse o caso, este mineral seria caracterizado como isoferroplatina cuja fórmula ideal é $(Pt,Pd)(Fe,Cu)_3$.

Tabela 9.18 Análise de isoferroplatina distorcida, deficiente em Pt da amostra 129.9, note os teores de Au e Ag

Elemento	As	Sb	Bi	Anions	Fe	Ni	Co	Cu	Ru	Rh	Pd	Ag	Ir	Pt	Au	Cation	Total
Peso (%)	0,30	2,57	0,06		2,23	0,18	0,03	50,65	0,02	0,09	3,71	1,11	0,00	35,98	3,51		100,45
Atm (puf)	0,01	0,08	0,00	0,09	0,14	0,01	0,00	2,89	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,67	0,06	3,91	4,00
Peso (%)	0,21	2,65	0,15		2,20	0,15	0,03	50,01	0,04	0,13	3,71	0,94	0,04	36,62	3,46		100,35
Atm (puf)	0,01	0,08	0,00	0,10	0,15	0,01	0,00	2,94	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,70	0,07	4,00	4,10
Peso (%)	0,33	2,52	0,08		2,24	0,07	0,00	50,20	0,00	0,08	3,75	0,96	0,00	36,48	3,50		100,27
Atm (puf)	0,02	0,07	0,00	0,09	0,14	0,00	0,00	2,85	0,00	0,00	0,13	0,03	0,00	0,68	0,06	3,91	4,00

PRANCHA 9.4- DETALHES TEXTURAIS E MINERALÓGICOS DAS LIGAS DE EGP DO FURO FGA41 DO ALVO A DA FZ GULÇARI



Prancha 9.4 - Principais relações texturais dos minerais do grupo da platina. A - Liga de Pt-Cu, pirrotita e calcopirita com lamelas de bornita incluídas em ilmenita. B - Grãos de maucherita com exsoluções de ligas de Pt-Fe-Ni e Pt-Fe-Ni-Cu, incluídos em fraturas de magnetita preenchidas por silicato (olivina). C - Grão composto de liga de Pd-Sb(Sn) associado à cobaltita e periférica à orcelita. D - Grão de Pd-Sb associado à franja de cobaltita externa à maucherita. E - Grão de orcelita e de paládio-estibneto exsolvidos no bordo do grão em contato com magnetita hospedeira. F - Grão de maucherita com Pd-Bi externo ao grão hospedeiro.

Segundo Cabri (1989), isoferroplatina é um mineral associado a outros MGP, sulfetos de Cu-Ni-Fe, cromita, olivina e magnetita. Sua ocorrência é comum nos minérios do Merensky Reef, no Complexo de Bushveld, J.M. Reef, no Complexo de Stillwater e é geralmente também encontrada nos cromititos de complexos tipo Alaska (Cabri & Feather 1975). A associação com magnetita do **S.R.J.** caracteriza um caso diferente de associação com sulfetos de cobre (exsolvidos de sulfetos mais ricos em Cu). Assim, essa liga poderia ser produto de reações de redução de paragênese sulfetada rica em Cu, primária, associada à nucleação de ilmenita e portanto representando uma fase coletora de Pt+Pd no magma.

9.3.8 Outros Minerais do Grupo da Platina

Durante os trabalhos de identificação de MGP por microscópio eletrônico de varredura (MEV) foram obtidas algumas imagens de espécimes portadores de EGP, que não puderam ser analisados por microsonda eletrônica devido ao tamanho muito pequeno dessas partículas (<1 μ m). Esses minerais são ligas de Pd-Sb e Pt-Fe-Ni e Pd-Bi com caracterização não-definida, devida à falta de dados químicos quantitativos.

Os minerais Pt-Fe-Ni e Pt-Fe-Ni-Cu estão associados à maucherita e claramente hospedados em fraturas de extensão, seladas por silicatos magnesianos (olivina serpentinizada?) O mineral Pt-Fe-Ni-Cu, pode também corresponder à mesma isoferroplatina. A fase Pt-Fe-Ni só deverá ser identificada quando dados de química mineral forem obtidos. (Prancha 9.4, foto B).

O mineral PdSb está associado à franja de cobaltita externa à maucherita (Prancha 9.4, foto D). O mineral PdSb está também associado ao bordo de orcelita, hospedada em um grão de magnetita com exsoluções de ulvoespínélio tipo malha (*cloth*) (Prancha 9.4, foto E). O segundo caso o mineral PdSb pode ser relacionado ao mineral PtCu₃, identificado como isoferroplatina, pois essa dissolve apreciável quantidade de Sb. Inclusões de < 1 μ m de bismuteto de paládio ocorrem exsolvidos externamente à maucherita em silicato (Prancha 9.4, foto F).

Os dados desses minerais mostram evidências distintas quanto à cronologia das suas formações. O mineral PdSb está associado a arsenietos de posicionamento intra-grão de magnetita, sugerindo que os arsenietos tipo orcelita se formaram a temperaturas de cristalização pré-magnetita de cúmulus. A exsolução de Pd-Sb parece estar relacionada à exsolução de ulvoespínélio, o que significa que a temperatura de formação seria de 450-500C^o. As ligas de Pt-Fe-Ni-Cu e Pt-Fe-Ni estão claramente associadas a arsenietos cristalizados em micro-fraturas. A foto F

da Prancha 9.4 permite supor que existiu um fluxo de fluido rico em arsênio no sentido da parte baixa da foto, na direção do silicato. Assim, talvez os arsenietos cristalizaram em *traps* de endentamento de fraturas, contra as superfícies expostas da magnetita, em condições *sin a pós*-magmáticas

9.4 Padrões de EGP normalizados dos MGP e Minerais Associados

A presença de EGP em sulfetos tem sido registrado por vários autores (p.ex., Barnes, 1988 e Barnes *et al.*, 1986, 1993,1997). A relação entre as concentrações de EGPs nos sulfetos de um dado depósito tem sido usada como uma ferramenta aferidora de como esses sulfetos interagiram com o magma parental da intrusão em estudo, na função de coletor de metais. A figura 9.2 mostra os perfis normalizados das principais fases portadoras de EGP. É observado que os minerais especializados em EGP (MGP) tem concentrações de um milhão de vezes maiores em relação aos condritos. É observado também que os arsenietos exibem teores cerca de mil vezes superiores aos condritos (mil vezes inferiores aos MGP). Como parte dos arsenietos são interpretados como produto de deposição a partir de fluidos *sin a pós*- magmáticos, sugere-se que o fluido mineralizador, rico em As, conseguiu concentrar EGP em cerca de 1.000 vezes em relação aos condritos. Por outro lado, os teores de EGP nos sulfetos são representativos de coleta primária no líquido magmático.

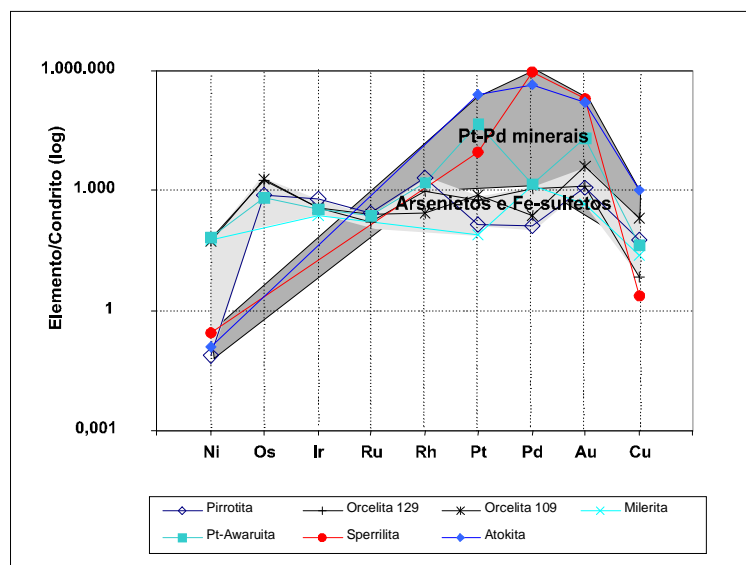


Figura 9.2 Perfis de EGP normalizados em relação à concentração desses elementos nos meteoritos condriticos para as principais fases portadoras de EGP no minério magnético de Fe-Ti-V do Alvo A da Fazenda Gulçari.

O enriquecimento em EGP dos sulfetos, quando comparados aos teores de Pd das rochas vulcânicas e varitexturadas (Pd = ≈ 10 ppb), equivale a uma razão

entre composição de sulfeto e líquido inicial da ordem de 10^7 . Esta relação corresponde ao que Barnes *et al.* (1997) convencionou denominar de fator de enriquecimento dos sulfetos em relação ao magma no qual estes estavam em equilíbrio. A ordem de grandeza desse fator de enriquecimento, quando expressa sob o conceito de Fator R (massa de magma dividida pela massa de sulfetos em equilíbrio no magma) (Campbell & Naldrett, 1979), corresponde a valores da ordem de 10 milhões. Estes valores de fator R correspondem a condições de formação dos principais depósitos de EGP conhecidos no mundo. A discussão sobre o papel do fator R na formação das concentrações de EGP no **S.R.J.** será discutidas em maior detalhe no Capítulo 10.

9.5 Geoquímica dos EGP em rocha total

Os resultados analíticos de Pt, Pd e Au de 87 amostras analisadas por INAA com pré-concentração por fire assay através de sulfeto de chumbo estão listados nos Anexos 7, 8 e 9. A estatística paramétrica desses resultados está na Tabela

Tabela 9.19 - Estatística descritiva das análises de Pt-Pd-Au obtidas por INNA com pré-concentração por chumbo, e correlação entre elementos nos diferentes Alvos estudados.

Elemento (ppb)	Pt	Pd	Au	Pt+Pd+Au	Parâmetro	Coeficientes de Correlação (R2)			
	ppb	ppb	ppb			Pt	Pd	Au	
Fz.Gulçari Alvo A	5	4	3	27	Mínimo				
	199	181	67	433	Média	Pd	0,96	1	
	539	475	606	1088	Máximo	Au	0,11	0,29	1
	174	139	131	364	Dv. Padrão	Pt+Pd+Au	0,83	0,97	0,29
Fz.Gulçari Alvo B	9	7	10	31	Mínimo	Pt	1		
	172	84	128	384	Média	Pd	0,96	1	
	611	281	882	1297	Máximo	Au	0,21	0,23	1
	171	75	188	341	Dv. Padrão	Pt+Pd+Au	0,83	0,82	0,56
Fz. Novo Amparo	21	22	10	91	Mínimo	Pt	1		
	233	125	91	448	Média	Pd	0,96	1	
	777	432	205	1267	Máximo	Au	0,11	0,18	1
	216	117	59	342	Dv. Padrão	Pt+Pd+Au	0,95	0,98	0,29

9.5.1 Relação entre Pt-Pd-Au e Cu-Ni-Zn

Os dados estatísticos mostram que os valores das concentrações naturais de platina são maiores nos Alvos B e Novo Amparo que no Alvo A. O paládio é mais abundante no Alvo A que nos Alvos B e Novo Amparo. Brito (1994), registrou valores no Alvo A da ordem de 3 e 2 ppm de Pt, respectivamente. A correlação entre os platinóides e ouro mostra a forte co-variação de Pt e Pd em todos os alvos, denotando associação genética e espacial desses elementos, enquanto que o ouro não exhibe correlação com Pt e Pd.

As inter-relações entre Pt, Pd e Au discriminadas por suas áreas de origem podem ser observados no diagrama triangular da figura 9.3 onde confirma-se a predominância de Pd sobre Pt no Alvo A que ocupa a área mediana da base do triângulo Pd-Au-Pt. Nesse diagrama os Alvos B e Novo Amparo ocupam duas áreas composicionais estreitas com base próxima ao segmento Pd-Pd. Estas duas áreas localizam-se no setor de $Pd/Pt < 1$ e se estendem subparalelamente ao lado Au-Pt, no sentido do vértice do ouro.

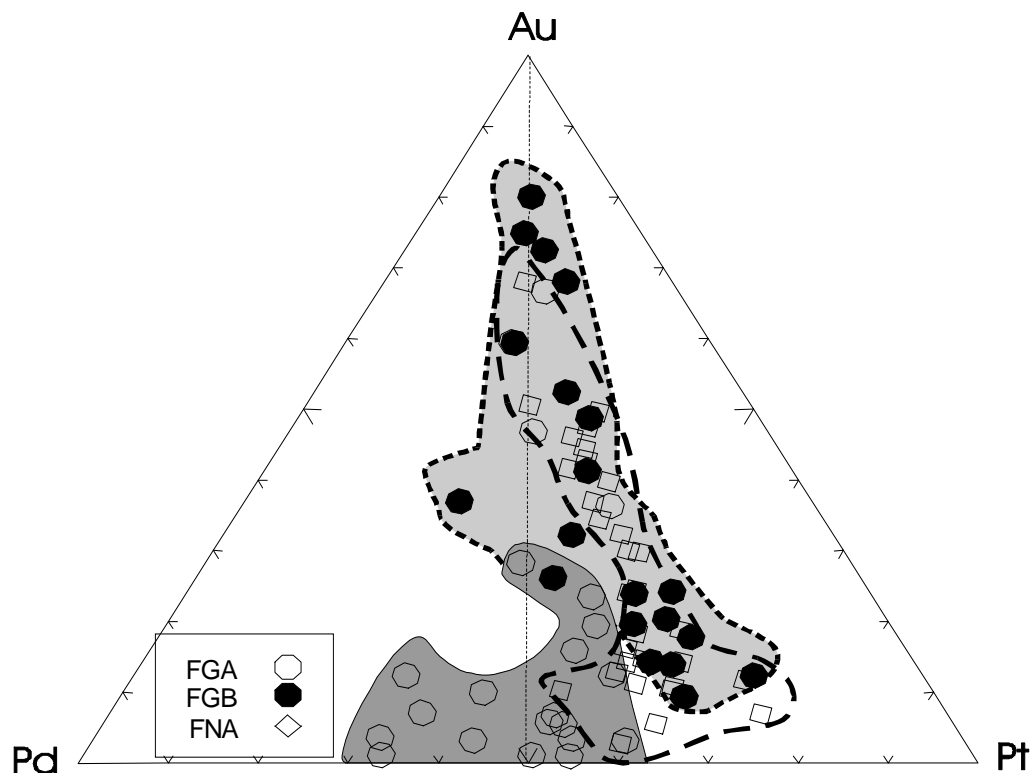


Figura 9.3 - Diagrama triangular mostrando as relações entre Pt-Pd-Au analisados por INAA (PbS). Notar que o Alvo A ocupa a base do triângulo, com espalhamento para o campo rico em Pd. Os Alvos B e Novo Amparo evoluem do campo rico em Pt ($Pt/Pd > 1$) e pobre em Au, no sentido do vértice rico em Au, com $Pt/Pd \approx 1$.

Assim conclui-se que Pd e Pt desempenham um papel dominante na evolução da mineralização de EGP no Alvo A, com o ouro em papel secundário. Em contrapartida, nos Alvos B e Novo Amparo, Pt e Au desempenham papel fundamental, caracterizando uma provável gradação de amostras com altos valores de Pt e $Pd/Pt < 1$ a amostras com alto Au e $Pd/Pt \approx 1$.

A correlação dos dados de EGP com aqueles de Cu-Ni-Zn mostra uma clara distinção entre os alvos estudados. Na figura 9.4 pode ser observado que as razões $Pt/Pd < 1$ no Alvo A, correspondem a razões $Cu/(Cu+Ni) < 1$ e $Zn/(Zn+Ni) < 1$, que indicam a relação dependente da química do magnetitito daquele alvo, definida pelo diagrama triangular Ni-Cu-Zn da figura 8.11. Deduz-se assim pouca influência do cobre na distribuição de EGP no Alvo A e forte dependência da razão Zn/Ni em rocha total que, por sua vez, reflete as concentrações Ni na magnetita e de Zn no membro final rico neste elemento na ilmenita solução sólida (ecandrewsita ($ZnTiO_3$)). Explica-se então a relação entre EGP e Fe, Ti e V como sendo reflexo de provável precipitação de EGP dependente da acumulação de magnetita e ilmenita.

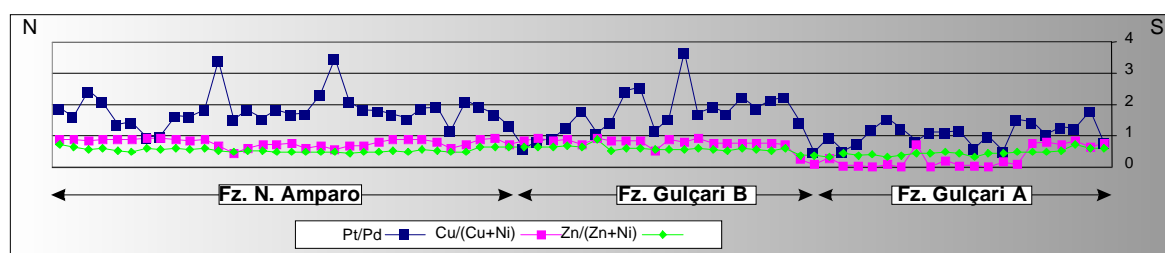


Figura 9.4 Representação gráfica das razões Pt/Pd , $Cu/(Cu+Ni)$ e $Zn/(Zn+Ni)$ para os magnetititos do S.R.J.. Notar que $Pt/Pd \geq 1$ enquanto $Cu/(Cu+Ni)$ e $Zn/(Zn+Ni)$ é menor que 1 no alvo A, contrastando com valores maiores dessas razões nos demais alvos.

A mesma figura 9-4 mostra também as razões $Pt/Pd \geq 2$ e $Zn/Ni \geq 1$ para os magnetititos dos Alvos B e Novo Amparo, indicando que a evolução dos EGP naqueles alvos foi controlada pela razão Pt/Au . Isto deve ter ocorrido em ambiente mais rico em Pt, Au e Cu que no Alvo A. Portanto, como conclusão parcial do estudo da relação entre Pt-Pd-Au e Cu-Ni-Zn pode se afirmar que Pd e subordinadamente Pt foram controlados pela magnetita no Alvo A, enquanto que nos outros dois alvos Pt e Pd evoluem a uma razão quase constante e próximo a 1, enquanto o ouro se enriquece, sugerindo que sulfetos provavelmente inclusos na magnetita devem ter fracionado Au enquanto coletaram Pt e Pd a uma razão quase constante.

9.5.2 Distribuição Vertical dos EGP

O estudo estatístico e através de diagramas binários e triangulares de dados geoquímicos muitas vezes é limitado por carecer da dimensão geológica das situações estudadas. O estudo dessas variações geoquímicas de acordo com litotipos, estratigrafia e situações estruturais e texturais completa o quadro geral da definição dos controles geológicos dos dados químicos de EGP. Uma das maneiras de representar esses dados geologicamente é através da associação dos resultados analíticos com as respectivas alturas estratigráficas. A figura 9.5 exhibe perfis de

distribuição de EGP nos furos de sonda amostrados para os diferentes alvos estudados que serão descritos a seguir.

9.5.2.1 Perfis de EGP do Alvo A

A figura 9.5A mostra a variação dos EGP segundo os litotipos interceptados a diferentes profundidades pelo furo FGA41. A associação de EGP e Au com os litotipos estudados mostra que os piroxenitos com magnetita disseminada e o minério fitado da base da camada de magnetitito maciço exibem predominância de Pd sobre Pt. No intervalo correspondente ao magnetitito fitado da base da camada maciça observa-se uma escalada ascendente de Pd e Pt de 50 ppb para 380ppb, caracterizando um pico próximo à base do minério maciço, onde Pt começa a predominar sobre Pd. Este pico de $Pt > Pd$ é seguido de uma diminuição dos teores de Pt e Pd para cerca de 200ppb, com a ocorrência, neste ponto, de uma forte anomalia de ouro (600ppb). Esta é seguida pela maior anomalia de EGP detectada nesse furo, que combina teores de 540 e 475 ppb de Pt e Pd, respectivamente. Esse pico anômalo está localizado um pouco acima da base do magnetitito maciço e é seguido de uma tendência descendente de Au-Pt-Pd que atingem seus teores mínimos próximo ao topo do magnetitito maciço. Em seguida observa-se um intervalo com valores altos de até 400ppb de Pt e Pd, correspondendo ao magnetitito fitado. Por fim, observa-se uma forte anomalia conjugada de Au (180ppb), Pd (380ppm) e Pt (500ppb) associada ao contato entre cumulatos ultra máficos e máficos, ou seja, minério fitado e gabros.

Tendo em vista que As, Te e Bi são importantes carregadores de metais preciosos, esses elementos foram analisados para algumas amostras selecionadas do mesmo perfil do furo FGA41. Estes dados estão representados na figura 9.5B, onde se observa que os valores altos de Pd dos piroxenitos inferiores com magnetita disseminada estão associados a valores entre 0,3 e 0,5% de As, com um pequeno aumento de Bi, indicando que o Au está associado a fases ricas nesses elementos. A anomalia de Pt e Pd próxima à base do magnetitito maciço está associada a um valor alto de As, indicando arsenietos, enquanto a anomalia de Pt-Pd do contato superior dos cumulatos máficos está associada a valores altos de Te e Bi. O exame da relação entre a razão Cu/Pd e a concentração de EGP pode ser observada figura 9.5C, onde se constata que os valores baixos de Pt-Pd coincidem com altos de Cu/Pd, enquanto que a anomalia de 609 ppm de Au corresponde a um valor discretamente anômalo de Cu/Pd, persistindo a sugestão de Au associado a sulfetos na base do magnetitito maciço.

Os dados de Pt-Pd-Au do Alvo A da Fz. Gulçari indicam distribuição concordante desses elementos com alguns indicadores de fracionamento do magma progenitor dos cumulos ultramáficos em duas situações. A primeira seria a anomalia de Pt-Pd próximo ao topo do minério fitado e abaixo da base do magnetitito. A segunda seria a anomalia da base da camada de minério maciço que gradualmente decresce em valor até o topo. Essas duas situações acompanham a tendência crescente dos teores de V na magnetita, Ni e Zn em rocha total para a primeira e o oposto para segunda, indicando que Pt e Pd foram concentrados em episódios que resultaram no fim de formação da piroxenito com magnetita disseminada e deposição copiosa de magnetita de cumulus. Os *trends* crescentes e decrescentes das concentrações de Pt-Pd simetricamente à passagem de magnetita disseminada a maciça sugere uma provável mistura de magmas pobres e ricos em EGP. Esses EGP teriam se precipitado numa seqüência de abundância decrescente acompanhando a deposição de magnetita de cúmulus. As anomalias de Au na base do magnetitito maciço e aquela de Pt-Pd que ocorre no contato entre cumulos ultramáfico/máfico pode estar associada à remobilização devido à associação com elementos carregadores de EGP típicos de fluidos hidrotermais como Se, Bi e S

9.5.2.2 Perfis de EGP do Alvo B

Os dados referentes à distribuição de Pt-Pd-Au no furo FGB06 estão exibidos na figura 9.5D. O perfil mostra grupos de três picos anômalos de Pt com forte predominância sobre Pd. A anomalia mais importante localiza-se no provável topo da seqüência rica em magnetita a 15 metros de profundidade e exibe teores de 600ppb Pt, 240ppb Pd e um discreto aumento de Au (150ppb). Esse pico é aparentemente o ponto de inflexão de um trend ascendente de valores iniciados à profundidade de 27 metros. A segunda anomalia está associada uma discontinuidade na camada de magnetitita e é caracterizada pela presença de biotita. Logo abaixo desta detecta-se outro ponto anômalo, com 200ppb de Pt, aparentemente no topo de outro nível de magnetitito. Essa pequena anomalia é também o ponto de inflexão de outro trend ascendente de teores de Pt, que se inicia a 28 e termina a 25 metros de profundidade daquele furo de sonda.

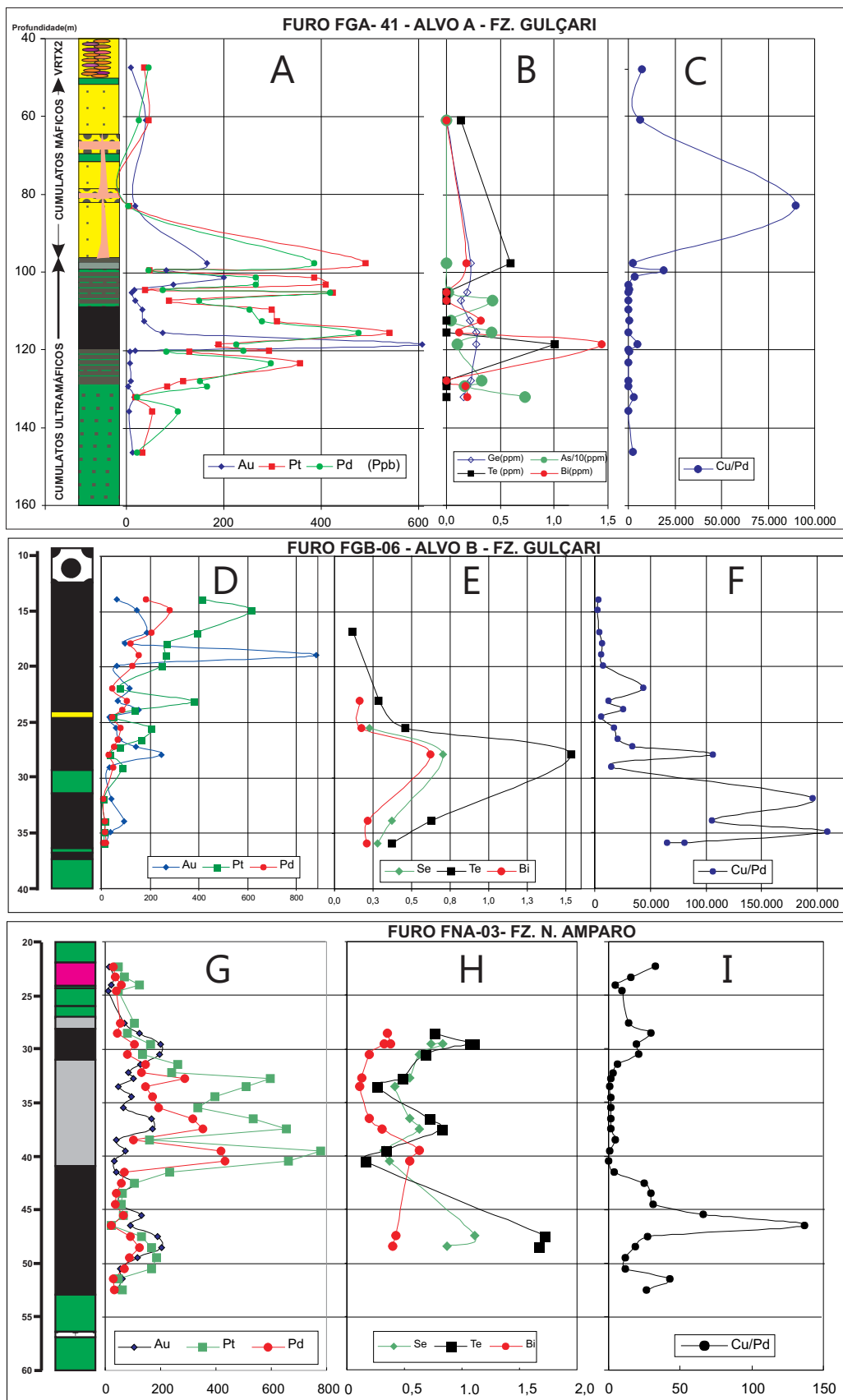


Figura 9.5 Perfis de variações das concentrações dos EGP, Ge, Se, Te, Bi, As e das razões Cu/Pd nos magnetitos do Alvo A, (A,B e C); Alvo B da Fz Gulçari (D, E e F) e Novo Amparo (G,H e I).

O Au neste alvo exibe dois picos de concentrações altas com duas associações distintas. O pico menor, de 200ppb, está associado a anomalias de Bi-Se-Te e Cu/Pd (figura 9.5 E e F), e pode ser resultado de associação de Au com sulfetos, bismutinetos, selenetos e teluretos. A segunda anomalia, de 900ppb de Au, se correlaciona com um pequeno pico de Pt-Pd, sem contudo associar-se com S, Se-Bi-Te. De uma maneira geral, observa-se que os valores altos de Pt-Pd associam-se a baixos valores da razão Cu/Pd, demonstrando a relação inversa entre sulfetos de Cu e EGP neste alvo.

9.5.2.3 Perfis de EGP do Alvo Novo Amparo

Os dados referentes à distribuição de Pt-Pd-Au no furo FNA03 estão exibidos na figura 9.5G. O perfil mostra grupos de três picos anômalos de Pt com forte predominância sobre Pd e Au. A anomalia mais importante localiza-se na provável base da seqüência rica em magnetita à 40 metros de profundidade e exibe teores de 700ppb Pt, 350ppb Pd e um discreto aumento de Au (50ppb). Esse pico é aparentemente o ponto de inflexão de um *trend* descendente. A segunda anomalia está associada ao centro da camada de magnetita e é caracterizada pela presença de biotita. Estratigraficamente acima deste pico detecta-se outro ponto anômalo, com 700ppb de Pt, aparentemente no topo de outro nível de magnetita. Essa pequena anomalia é também o ponto de inflexão de outro *trend* descendente de teores de Pt, que se inicia a 40 metros e termina a 22 metros.

O comportamento do Au neste alvo é bastante discreto sem anomalias relevantes. Observa-se dois picos associados aos de Pt e Pd. O pico menor exibe apenas uma pequena anomalia de 40ppb de Au e está associada aos teores mais altos de Pt+Pd. Anomalias de Bi-Se-Te (figura 9.5 H e I) estão associadas aos teores altos de Pt+Pd e pode ser resultado de associação com sulfetos, bismutinetos, selenetos e teluretos. A anomalia mais importante exibe 200ppb de Au e se correlaciona com um pequeno pico de Pt-Pd e altos valores de S, Se-Bi-Te. De uma maneira geral, observa-se que os valores altos de Pt-Pd associam-se a baixos valores da razão Cu/Pd, demonstrando a relação inversa entre sulfetos de Cu e EGP neste alvo.

9.6 Fracionamento dos EGP no S.R.J.

9.6.1 Introdução

Segundo Yushko-Zakharova *et al.* (1967), o fenômeno da separação dos platinóides é explicado em função dos valores de energia livre de formação dos óxidos dos metais do grupo da platina ($\Delta Fe^{\circ}296$ em kilocalorias/ moles) que são os

seguintes: 62,0 para OsO₂; 52,6 para RuO; 44,0 para IrO₂; 32,0 para PtO₂; 21,0 para PdO. Comparando-se esses valores com aquele estabelecido para o FeO (63,2), verifica-se que os óxidos de Os e Ru são os que possuem a mais estreita ligação com o ferro, enquanto que o paládio tem valores mais distante. Por outro lado, os autores enfatizam ainda que o fato de que a temperatura de cristalização da Pt, Os e Ir situa-se bem acima da temperatura na qual separam-se, no magma, silicatos e sulfetos. A temperatura de cristalização do paládio está abaixo desta última e esse fenômeno também pode contribuir para a separação dos platinóides na natureza. Outro fator importante no fracionamento dos EGPs é o fato da platina ocorrer geralmente concentrada em ambientes ricos em ferro (dunitos, faialitos, peridotitos e cromita), em contraste com o paládio, na maioria das vezes concentrado em ambientes ricos em enxofre. A partir de estudos sobre a energia livre de formação de seus sulfetos, bem como de suas propriedades de ligação, pode-se constatar que a platina, o ródio e o rutênio tem tendências calcófilas mais fracas do que o paládio.

Barnes *et al.* (1985) realizaram estudos comparativos entre os padrões normalizados dos EGPs para vários grupos de rochas máficas e ultramáficas, utilizando também como discriminante entre os padrões a razão Pd/Ir como índice de fracionamento. Os autores demonstram que os materiais derivados do manto, tais como xenólitos de granada-lherzolito, espinélio-lherzolito e peridotitos alpinos exibem padrões não fracionados. Komatiitos peridotíticos têm padrões fracamente fracionados (Pd/Ir = 10) e komatiitos piroxeníticos são mais fracionados que estes últimos (Pd/Ir = 100). Segundo esses mesmos autores, as intrusões diferenciadas acamadadas e ofiolitos exibem uma ampla gama de variações no fracionamento, desde cromititos depletados em Pd dos ofiolitos (Pd/Ir = 0,1) a enriquecimentos extremos como no caso do J.M Reef do Complexo de Stillwater (Pd/Ir = 865)

Barnes *et al.* (op. cit.) analisam os mecanismos possíveis para explicar esse fracionamento, tais como alteração, fusão parcial e cristalização fracionada. Naldrett (1993) mostra uma síntese de padrões de EGPs normalizados em relação aos condritos, referidos aos padrões de Barnes *et al.* (1985).

Uma outra maneira de promover o fracionamento dos EGPs seria através da ação hidrotermal sobre concentrações primárias de EGPs. Este processo pode levar a um enriquecimento relativo dos elementos mais solúveis como Pt e Pd, provocando altas razões Pd/Ir. Isto é observado particularmente em alguns cromititos associados a ofiolitos (Economou-Eliopoulos, 1996).

O fracionamento dos EGPs pode ser explicado pelo processo de fusão parcial do manto. Neste processo os EGP mais refratários (EGPI) ficariam

inicialmente retidos no resíduo rico em Os, Ir e Ru, deixando o fundido enriquecido em EGPP.

O terceiro e mais eficiente efeito de fracionamento dos EGPs seria causado pela cristalização fracionada dos espinélios. Neste fenômeno os espinélios coletariam os EGPI, promovendo uma evolução positiva das razões Pd/Ir. Dessa maneira rochas mais primitivas seriam pouco fracionadas, enquanto que líquidos mais evoluídos teriam um enriquecimento maior em EGPP e conseqüentemente altas razões Pd/Ir.

9.6.2 Resultados obtidos

A tabela 9.20 mostra resultados analíticos de todos os EGP e Au obtidos por análise feitas por INAA com pré-concentração por *fire assay* com sulfeto de níquel para os diferentes alvos do **S.R.J.** Como pode ser observado, os resultados de Os e Ru são baixos, próximos ao limite de detecção. Os baixos teores de Os e Ru podem ser atribuídos ao alto grau de fracionamento dos cumulos ricos em ferro, indicando que esses elementos, de maior afinidade com espinélios ricos em cromo e sulfetos, estariam presentes em fracionados mais primitivos não expostos no atual nível de erosão do **S.R.J.**

A análise estatística descritiva desses resultados pode ser examinada na tabela 9.21 onde ressalta-se uma forte correlação de Pt com Ir. Isto sugere que a presença desses elementos como inclusões em fases ricas em, tais como, olivina (Barnes 1985). Observa-se também a correlação de Rh com Pt e Pd nos diferentes alvos, denotando provável associação as ligas de Pt-Pd (Rh). A relação entre Au e Pd foi identificada como muito pobre no FGA e FNA, porém mostrou-se razoável no FGB ($R^2=69$), o que pode indicar a remobilização conjunta de Au associado a Pd.

A tabela 9.20 mostra resultados analíticos de todos os EGP e Au obtidos por análise feitas por INAA com pré-concentração por *fire assay* com sulfeto de níquel.

Tabela 9.20 - Resultados analíticos de todos os EGP e Au, em ppb, obtidos por análises feitas por INA, com pré-concentração por fire assay com sulfeto de níquel.

Elemento (ppb)	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
Amostra							
*Condritos (C1)	514	540	690	200	1020	545	152
FNA7		0.2855		4,060	129,800	76,682	105.7
FNA8		0,241		3,651	100,000	76,659	123,400
FNA11	<1.125	1,163		2,874	317,600	61,420	63,600
FNA12	0,976	0,728		12,681	264,000	136,867	28,210
FNA15		0.6254		9,102	293.6	251,942	101,000
FNA16	<1.25	1,036		9,426	374,100	247,742	96,720
FNA18	1,158	1,729		14,009	399,100	326,510	45,890
FNA19		1,334	<11.67	19,209	392,600	344,332	22,710
FNA26		0,027	2,793	2,951	2,938	55,159	0,025
FNA27	*1.061	0,194	4,995	3,671	95,390	95,041	85,690
FGB1		0,830		10,183	181.6	132,870	34.93
FGB2	*1.067	1,408		19,512	293,100	235,491	67,940
FGB3		0,669		9,980	207,500	114,839	73,520
FGB5		0,329		5,488	132,900	114,839	36,830
FGB6		0.4362	<0.6174	5,907	155,000	101,767	42.42
FGB8	0,648	0,523	5,598	4,885	161,800	77,596	27,950
FGB9		.5131	0.3911	-	152.9	-	23,468
FGB11		0,262		2,874	111,900	61,420	40,770
FGB14				0,809	86,360	23,710	163,700
FGB17		0,054		0,930	15,400	15,651	39,270
FGB19	0,087	0,415	3,114	0,589	9,147	8,925	5.24
FGA60		0,212		0,721	63,760	-	34,330
FGA97		0,580		5,082	333,800	307,094	117,400
FGA105		0,663	2,776	4,780	190,600	294,513	4,789
FGA107		0,249	2,196	1,416	49,110	139,625	7,135
FGA112		1,412	8,984	2,824	606,900	229,638	47,460
FGA115		0,411	4,013	3,836	270,600	379,563	28,810
FGA118		0,181	<6.887	1,506	193,700	379,563	344,600
FGA127?		0,129		0,974	46,050	133,598	3,659
FGA129	<.07129	0,084	1,478	1,286	32,970	119,350	0,737
FGA132		0,040	<2.138	0,447	11,540	23,510	0,117
FGA132		0,040	<2.138	0,447	11,540	23,510	0,117

* Concentrações de EGP nos condritos (C1) segundo Naldrett & Duke (1980) and B.Mason Ed. "Elemental Abundances in Meteorites, Gordon & Beach (1971)

Tabela 9.21 - Estatística paramétrica das análises de EGP por INAA (NiS)

	Os	Os					
N.Amparo	Ir	-0,46	Ir				
	Ru	-0,26	0,59	Ru			
	Rh	-0,48	0,71	0,45	Rh		
	Pt	-0,35	0,94	0,69	0,75	Pt	
	Pd	-0,30	0,76	0,43	0,89	0,81	Pd
	Au	0,39	-0,24	0,31	-0,40	-0,08	-0,16
Alvo B	Ir	0,14	1				
	Ru	1,00	0,11	1			
	Rh	0,40	0,95	0,38	1,00		
	Pt	0,37	0,85	0,36	0,93	1,00	
	Pd	0,46	0,88	0,44	0,97	0,95	1,00
	Au	0,69	0,50	0,68	0,72	0,74	0,69
Alvo A	Ir	-0,27	1,00				
	Ru	-0,35	-0,40	1,00			
	Rh	-0,20	0,57	-0,33	1,00		
	Pt	-0,28	0,93	-0,25	0,60	1,00	
	Pd	-0,21	0,37	-0,24	0,72	0,56	1,00
	Au	-0,19	-0,03	0,42	0,05	0,22	0,56

9.6.3 Estudo das razões entre EGPP e EGPI

As razões $(Pt+Pd+Rh)/Ir$ calculadas para os diferentes alvos do **S.R.J.** estão expostas na tabela (tabela 9.22). Os valores das razões $(Pt+Pd+Rh)/Ir$, (Alvo A = 930) (Alvo B = 880) e (Novo Amparo = 328), mostram que o menor valor foi registrado no Alvo FNA, que por essa classificação seria o menos fracionado. Esses valores são fortemente influenciados pela razão Pt/Pd mais baixa do Alvo A. Entretanto, o Alvo A seria o mais fracionado sob ponto de vista do fracionamento intra-EGPP, pois apresenta razão Pt/Pd 0,78 e os Alvos B e Novo Amparo seriam sucessivamente menos evoluídos.

A razão Pd/Ir é também importante na descrição do fracionamento de EGP em sistemas magmáticos pois Pd é o elemento extremo da tríade do Pd e Ir é o elemento central do EGPI. As razões Pd/Ir do **S.R.J.** estão situadas entre 197 e 862. No Alvo FGA apenas uma amostra tem Pd/Ir < 480. A variação dessas razões indica ser o Alvo A o local onde as composições dos EGP são mais fracionadas, isto é enriquecidas em Pd, o que sugere que o magma participante da transição ZI/ZS seria o mais evoluído. A explicação plausível o paradoxo dos diferentes graus de fracionamento dados pelos diferentes índices pode ser dado pelo estudo do comportamento do As e Cu-Zn-Ni que apontam para remobilização de paládio.

As razões Pd/Ir do **S.R.J.** são portanto acima de 180, com média aproximada de 400, o que é compatível com as razões dos complexos máfico-ultramáficos acamadados apontada por Barnes *et al.* (1985). A maneira encontrada de se contornar o efeito da possível mobilidade do Pd e de suas conseqüentes reconcentrações é através do cálculo da razão Rh/Ir. O estudo desta razão aponta o Alvo A como o menos fracionado (Rh/Ir)=9,17, seguido do Alvo B, (Rh/Ir)=13,60 e Novo Amparo como o mais fracionado (Rh/Ir)=13,60.

Tabela 9.22 Índices de fracionamento magmático baseados em razões entre EGP

RAZÃO	(Pt+Pd+Rh)/Ir			Pd/Ir			Pt/Pd			Rh/Ir*		
	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.	Min.	Med.	Max.
ALVO												
FGA	905-	930	949	450	862-	2100	0,28	0,78	1,8	5,69	9,17	15,31
FGB	821	888	1036	160	197	360	0,98	1,45	1,8	9,34	13,60	17,22
FNA	328	813	2261	180	445	480	1,00	1,62	5,7	8,10	13,98	18,92
VRTX1											2,85	
C1		3,27			1,01			1,87			0,37	

Os dados das razões entre EGPs mostram assim resultados que levam a interpretações conflitantes, mas que, não obstante, apontam para a conclusão parcial de que as razões envolvendo paládio refletem processos sin a pós-magmáticos que alteraram as razões iniciais, enquanto a razão Rh/Ir reflete o balanço primário de EGPP/EGPI. Este balanço primário de EGP pode ser tentativamente obtido a partir do Rh/Ir da amostra RB-090, que corresponde a um gabro de grã fina, classificado como rocha varitexturada tipo 1. A razão Rh/Ir, pontual, obtida dessa amostra é de 2,85, ou seja, quando comparada com a razão condrítica (Rh/Ir=0,37), obtém-se um fator de enriquecimento de Rh em relação a Ir de cerca de 7,7. Essas especulações sugerem que o magma progenitor, ou um dos magmas envolvidos na mistura que provavelmente resultou na mineralização de EGP do **S.R.J.** apresentava um enriquecimento de EGPP/EGPI de cerca de 8 vezes em relação a uma fonte mantélica condrítica. Com respeito às razões de EGP dependentes do paládio, os fatores de enriquecimento atingem cerca de 300 vezes para a razão Pt+Pd+Rh/Ir e entre 200 e 800 vezes para a razão Pd/Ir. O enriquecimento de Pd em relação a Pt pode ser obtido através da comparação entre a razão condrítica [(Pt/Pd)=1,87], o que indica empobrecimento de Pt (enriquecimento em Pd) de 2,4 vezes a razão condrítica para o Alvo A, 1,34 para o Alvo B e 1,15 para o Novo Amparo. O estudo das razões de EGP comparadas com as razões condríticas portanto sugere três fenômenos responsáveis pelo quadro observado:

- 1- A concentração de Rh em relação a Ir refletiria a composição inicial do magma que se teria enriquecido 8 vezes em relação a um reservatório condrítico.
- 2- O fracionamento de Rh em relação a Ir na mineralização comparada com esse “magma inicial enriquecido em relação a um condrito” seria de cerca de 3,2 vezes para o Alvo A, 4,7 para o Alvo B e 4,9 vezes para Novo Amparo.
- 3- Os dados das razões envolvendo paládio evidenciam enriquecimento de Pd em relação a Pt e Ir por processos de fracionamento, combinados possivelmente a concentração via processos hidrotermais.

9.6.4 Perfis de EGP Normalizados

Segundo Naldrett (1979) as concentrações dos elementos do Grupo da Platina de uma dada amostra, quando normalizados em relação às concentrações desses elementos nos meteoritos condríticos, se mostram fracionados na ordem descendente de seus pontos de fusão (Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, e Au). As curvas padrões de EGP normalizadas em relação a concentração de platinóides nos meteoritos condríticos foram originalmente propostas por Naldrett (1981). Estes padrões servem para descrever o fracionamento dos EGPs e discriminar vários tipos de depósitos de EGPs segundo seus padrões característicos. Os valores devem ser recalculados para 100% de sulfetos baseados na estimativa da proporção de sulfeto+óxidos e minerais de ganga em horizontes sulfetados. No entanto os perfis normalizados sem este re-cálculo podem ainda assim ser comparáveis entre si pois as declividades das curvas permanecem idênticas em ambos os casos.

Barnes (1988) sugeriu uma normalização em relação ao manto primitivo e não em relação aos condritos, alegando que, se a maioria das rochas terrestres são manto-derivadas, seria mais realista normalizá-las em relação ao manto. Barnes (op.cit) sugeriu um fator de 0,00815 multiplicado pelos valores condríticos como equivalente a uma normalização em relação ao manto primitivo. A autora também aconselha a utilização de Ni e Cu nestes diagramas, níquel adicionado ao extremo de alta temperatura, à esquerda do ósmio e o cobre adicionado ao extremo de temperatura mais baixa, à direita do ouro. Isto se deve ao fato de que o níquel está associado às fases de temperatura mais altas que o cobre.

A comparação, na prática, mostra uma diferença apenas sutil entre as normalizações condríticas e mantélicas pois o fator de 0.00815 não influencia diretamente nas declividades das curvas de fracionamento que permanecem comparáveis entre si. Devido à natureza do fracionamento dos EGPP e EGPI descrito na seção anterior, essas razões normalizadas e expressas em logaritmo permitem a comparação direta com o reservatório condrítico. A figura 9.6 mostra os

perfis de EGP+Au, Cu e Ni normalizados em relação à concentração de EGP condrítica para os diferentes alvos do **S.R.J.** Esses diferentes alvos serão agora estudados separadamente com respeito a essas representações.

9.6.4.1 Perfis normalizados do Alvo A da Fazenda Gulçari

Nos perfis obtidos para esse alvo observa-se uma forte inclinação do segmento que liga os EGPI, mostrando o fracionamento intragrupo, (figura 9.6A). O extremo representado pelo níquel mostra-se com declividade negativa até o Ir, sugerindo uma provável retenção de Os e Ni na fonte mantélica. O segmento Ir-Pd mostra-se com forte inclinação, quase constante devido às razões EGPP/Ir serem muito próximas para os espécimes analisados desse alvo. O segmento Pt-Pd mostra anomalia de Pd ressaltada por um baixo (negativo) de Au e apenas duas anomalias de Pt em relação a Pd. O extremo referente ao cobre apresenta-se como continuidade da tendência mostrada pelos EGP antes do pico do Pd.

No conjunto as curvas mostram-se sub-paralelas, dispostas umas sobre as outras na ordem estratigráfica. Pt e Pd se aproximam das concentrações condríticas nas amostras 118 e 107 que representam a base e o topo da camada de magnetitito maciço. A anomalia negativa de ouro também diminui em intensidade no sentido do topo do magnetitito maciço. Apenas duas amostras não exibem anomalia negativa de Au. São justamente aquelas referentes ao topo e à base do magnetitito que exibem Au próximo de concentração condrítica.

O padrão paralelo das curvas deve estar relacionado às razões inter-elementos, que por sua vez são produto do fracionamento magmático. As anomalias negativas de Au podem ser explicadas por remoção de Au via fluidos hidrotermais. Como não se observam anomalias positivas de Au, sugere-se que este elemento foi retirado por fluidos que passaram da base para o topo desses magnetititos e levados para outras porções da intrusão, estratigraficamente superiores ou para fora do **S.R.J.**

9.6.4.2 Perfis normalizados do Alvo B da Fazenda Gulçari

Os perfis normalizados de EGP do Alvo B da Fz. Gulçari são bastante similares ao do Alvo A, (figura 9.6B). A diferença entre os mesmos reside na inclinação das linhas do Alvo B no segmento Rh-Pd que são mais atenuadas, mostrando que o fracionamento EGPP/Ir foi menos intenso que no Alvo A, onde $(Pt+Pd+Rh)/Ir$ é maior (FGA=930 e FGB=888). O padrão geral do FGB mostra a ausência da anomalia negativa de Au, observada no Alvo A, mas em contrapartida

mostra o extremo do diagrama referente ao Cu com forte inclinação. Esta observação sugere fracionamento do Au junto com os EGP. Neste caso não se observa retirada de Au do sistema, possivelmente fixado pela forte presença do cobre.

9.6.4.3 Perfis normalizados do Alvo da Fazenda Novo Amparo

Neste alvo os perfis, (figura 9.6C), diferem muito pouco dos perfis do Alvo B. A diferença principal refere-se aos valores mais elevados de Os que nos demais alvos. A ausência de determinações precisas para valores muito baixos de Ru propicia apenas a interpolação dada pelos perfis de duas amostras que limitam as porções superiores e inferiores da área definida pela seção Ir-Rh. Portanto, nesse segmento a inclinação é mais acentuada que nos Alvos A e B, sendo controlada pela razão Rh/Ir que é maior neste caso. As razões Pt/Pd são muito próximas; apenas uma amostra exhibe anomalia negativa de Pd. O segmento Pd-Au exhibe duas anomalias negativas de Au.

9.7 Considerações Finais

Os estudos de minerografia e química mineral demonstraram que as ocorrências dos MGP e a paragênese associada do Alvo A da Fazenda Gulçari exibem mineralogia complexa, com espécimes minerais raros, alguns não identificados. As principais associações são as seguintes:

- a - MGP associados a arsenietos, óxidos e silicatos;
- b - MGP sob a forma de ligas associadas principalmente a sulfetos de cobre na transição entre magnetitito fitado superior e magnetitito maciço.

Os arsenietos de níquel (maucherita e orcelita), de cobalto (westerveldita e cobaltita euédrica) foram precipitadas a partir de um fluido colocado em espaços de porosidade natural dos cumulatos sinterizados. O fluido poderia ter origem a partir de líquidos intersticiais ascendentes através de um processo denominado de pressão filtrante. A pressão do fluido seria relacionada à compactação por solidificação dos cumulatos. Os grãos de calcopirita e cobaltita euédrica foram formados em equilíbrio com o líquido arsênico-niquelífero (+EGP).

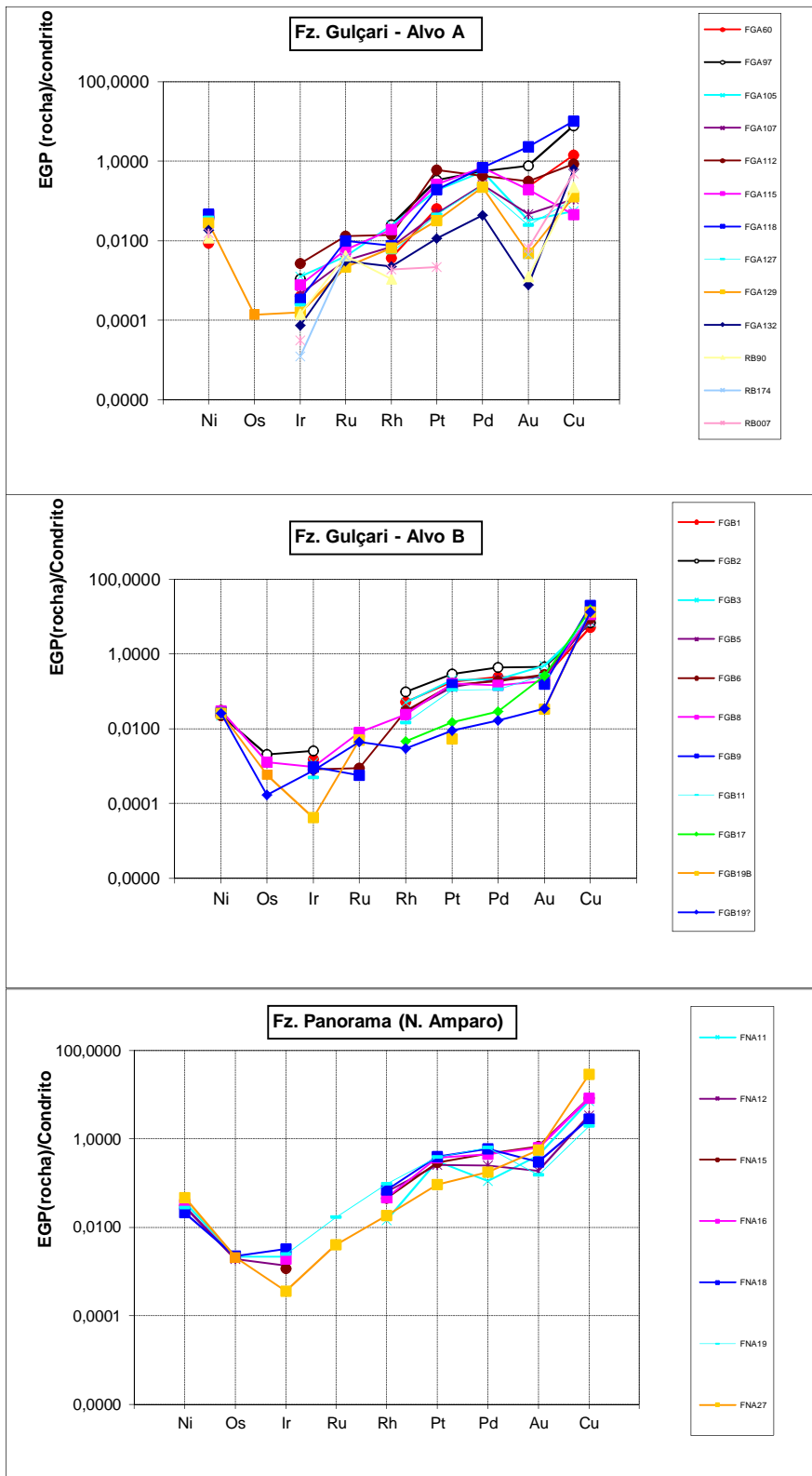


Figura 9.6 - Padrões das concentrações dos EGP em rocha total normalizados em relação aos meteoritos condriticos com valores de Svenson (1987). Notar que os padrões são bastante similares nos diferentes alvos. A diferença marcante é apresentada pelo padrão do Alvo A da Fazenda Gulçari que exhibe uma forte anomalia negativa de ouro.

Foram identificadas doze fases portadoras de EGP, duas delas são arsenietos, sperrillita ($PtAs_2$), gversita [$Pt(Sb)_2$] e as outras dez são ligas de Pt e Pd combinadas com Fe e metais-base. A esperrillita inclusa em ilmenita foi formada antes da ilmenita. A exsolução de sulfeto de cobre rico em EGP produziu pirrotita; calcopirita e bornita e ligas de Pt-Cu através da dessulfuração de um sulfeto rico em Cu (talvez digenita) durante a intra-oxidação da ilmenita. Calcopirita, Co-pentlandita, milerita rica em EGP e breitauptita foram formadas aparentemente por fluidos ricos em Sb-S-Cu que extraíram Ni da magnetita e olivina a temperaturas inferiores a 600°C.

Os teores de platina e paládio no Alvo A mostram *trends* crescentes e decrescentes simetricamente ao contato entre magnetita disseminada e maciça. O valor mais alto de EGP com $Pd > Pt$ ocorre na base da camada de magnetito maciço. As anomalias de Au estão associadas a elementos carregadores de EGP típicos de fluidos hidrotermais, tais como Se, Bi e S. As razões $Pt/Pd < 1$ no Alvo A relacionam-se a razões $Cu/(Cu+Ni) < 1$ e $Zn/(Zn+Ni) < 1$; pode-se sugerir que a precipitação de EGP é dependente da acumulação de magnetita e ilmenita em provável episódio de mistura de magmas.

No Alvo B ocorrem três picos de EGP da ordem de 600ppb Pt e 240ppb Pd e um discreto aumento de Au (150ppb). Em Novo Amparo ocorrem também três picos de EGP com $Pt > Pd \gg Au$ e máximos de 700ppb Pt, 350ppb Pd e 50ppb de Au. Neste alvo Au atinge valor máximo 200ppb associado a altos valores de S e Se-Bi-Te. Valores altos de Pt-Pd com baixas razões de Cu/Pd evidenciam relação inversa entre sulfetos de Cu e EGP neste alvo.

Os perfis normalizados de EGP da Fz. Gulçari mostram padrão paralelo das curvas, com anomalias negativas de Au. Nos Alvos B e Novo Amparo esses padrões têm forma similar ao Alvo A mas apresentam inclinações mais atenuadas do segmento Rh-Pd, $(Pt+Pd+Rh)/Ir$ é maior no FGA(=930 e FGB(=888), o que indica fracionamento EGPP/Ir menos intenso que no Alvo A. FGB e FNA não exibem anomalia negativa de Au porém apresentam forte inclinação do segmento Pt-Cu, indicando fracionamento do Au junto com os EGP. Pt e Ir têm forte correlação e a associação de Rh com Pt e Pd foi atribuída à presença de ligas de Pt-Pd (Rh). Au e Pd têm relação muito pobre no FGA e FNA e razoável no FGB ($R^2=69$) devido à remobilização conjunta de Au e Pd.

O estudo dos índices de fracionamento dos EGP sugere que:

- a- A concentração de Rh em relação a Ir refletiria a composição inicial do magma que se teria enriquecido 8 vezes em relação a um reservatório condrítico.

- b- fracionamento de Rh em relação a Ir na mineralização comparada com esse “magma inicial enriquecido em relação a um condrito” seria de cerca de 3,2 vezes para o Alvo A, 4,7 para o Alvo B e 4,9 vezes para Novo Amparo.
- c- Os dados das razões envolvendo paládio evidenciam enriquecimento do mesmo em relação a Pt e Ir por processos de fracionamento, combinados possivelmente a concentração via processos hidrotermais.

CAPÍTULO 10
DISCUSSÃO E
CONSIDERAÇÕES FINAIS

10.1 Introdução

Neste capítulo serão discutidos e modelados os dados e interpretações obtidas nos capítulos anteriores referentes a geodinâmica, evolução petrogenética e geologia econômica do *Sill* do Rio Jacaré. Os exercícios de modelamento sofrem da limitação devido à deformação e segmentação da intrusão promovida pelos eventos tectônicos. Não obstante, essas limitações a confiabilidade das interpretações são resguardadas pelo ênfase dada às discussões preliminares a cada apresentação de um modelo em particular, que ressaltam em primeiro lugar a fundamentação geológica das idéias, e em segundo lugar a visão crítica do pensamento científico corrente da problemática em estudo.

10.2 Evolução Geodinâmica

A análise dos dados de geologia regional e local apontam para a relação consangüínea do magmatismo do **S.R.J.** com aquele das rochas vulcânicas da Formação Mirante, que, como foi sugerido no Capítulos 2 e 3, fazem parte de um complexo vulcano-plutônico-sedimentar formado em crosta continental. Os dados geoquímicos de elementos maiores, traços, e de isótopos radiogênicos, são coerentes com os dados geológicos, que caracterizam o **S.R.J.** e as rochas vulcânicas da formação Mirante como produto de magmatismo continental. A extensão desse magmatismo e dessa bacia sedimentar é comparável com as grandes províncias de *rift* continental. Alguns exemplos de complexos intrusivos de idades mais jovem, como o complexo de Duluth (1.000Ma), no Estado de Minnesota (Estados Unidos), mostram intrusões máfico-ultramáficas em ambiente de *rift* continental.

Sugere-se aqui que, mesmo deformado, a direção submeridiana do **S.R.J.** corresponde a uma das direções de estruturas extensionais onde deve ter se alojado magmas como intrusões rasas. A profundidade dessas câmaras foi de aproximadamente 1-2km, para produzir clinopiroxênio de baixa pressão ($\approx 1-2$ Kbar). Estas câmaras rasas alimentaram *Sills*, que estão interconectados com sistemas vulcânicos fissurais ou aparelhos do tipo estrato-vulcões, cujos derrames se interdigtam com a sedimentação continental. Esses magmas basálticos continentais são equivalentes ao magmatismo do tipo *flood basalts* modernos, que, via de regra, está associado a plumas manto-derivadas, produzidas por eventos térmicos planetários que se associam à fragmentação de supercontinentes. O presente estudo e a contribuição de outros autores mostram que as rochas estudadas foram deformadas e recristalizadas na fácies anfíbolito há cerca de aproximadamente 2.000 Ma., quando feições primárias dos protólitos foram parcialmente obliteradas.

Dados de vários autores, p. ex. Martin (1997), indicam a existência de crosta continental de idade Paleo-Arqueana no Bloco de Gavião. Dados de Marinho (1992) mostram a existência de seqüências vulcanossedimentares Arqueanas de 3,1 a 3,3Ga, cuja infra-estrutura seria formada por rochas granitóides deste paleocontinente, que, segundo Martin (1997), teria a atual extensão dos Blocos de Gavião e Sobradinho. O Complexo Vulcano-Sedimentar Contendas-Mirante, pela definição de Marinho (1992), envolvia também o **S.R.J.** e as rochas vulcânicas da borda nordeste do Faixa Contendas-Mirante como parte da Formação Mirante, de idade 2,45Ga. Os dados aqui apresentados apontam para um magmatismo de idade 2,9Ga, que poderia marcar a fragmentação daquele paleocontinente Arqueano. Embora, exista um conflito de idades entre os dados aqui apresentados e os de Marinho (1992), existem fortes indícios de que as idades isocrônicas Rb-Sr e Sm-Nd coincidem com a idade de magmatismo de 2.9Ga. do tipo *flood basalt* moderno. Admitindo-se a hipótese uniformitarista de evolução planetária, e estendendo-se o conceito de Tectônica de Placas ao Arqueano, o magmatismo do **S.R.J.** seria do tipo intraplaca (*within plate*). O Partridge *Sill* do Complexo de Duluth (parte intrusiva), por exemplo, exibe rochas troctolíticas na sua base e rochas anortosíticas no seu topo, tem extensão de mais de 100Km e espessura de 3Km, aproximadamente.

Os complexos anortosíticos arqueanos estão associados a rochas basálticas e sedimentos continentais (Ashwall & Myers, 1994), mas seus contatos ígneos originais com as rochas encaixantes são raramente preservados para comprovar essa relação. O **S.R.J.** representa um exemplo raro onde se pode comparar uma intrusão Arqueana em provável bacia de rift continental com rochas anortosíticas e gabróicas de um corpo ígneo de 1.000Ma, tal como no Complexo de Duluth, no mesmo ambiente de rift. Tal associação coloca um possível argumento a favor de se considerar os complexos anortosíticos Arqueanos como segmentos de intrusões acamadadas associadas a *flood basalt* Arqueanos.

A influência da geodinâmica na formação de magmatismo intraplaca e jazidas metálicas associadas é explicada por Barnes (1997), pelos exemplos da intrusão de Muskox, e dos basaltos de Cape Smith no Canadá, da intrusão de Partridge River do Complexo de Duluth nos Estados Unidos e das intrusões associadas a *flood basalt* em Noril'sk (Rússia). Nesses exemplos uma pluma do manto está associada e intercepta um *rift*; o magma máfico dessa pluma é colocado na crosta para formar intrusões portadoras de concentrações de Ni-Cu-EGP em sulfetos.

A extensão do **S.R.J.** e do vulcanismo associado é de dimensão comparável ao magmatismo relacionado a plumas do manto. A figura 10.1 mostra um modelo de crosta continental estratificada geocronologicamente aplicado ao Bloco do Gavião. Neste modelo uma pluma do manto interage com o rift continental em 2.846Ma, para produzir o magmatismo estudado nesta tese. O modelo tenta explicar as idades de 2,45Ga. (Marinho, 1992) como associadas a uma sedimentação e vulcanismo pós-rift que caracterizaria a Formação Rio Gavião.

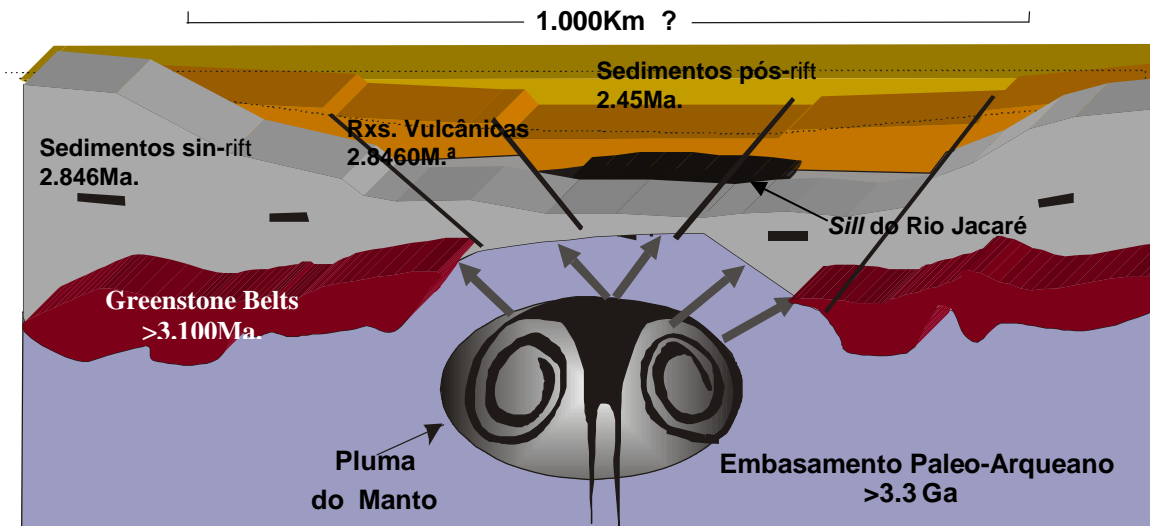


Figura 10.1 - Modelo simplificado de crosta estratificada registrando idades desde o Paleo-Arqueano ao Paleo-Proterozóico Inferior. Os *greenstone belts* corresponderiam ao Complexo Contendas; a sequência *sin-rift* compreenderia as rochas vulcânicas, e sedimentares e o S.R.J.. Os sedimentos *pós-rift* seriam os filitos da Fm. Rio Gavião.

Segundo Barnes (1993) as condições básicas a serem satisfeitas para a produção de depósitos ricos em metais em províncias de rift intra-continental seriam a eficiente fusão parcial do manto e o rápido transporte do magma gerado nessa fusão, pela ascensão da pluma ao rift continental. Deve-se entender como eficiente fusão parcial do manto a taxas acima de 10%, possibilitando a extração de EGP. O transporte rápido do magma impossibilita o fracionamento e saturação em enxofre durante a sua ascensão, impedindo a separação precoce de EGP sob a forma de sulfetos. Ao que tudo indica, essas condições foram, ao menos parcialmente, atingidas no Complexo Mirante, com a formação de uma grande província magmática intracontinental por uma pluma do manto, há 2,84Ga, no atual Bloco de Gavião.

10.3 Modelos de evolução petrogenética do S.R.J.

Nos capítulos anteriores, principalmente no Capítulo 7, foi visto que o **S.R.J.** foi formado por cristalização fracionada e mistura de magmas de várias injeções

que marcam cada uma de suas zonas. Vários modelos podem ser sugeridos para explicar a situação em estudo:

1- Evolução de um único magma, que fraciona, a exemplo de Skaergaard, em sistema fechado, formando uma estrutura acamadada composicionalmente, segundo densidades decrescentes da base para o topo da intrusão. Este modelo seria possível a partir da observação de que os *trends* de #Fm em rocha total, feldspato normativo, SI, alumínio e álcalis indicam enriquecimento no sentido do topo da intrusão. Poderia explicar as variações litológicas e geoquímicas do **S.R.J.** como produto de cristalização do magma em três situações distintas:

1.1 - A primeira seria a cristalização contra as paredes da câmara, ou no piso desta, e seria correspondente à Zona Inferior.

1.2 - A segunda seria a cristalização no topo da câmara, que corresponderia à Zona Superior IIb e C.

1.3 - A terceira seria a situação das Zonas de Transição e ZSIa, ZSIb e ZSIIa, que se formariam no centro da câmara.

Este modelo explicaria o caráter maciço da ZI, as estruturas micro-acamadadas da ZSIa, ZSIb e ZSIIa, e as naturezas maciças das ZSIIb e ZSIIc. As variações isotópicas seriam explicadas por assimilação de blocos de rochas encaixantes, a exemplo da Intrusão de Skaergaard (Stuart e De Paolo, 1990). Neste modelo, a Zona de Transição e ZSIIa seriam parte de uma única zona de magnetititos, formadas no centro da intrusão. Este modelo porém tem as seguintes deficiências:

A) As camadas de magnetitito deveriam ser contínuas ao longo do **S.R.J.** tal como em outras intrusões, mas se assim o fossem, deveriam ser gravitacionalmente instáveis no centro da câmara, e para isso, deveriam exibir evidências de colapso sobre os cumulos máficos subjacentes, para formar corpos espessos como os observados no terreno;

B) As camadas de magnetitito deveriam conter teor semelhante de vanádio ao longo da intrusão. Nesse caso, dois grupos de magnetititos poderiam ser formados simetricamente na ZS, com duas transições, uma entre as rochas estratificadas e o anortosito, e o outro entre os gabros da base das rochas acamadadas. Fatores dinâmicos deveriam influir nesse modelo criando zonas mais primitivas (ricas em V) ou proximais ao conduto alimentador da intrusão;

C) Esta hipótese não explica a ocorrência das rochas varitexturadas.

2 – Esta hipótese envolve a injeção de três fluxos de magmas correspondentes às zonas ZI, ZSI e ZSII, respectivamente. Nesse caso, ZI e ZS seriam penecontemporâneas ao magma de ZI sendo injetado posteriormente ao magma de

ZSI, a qual já estaria organizada em camadas de convecção e difusão. Sendo mais denso que a pilha acamadada da ZSI, o magma da ZI se alojaria na base da ZS, possivelmente misturando sua parte líquida com o resíduo rico em Fe-Ti-V da ZS. O magma da ZSII seria injetado no topo da ZSI, sem interação com ZI, e a exemplo da mistura da ZI+ZSI, haveria interação da ZSI com ZSII, formando uma Zona de Transição II, rica em magnetita e EGP. Esse modelo explica as camadas de magnetitito como formadas em episódios de mistura de magma. A abundância de terras raras leves na ZI no Alvo A da Fazenda Gulçari seria explicado como produto da chegada de líquidos sucessivamente mais fracionados na base desta.

3- Modelo com injeção de dois magmas, o primeiro formaria ZI+ZSI e o segundo formaria ZSII. Nesse modelo não está prevista a formação de rochas de mistura de magmas de ZI com ZSI.

4- Reservatório com re-abastecimento contínuo de magma. A câmara pode ser preenchida ininterruptamente por uma ou duas câmaras magmáticas com magmas de composições distintas, ou por apenas uma, que em estado de fracionamento contínuo, abasteceria a intrusão sobrejacente (figura 10.2). Esse modelo poderia explicar as camadas de magnetitito como proximais e distais, com respeito aos teores de vanádio e aos teores de EGP. Sendo então, equivalente ao modelo de Campbell e Turner (1989b), que exhibe injeções de fontes quentes de magmas, em regime turbulento de mistura. Essa situação foi modelada com sucesso por Stuart & DePaolo (1990) para Skaergaard.

É interessante salientar que a(s) câmara(s) poderia(m), eventualmente, a exemplo dos modelos anteriores, alimentar centros vulcânicos gerando as rochas basálticas e andesíticas da Formação Mirante.

A análise dos modelos propostos para a situação estudada, mostra que a proposta número 1 é bastante simples e criativa, mas deve ser eliminada pois o magmatismo do **S.R.J.** não ocorreu em uma câmara magmática em sistema fechado, embora os *trends* de #Fm e SI sugiram a evolução de único magma. O modelo de injeção contínua (**4**) é também bastante simples, principalmente pelo argumento dos índices de fracionamento e pelo fato de que as variações dos **Ris** não são muito acentuadas, podendo ser produtos de uma câmara magmática em fracionamento tendo seu magma sendo bombeado, contínua, ou periodicamente. As inversões dos teores de anortita dos plagioclásios, coincidindo com algumas perturbações das razões isotópicas também sugerem entrada de material mais primitivo. Assim, os modelos de duas zonas e de dois ou três magmas se auto-eliminam devido à necessidade de três zonas composicionalmente distintas e com transições definidas, favorecendo assim ao modelo de três injeções. Este último necessita da penecontemporaneidade das injeções para que seus resíduos, fracionados evoluídos, possam interagir com magmas recém-injetados.

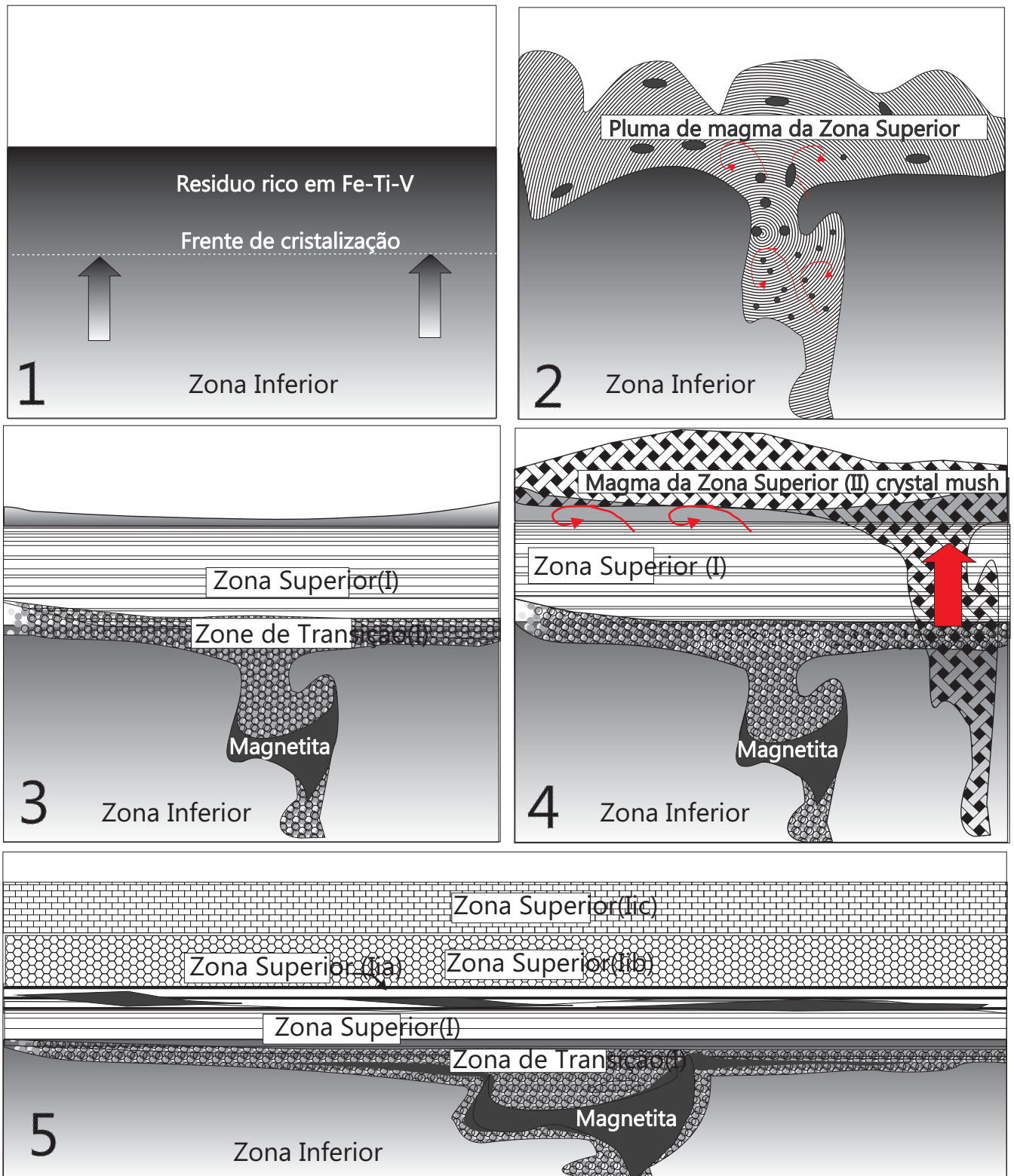


Figura 10.2 - Modelo de evolução do SRJ através de injeções múltiplas de magma. 1- Intrusão do magma da Zona Inferior e formação de um magma residual rico em ferro. 2 - Injeção do magma da ZSI que mistura com o resíduo da ZI no conduto alimentador em regime turbulento. A porção que não participou da mistura organiza-se em camadas de convecção e difusão estratificadas por densidade. Um resíduo rico em ferro é segregado. 3 - Ascensão de magma parcialmente cristalizado, (crystal mush), rico em plagioclásio, que mistura parcialmente em convecção com o resíduo da ZSI, para formar a ZSIIa. Este magma estratifica-se modalmente formando leucogabros na base (ZSIIb) e anortositos no topo (ZSIIc). Note as condições de alto Fator $R = (\text{Massa de magma} / \text{Massa de sulfetos})$ propiciada pela mistura de magma no conduto do Alvo A da Fazenda Gulçari ($R=10.000$) e na interface ZSI/ZSII. (Modelo sem Escala)

Portanto a hipótese mais plausível para o **S.R.J.** é a número 4 (exibido na figura 10.2), ou de injeções múltiplas, penecontemporâneas de uma câmara magmática fracionando e abastecendo continuamente o **S.R.J.**, ou de duas câmaras de composições distintas, uma gabróica e outra anortosítica alternando-se na alimentação do **S.R.J.**.

10.4 Discussão dos Processos Metalogenéticos

10.4.1 Gênese de camadas de magnetitito.

A origem das camadas de magnetitito em intrusões acamadadas continua uma questão não resolvida. Os principais problemas estão relacionados à compatibilização de dados teóricos referentes à atividade do ferro em misturas silicáticas em alta temperatura em relação a outros componentes e principalmente em relação à atividade do oxigênio, geralmente expressa sob a forma da fO_2 , (fugacidade do oxigênio). As evidências de campo mostram um forte controle litológico e temporal dentro da evolução da cristalização de uma intrusão. Discussões detalhadas sobre a origem das magnetitas de Bushveld foram feitas por Bateman (1951), Muan & Osborn (1956), Roeder & Osborn (1966), Hill & Roeder (1974), Cawthorn & McCarthy (1980, 1981) Klemn *et al.* (1982), Reynolds (1986) e Cawthorn & Molineux (1986). Na discussão que se segue a gênese dos magnetititos será estudada pelo ponto de vista dos seus teores de vanádio, considerados como funções da relativa abundância desse elemento e da fugacidade do oxigênio.

10.4.2 O enriquecimento em Fe-Ti-V da Zona Inferior

DePaolo (1981) apresentou equações descrevendo as evoluções de elementos-traço e isotópicas em uma câmara magmática afetada simultaneamente por cristalização fracionada e assimilação de rocha encaixante. O modelo mostra a razão de assimilação de massa (M_a) como uma fração arbitrária (r) da razão de cristalização fracionada. A equação de DePaolo (*op cit*) também se aplica à recarga de um magma em cristalização.

A equação de assimilação com cristalização fracionada – AFC - considera um corpo de magma M_m , o qual está assimilando as encaixantes a uma razão M_a (unidade de massa por tempo), e cristalizando M_c representando a razão na qual as fases são efetivamente separadas do magma. Depois de alguns desenvolvimentos matemáticos, DePaolo obteve as expressões para o modelo mais utilizável para quando $M_a \neq M_c$. A solução de forma fechada obtida para uma constante $r = M_a/M_c$ é:

$$dC_m/d\ln F = r/r-1 C_a - z C_m$$

onde $z = r + D - 1/r - 1$, $F = M_m/M_m^0$ e M_m^0 é a massa de magma inicial.

Para o caso de massa constante de $M_c=M_a$, para $D \ll 1$:

$$C_m/C_m^0 = 1 + M_a C_a / M_m C_m^0$$

Para o caso de massa constante de $D \gg 1$:

$$C_m \approx C_a / D, \text{ quando } DM_a / M_m \text{ se torna grande devido ao valor alto de } D.$$

A figura 10.3. mostra a relação entre F e a concentração de um elemento para $r=0,2$ e vários valores de D e C_a/C_m^0 e a simulação da concentração de V na Zona Inferior. A evolução da Zona Inferior foi definida como sendo a cristalização de um magma que fracionou plagioclásio e clinopiroxênio, sob condições redutoras, não permitindo a formação de magnetita, levando com isso à acumulação de vanádio no líquido. Os dados isotópicos sugerem a possibilidade de que 20% de assimilação de encaixantes foram envolvidos na evolução da Zona Inferior. Essa taxa de assimilação satisfaz portanto as condições do modelo da figura 10.3 de DePaolo (1981).

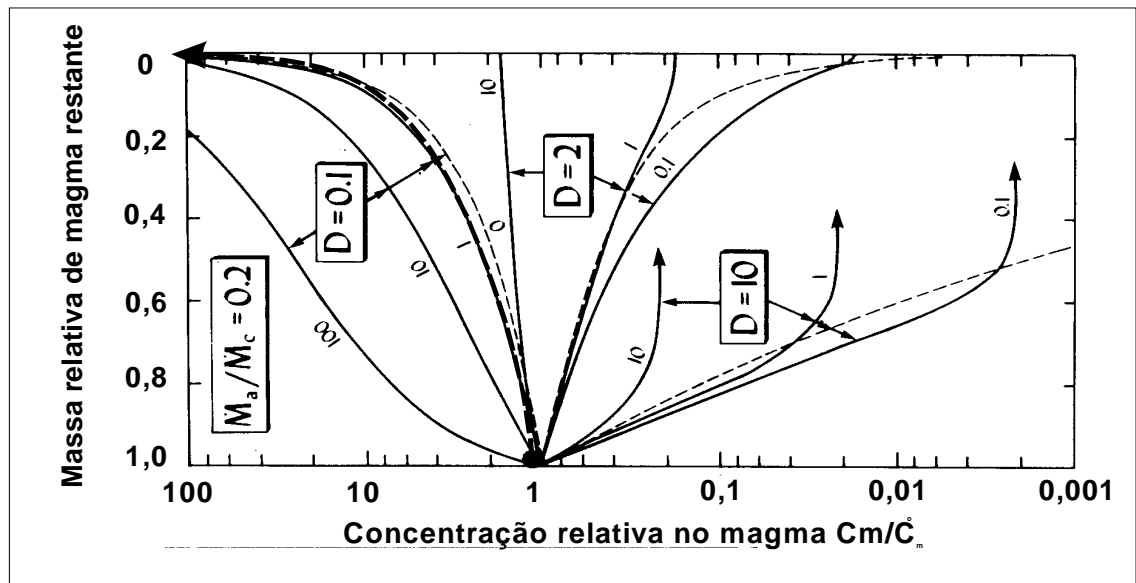


Figura 10.3 Relações entre as concentrações relativas de um elemento no magma submetido à assimilação com cristalização fracionada – AFC – e o parâmetro “ F - a massa de magma como fração da massa de magma original, segundo DePaolo (1981). As linhas tracejadas representam cristalização fracionada simples. O número nas curvas fornece os valores de C_a/C_m^0 . A seta tracejada indica a curva de enriquecimento em V e formação de um resíduo com concentração de vanádio 100 vezes maior que no magma inicial da Zona Inferior.

A cristalização exclusiva de clinopiroxênio da Zona Inferior consumiria pouquíssimo vanádio levando a concentração do mesmo no magma a um fator próximo a $C_m/C_m^0 \cong 100$. Como a contaminação por rochas vulcânicas encaixantes foi mínima, pode-se também considerar que a ZI se resfriou por cristalização fracionada de clinopiroxênio ($D_{líquido}/C_{PX} \ll 1$), que na ausência de magnetita, promove o

aumento do vanádio ($C_m/C_m^o = 100$) de $C_m^o = 200\text{ppm}$ para 20.000ppm ao fim do fracionamento da Zona Inferior. Isto levaria à formação de um resíduo rico em Fe, sob a forma reduzida, com teor médio de 2,0% de V_2O_5 . Caso esse resíduo fosse oxidado de uma vez só formaria um filme ou camada finíssima de magnetita maciça com 2,0% V_2O_5 , ao longo da zona de cristalização com cerca de 100Km de extensão ao longo do **S.R.J.**

10.4.3 Modelo para os teores de V das camadas de magnetitito do Alvo A

A explicação sobre origem dos magnetititos do Alvo A da Fazenda Gulçari é baseada na hipótese de que o resíduo rico em Fe-Ti-V da ZI deve, provavelmente, ter se misturado ao magma anortosítico da Zona Superior. As evidências dessa provável mistura provém dos dados discutidos nos capítulos 3, 4, 5 e 6, referentes a dados texturais, de química mineral e isotópicos. Nessa interpretação o resíduo rico em ferro seria representado pelo magma das rochas ultramáficas que se misturara ao magma das rochas gabróicas finas, denominadas de varitexturadas tipo 2. Esta mistura ocorreria na região do conduto, alimentador, e precipitaria magnetita de cúmulus na interface ZS/ZI (Zona de Transição). Esta hipótese não teria validade caso o magma da ZS cristalizasse sem mistura ou contaminação, e o teor de vanádio inicial da ZI produziria magnetita com apenas 1% de V_2O_5 , o que não ocorre. Este teor de 1% se obtém a partir do coeficiente de partição do vanádio calculado por (Cawthorn & Molineux, 1986) como sendo igual a 20 para magnetita pura na Zona Superior do Complexo de Bushveld.

A hipótese mais apropriada para quantificar essa mistura seria 20% ZS misturando-se ao líquido residual rico em V da ZI para criar um magma híbrido. Para se estimar o teor de V da mistura, necessário para produzir magnetita de 4,5% de V_2O_5 , basta fazer os cálculos ao contrário, ou seja, o magma híbrido deveria conter 4,5 vezes mais V_2O_5 do que o magma inicial da ZS. Portanto para a razão $C_m/C_m^o = 4,5$, o magma híbrido deveria conter 1350ppm de vanádio.

O teste de avaliação deste valor estimado de C_m pode ser feito segundo DePaolo (1981), o qual afirma que para o caso de $D_V \gg 1 \Rightarrow C_m \approx C_a/D$. Como $C_a = 20.000$ e $D=20$, o teor de V do magma híbrido que formou os magnetititos do Alvo A seria de cerca de 1.000ppm de vanádio, que propiciaria a formação de magnetita com 3,3% de V_2O_5 . O valor de 3,3% de V_2O_5 na magnetita é bastante razoável levando-se em consideração que os teores acima de 3% de V_2O_5 são apenas registrados nas partes centrais do Alvo A.

Os teores de V_2O_5 acima de 3,3% na magnetita poderiam também ser explicados através da maneira como os dados foram obtidos. As análises por

microsonda foram direcionadas a porções homogêneas e livres de exsoluções aluminosas ou titaníferas dos grãos de magnetita, ou a bordos de grãos. Essas porções seriam relativamente empobrecidas em Al e Ti, mas enriquecidas relativamente em V durante reações subsólidas de exsolução de fases dissolvidas nessa *magnetita_{ss}*. Assim V se enriqueceria na magnetita por perdas de alumínio e titânio durante a exsolução de espinélio aluminoso, difusão de alumínio da magnetita para a formação de anfibólio metamórfico, e por fim em reações que liberaram ferro para a formação de sulfetos, e magnetita secundária (puro Fe₃O₄). Estudos detalhados de química mineral poderão quantificar esse enriquecimento *sin a pós-* magmático para avaliar o balanço de massa de V envolvido em cada processo

10.4.4 Modelo geral de AFC para a origem dos teores de V da magnetita

O presente modelo exibido na figura 10.4 incorpora os dados da ZI, ZT e ZSI e utiliza-se da sugestão de que a diferenciação do magma da Zona Inferior produziu um resíduo rico em Fe, que se misturou com parte do magma da ZS, para formar os magnetititos da Zona de Transição. Utiliza também a idéia de que os magnetititos com 1% de V₂O₅ do Alvo B são produtos de fracionamento de parte do magma da ZS que não se misturou com aquele da ZI e que, a exemplo da Zona Superior de Bushveld, foi originado por cristalização fracionada em sistema fechado. Resta agora explicar os teores acima de 2% de V₂O₅ dos Alvos B e N. Amparo.

A combinação dos dados isotópicos do **S.R.J.**, com aqueles de química mineral e elementos-traço, mostra evidências de mistura de magmas na altura estratigráfica de 850-900metros. Nesse caso, a exemplo do Alvo A, os teores de V₂O₅>2% podem ser explicados pela mistura de composições vanadíferas distintas dos líquidos da ZSI e ZSII. Raciocínio análogo pode ser utilizado, baseado num modelo de injeções contínuas ou espaçadas no tempo, de magmas de diferentes estágios de fracionamento, principalmente em termos de ferro, e em estados de oxidação distintos.

Embora exista forte controvérsia sobre os processos de formação das camadas de magnetitito maciço em ambiente magmático, o modelo exposto acima contempla duas posições bem definidas nesse debate. A primeira é que a origem das camadas de magnetitito pode ser explicada por enriquecimento em ferro através de cristalização fracionada. A segunda proposta envolveria a mistura de magmas em diferentes estágios de fracionamento como um processo viável na produção de corpos de magmas híbridos saturados em Fe, condição fundamental para a formação das camadas de magnetitito.

A fonte de oxigênio é um problema que não pode ser resolvido à luz dos dados disponíveis. Pode-se contudo aventar a possibilidade de que um dos magmas possa ter sido portador da água necessária ao aumento da fugacidade do oxigênio. Os anortositos da Zona Superior exibem anfíbólios de provável origem ígnea, o que sugere que parte da história da cristalização dessa zona possa ter acontecido sob condições hidratadas.

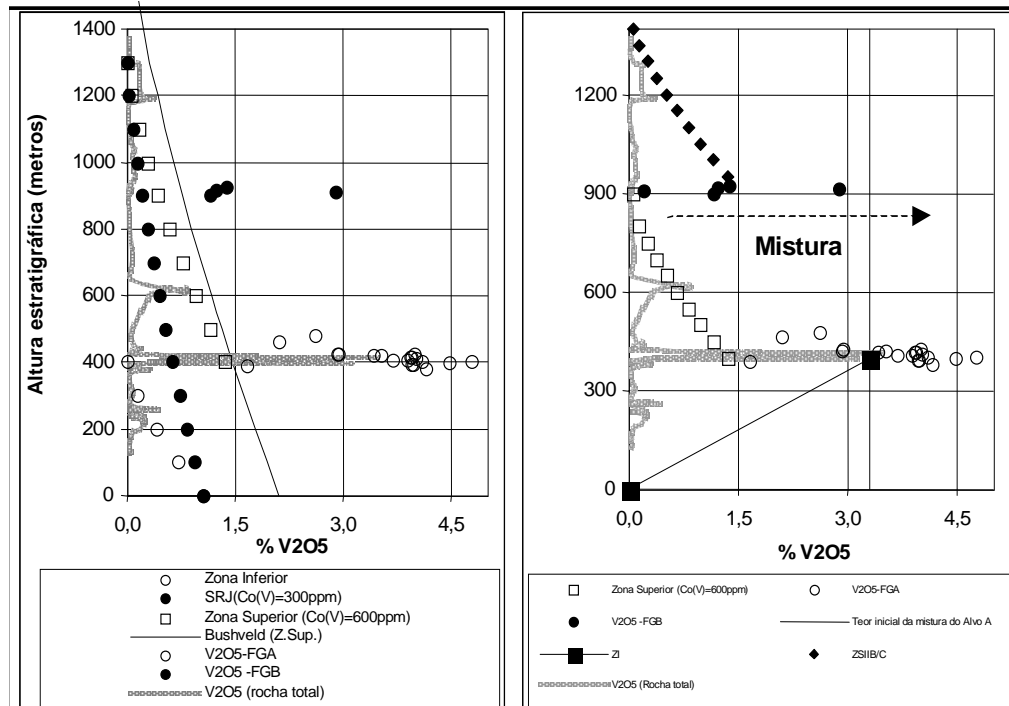


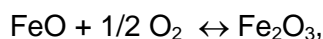
Figura 10.4 - Evolução dos teores de V na magnetita para os três casos expostos no texto: ZT, ZSI e ZSII. A -1- Evolução de um único magma com composição inicial de V=300ppm, produzindo magnetita inicialmente com 1% de V₂O₅ e com teor de V=0 no topo do S.R.J., a 1400 metros. 2- Modelo de fracionamento das duas zonas, cada uma produzindo magnetita inicial com 1%, (ZI) e 2% (ZS), respectivamente. Também está representada a evolução da Zona Superior de Bushveld, segundo (Cawthorn & Molineux, 1986). B – Modelo para explicar os teores de V nas magnetitas por AFC e por mistura de magmas.

10.5 A Mineralização Cuprífera de Baixo Teor da Zona Superior

Os teores de 0,3 a 0,5% de cobre nos magnetitos dos Alvos B e Novo Amparo caracterizam uma mineralização de cobre de baixo teor em intervalos métricos. A explicação para essa concentração de cobre associada a enxofre e hospedada em horizontes ricos em óxidos não é uma situação exótica. Vários complexos máfico-ultramáficos do mundo exibem concentrações de sulfetos de metais-base, como disseminações de baixo teor; alguns deles contêm camadas de sulfeto maciço, que variam de alguns centímetros até dezenas de metros. Um exemplo importante é a ocorrência de 4 bilhões de toneladas de rocha mineralizada em sulfetos com 0,66% de Cu e 0,2% Ni associada ao contato basal do Complexo de Duluth na área de Hoyt Lakes-Kawishiwi – Minnesota, nos Estados Unidos

(Mogiessie *et al.*, 1991). Essa mineralização seria produto de imiscibilidade de sulfetos relacionada à introdução de enxofre no magma.

A solubilidade do enxofre é quimicamente explicada por uma substituição do oxigênio combinado ao Fe^{2+} nos líquidos portadores de FeO-silicatos. Buchanan (1976) afirma que no Complexo de Bushveld na área de Bethal, onde a magnetita é uma fase importante, a seguinte reação controla a solubilidade do enxofre no magma:



Segundo esse autor, sob condições de crescente fugacidade do oxigênio essa reação move-se para a direita e a capacidade do magma de dissolver enxofre decresce com a remoção de FeO do líquido e a conseqüente diminuição da atividade do Fe+2.

Segundo Li & Naldrett (1990) a reação que controla a substituição do Fe por S é:

FeO (líquido silicático) + **1/2 S₂** (g) = **FeS** (líquido silicático) + **1/2O₂**(g), enquanto que, segundo Poulson & Ohmoto (1990) o enxofre é dissolvido em magmas máficos ricos em ferro (>10%FeO) primariamente como Fe₃SO₂. Esses autores demonstraram uma forte correlação da solubilidade do enxofre com a concentração de ferro no magma envolvendo a equação : **$\log X_S = -0,8 + 2,0 \log X_{FeO}$** .

A saturação do enxofre na intrusão de Skaergaard aconteceu quando no nível do Triple Group as concentrações de S atingiram os valores entre 0,16 e 0,3 %, muito maior que as concentrações dos cumulos (Andersen *et al.*, 1998). No **S.R.J.**, os teores de enxofre se situam entre 0,005-0,9 % nas rochas de bordo e varitexturadas, entre 0,1 a 0,2 % nos gabros da ZI e superior a 0,1% em alguns magnetitos da Zona de Transição. Na Zona Superior, os teores de S atingem valores máximos de 0,4% na base dos magnetitos do Alvo B.

A imiscibilidade de S no *Sill* Rio do Jacaré pode ser comparada com Skaergaard se usarmos o modelo de Poulson e Ohmoto (1990) para testar se há uma relação matemática que defina o fracionamento de FeO e sua influência sobre o enxofre. A figura 10.5A mostra o digrama de FeO *versus* S utilizando a equação de Poulson e Ohmoto (1990), quando se observa a sua aplicabilidade para o caso em estudo, como pode ser também observado nos perfis de variação vertical de FeO, S, e Cu/(Cu+Ni) do **S.R.J.** da figura 10.5.B.

Esses dados fornecem uma importante evidência de que se o FeO varia simpateticamente com o índice de maficidade (Cu/(Cu+Ni)), que, por sua vez, apresenta seus valores máximos associados a picos de enxofre, então se conclui que S provavelmente se concentrou segundo um modelo de cristalização fracionada,

a exemplo da magnetita na Zona Superior I. Segundo Osborn (1956), a cristalização fracionada à baixa pressão, em sistemas fechados com respeito ao oxigênio, como é o caso de algumas unidades do **S.R.J.**, leva ao enriquecimento em ferro em um líquido residual. Enriquecimento em ferro aumenta a solubilidade do enxofre no magma, porém eventualmente se atinge condição de imiscibilidade.

A relação logarítmica de Poulson e Ohmoto pode ser comparada à equação de Li & Naldrett (*op. cit.*) que definiram o parâmetro capacidade do sulfeto de um magma em função de FeO. A capacidade de sulfetos de um magma (*sulfide capacity*) é definida como sendo uma relação logarítmica de S com a concentração de FeO, ou seja, a formação de sulfetos pode ser governada pela diminuição da atividade do Fe^{2+} , a imiscibilidade de S controlada pela oxidação do ferro via aumento de fugacidade do oxigênio, e conseqüente aumento da atividade da sílica. Buchanan *et al.* (1983) provaram experimentalmente que todos estes mecanismos controladores da solubilidade do enxofre no magma são fortemente dependentes da temperatura e que se observa uma expansão do campo de saturação do enxofre a temperaturas crescentes para uma dada faixa de fugacidade do oxigênio e enxofre.

Buchanan (1983) representou em um diagrama simples de correlação entre S e FeO a composição de diferentes litotipos do Complexo de Bushveld com o intuito de discriminar os espécimes potencialmente promissores com respeito ao campo de saturação de S determinado experimentalmente e através de cálculos baseados nas composições do magma inicial daquele Complexo (figura 10.6).

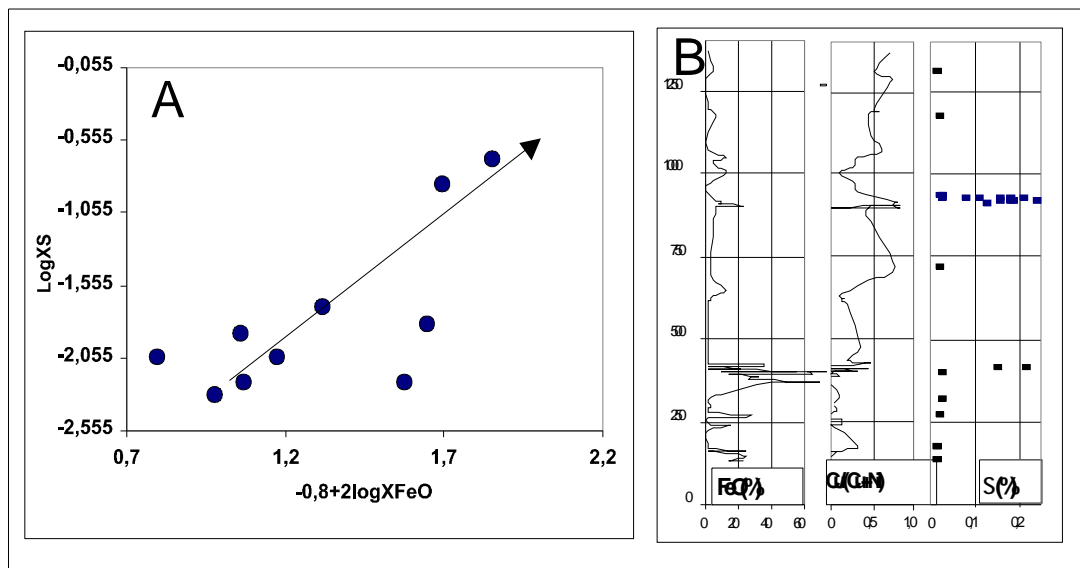


Figura 10.5 – A - Correlação vertical entre as concentrações de FeO, Cu/(Cu+Ni) e S segundo a posição estratigráfica das amostras. Notar a correlação entre FeO e Cu/(Cu+Ni) e as anomalias de enxofre. B - Relação entre S e FeO utilizando a relação de Poulson e Ohmoto (1990) : $\log XS = -0,08 + 2,0 \log XFeO$ determinada para o Complexo de Skaergaard.

A figura 10.6. também inclui dados das rochas do **S.R.J.** Fica evidenciado que as rochas de bordo, varitexturadas e gabros da Zona Inferior ocupam o campo sub-saturado em enxofre. Não obstante, observa-se que duas amostras de magnetitito do Alvo A e os magnetititos do Alvo B, ocupam o campo de imiscibilidade de enxofre e plotam de forma semelhante aos pegmatóides platiníferos de Bushveld. Assim, a tipologia da mineralização sulfetada de cobre de baixo teor dos Alvos B e N. Amparo pode ser comparada, em alguns aspectos, aos depósitos de sulfeto de Duluth, Platinova em Skaergaard e de sulfetos com EGP de Bushveld.

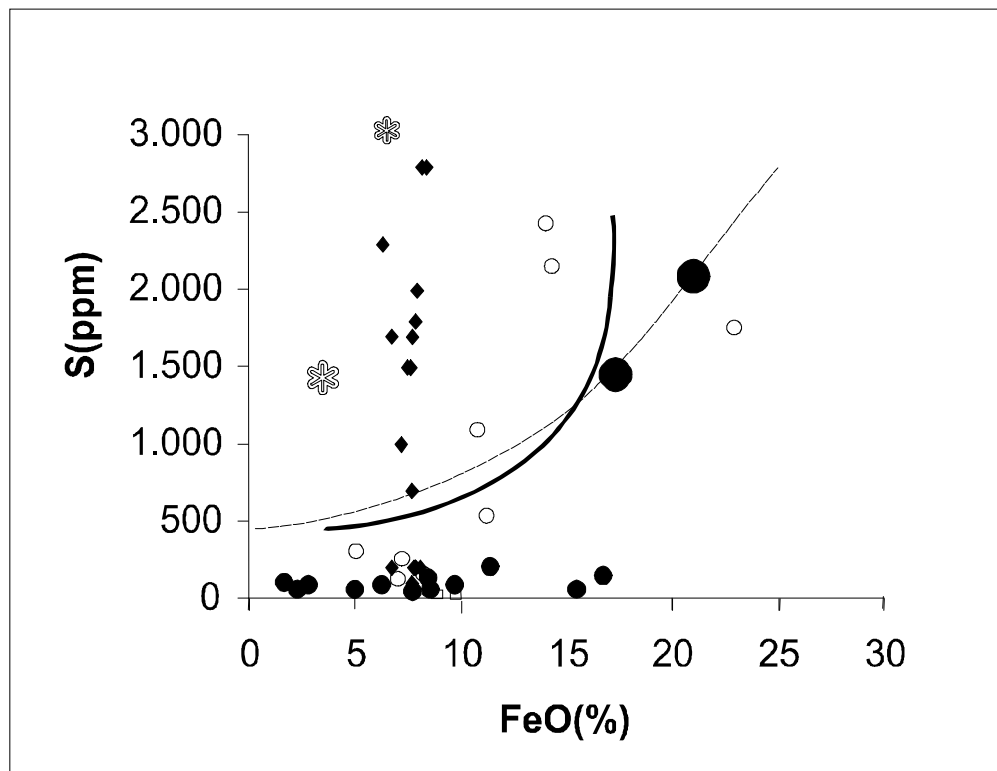


Figura 10.6 - Teores de S e FeO de análises de rocha total do S.R.J. e do Complexo de Bushveld. A linha sólida se refere a curva de saturação em enxofre estimada para o magma original, enquanto a linha tracejada representa enxofre e FeO em equilíbrio com sulfeto num líquido basáltico a 1200 C° e pressão total de 1bar, segundo Buchanan (1976). Quadrados vazados = peridotitos, círculos vazios = gabros e dioritos e estrelas = pegmatóide mineralizados, do Complexo de Bushveld. círculos cheios = gabros do S.R.J. (indivisos); círculos cheios grandes = magnetitito do Alvo A e balões cheios = magnetititos com sulfetos do Alvo B.

Resumindo, pode se admitir que a imiscibilidade do enxofre no magma do **S.R.J.** aconteceu por resfriamento e cristalização fracionada, por diminuição do índice de maficidade. É portanto importante o papel do fracionamento da Zona Superior após a mistura de magmas, na formação de sulfetos imiscíveis e formação de disseminações sulfetadas.

10.6 Mineralização de Elementos do Grupo da Platina.

As concentrações e anomalias de EGP do **S.R.J.** ocorrem em dois horizontes distintos da intrusão, definidos como Zonas de Transições, entre as Zonas Inferior e Superior e entre as sub-unidades ZSI e ZSII. Cada uma dessas transições é marcada pela ocorrência de magnetitos maciços que contêm platinóides. Cada uma é caracterizada por inversões nas tendências de variação da composição química dos minerais, dos teores de elementos maiores e metais-base em rocha total, além de importantes mudanças de razões isotópicas. Tais variações foram interpretadas como relacionadas a episódios de misturas de magma. Em outras intrusões acamadadas, (p. ex Bushveld), essas variações foram interpretadas como elementos importantes no controle da distribuição dos EGP. A explicação para esse fato é que nesses episódios, magmas de diferentes composições químicas e propriedades físicas interagem, propiciando a coleta eficiente de EGP pelas fases aos quais eles são compatíveis.

Como as concentrações e anomalias de EGP e os MGP estão associadas aos magnetitos, qualquer explicação dada para a origem dos primeiros deve ser compatível com a origem dos segundos. Por outro lado, uma discreta, porém importante mineralização de cobre de baixo teor ocorre relacionada à transição entre rochas gabróicas das subunidades ZSI e ZSII, hospedada nos níveis inferiores de magnetitos. Assim sendo a explicação da origem dos EGP deve portanto ser compatível com a origem dos magnetitos, seus *trends* de acumulação de vanádio e da mineralização de Cu e S.

Os magnetitos são interpretados como resultantes de processos de mistura de magmas e fracionamento magmático. Os teores anômalos de Cu foram explicados a partir da acumulação de Cu e S acompanhando o enriquecimento em FeO do magma, após a formação dos magnetitos da Zona de Transição. Assim poderemos analisar a origem dos EGP do **S.R.J.** em termos das duas situações expostas, ou seja, EGP associados aos magnetitos de alto vanádio e de baixo vanádio+Cu+S, respectivamente.

10.6.1 A origem dos EGP da Fazenda Gulçari

A figura.10.7 mostra uma síntese dos dados principais da mineralização de EGP com respeito a litotipos, a associação destes aos valores altos de EGP e à mineralogia associada. Como pode ser visto os valores mais altos associam-se aos topos e bases de camadas de magnetitos, onde ocorre a maior incidência de ligas de EGP e MGP. Os sulfetos ocorrem como disseminações ao longo da zona mineralizada, enquanto os arsenietos têm ocorrência mais restrita. Os *trends* de

variação de Pt e Pd localizados entre os picos anômalos mostram uma marcante diminuição no sentido do topo dos magnetitos, implicando em provável fracionamento magmático desses elementos.

Dessa maneira, essa ocorrência pode ser explicada de maneira semelhante aos depósitos de EGP do cromitito UG2 do Complexo de Bushveld. Esses cromititos exibem teores de EGP de até uma dezena de partes por milhão e ocorrem no topo da Zona Crítica daquele complexo, na base da Zona Principal. O intervalo do UG2 (da mesma forma que Merensky Reef) é marcado por inversões de variações crípticas de minerais e de composição de isótopos de estrôncio em plagioclásio e em rocha total (p. ex. Sharp et. al. 1983, Kruger & Marsh 1985). Atribui-se a misturas de magmas o papel promotor da concentração de EGP, pois nesses episódios podem ocorrer, por exemplo, felsificação ou sulfidização. Assim, a exemplo de Bushveld e Stillwater, as mineralizações de platina e paládio da Fazenda Gulçari poderiam ser explicadas pela mistura de magmas das Zonas Inferior e Superior, com um desses magmas agindo como fornecedor de EGP e o outro fornecendo o enxofre necessário à formação dos sulfetos (coletores de EGP).

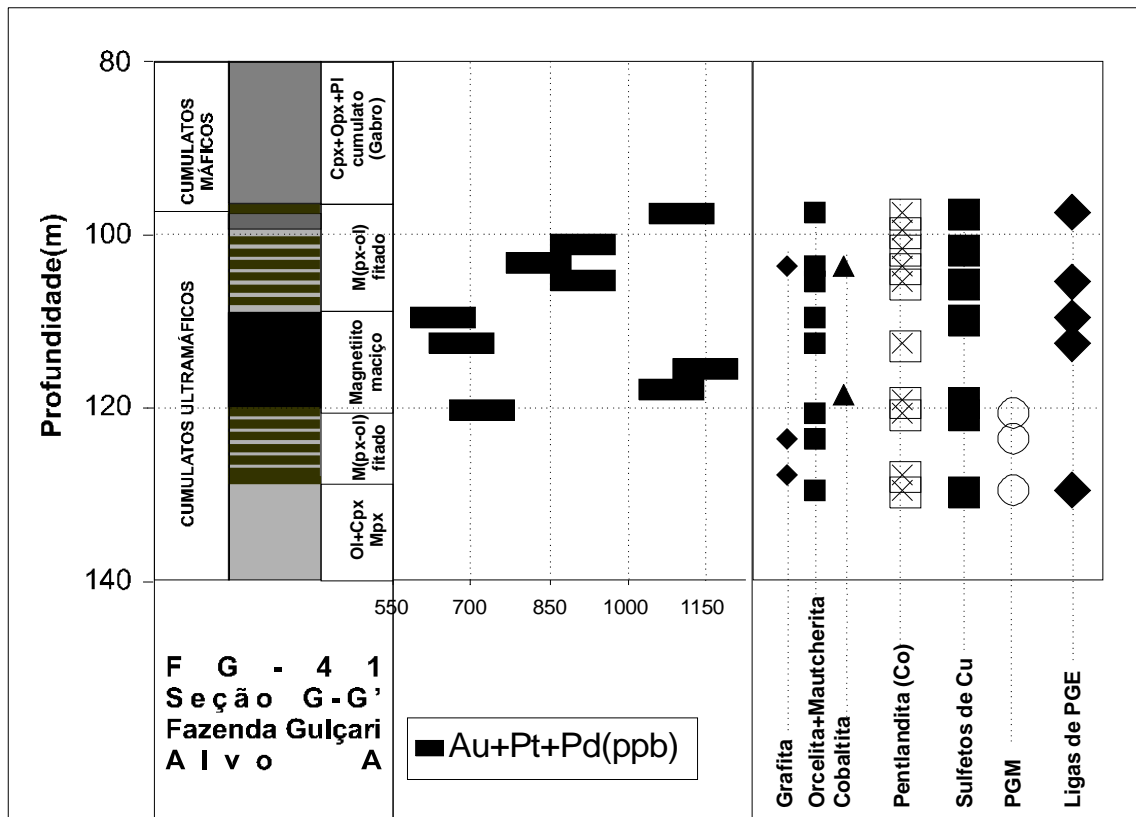


Figura 10.7 - Associação paragenética simplificada da minerais do grupo da platina no corpo de minério de Fe-Ti-V da Fazenda Gulçari.

Dados da mineralização de Cu da Zona Superior mostram que a saturação em enxofre ocorreu quando $S > 1000 \text{ ppm}$, condição satisfeita apenas no topo e base dos magnetitos do Alvo A onde ocorrem os maiores teores de Cu em magnetitos. Assim, conforme pode ser confirmado pelos dados mineralógicos e texturais, sulfetos foram provavelmente coletados por magnetita e ilmenita de cúmulus, que fracionariam os EGP até atingir a saturação de S e precipitação de sulfetos. Os dois episódios de mineralização de EGP teriam ocorrido durante a mistura de magmas. A ocorrência de arsenietos hospedados nos cristais de cúmulus seria explicada, a exemplo do enxofre, pela saturação em arsênio.

10.6.2 Modelo da evolução textural e mineralógica dos MGP do Alvo A da

Fazenda Gulçari

A mineralização de EGP associada a material intercúmulus foi anteriormente explicada pela ascensão de uma frente de fluidos ricos em As, Bi e Se que mineralizaram os espaços intergranulares após a sinterização dos óxidos. Esses fluidos ascendentes ricos em Fe-Mg-Si, seriam expulsos dos cumulos após a compactação dos mesmos. Esse material coalesceria com os grãos de óxidos de Fe-Ti-V nos estágios iniciais da injeção e com o aumento da pressão o fluido provocaria o fraturamento hidráulico dos magnetitos. Nesse estágio esse fluido mais rico em enxofre e CO_2 , promoveria a formação de sulfetos, silicatos (olivina) e redução dos EGP formando ligas de EGP e Fe-Ni. Com o aumento da pressão e fraturamento formar-se-ia uma rede de pequenos condutos que canalizariam os fluidos, formando uma mineralização conhecida como *pipe-like*, superposta à mineralização ortomagmática.

As texturas dos minerais do grupo da platina e da paragênese de silicatos e óxidos de Fe-Ti-V do Alvo A da Fazenda Gulçari permitiram inferir quatro etapas evolutivas ilustradas sinteticamente na figura 10.8.

A sequência de eventos relacionados à mineralização seria a seguinte:

1-(a -b) Fase cumular, onde partículas de EGP são coletadas por sulfetos e arsenietos que servem como pontos de nucleação de ilmenita, a fase de cúmulus inicial e magnetita+ilmenita+silicato, posteriormente. As temperaturas dessa fase seriam superiores àquelas dada pela cristalização do piroxênio, ou seja, acima de 900°C

1-(c) - Crescimento adcumulato e formação de um líquido intercúmulus rico em Mg, As e Cu.

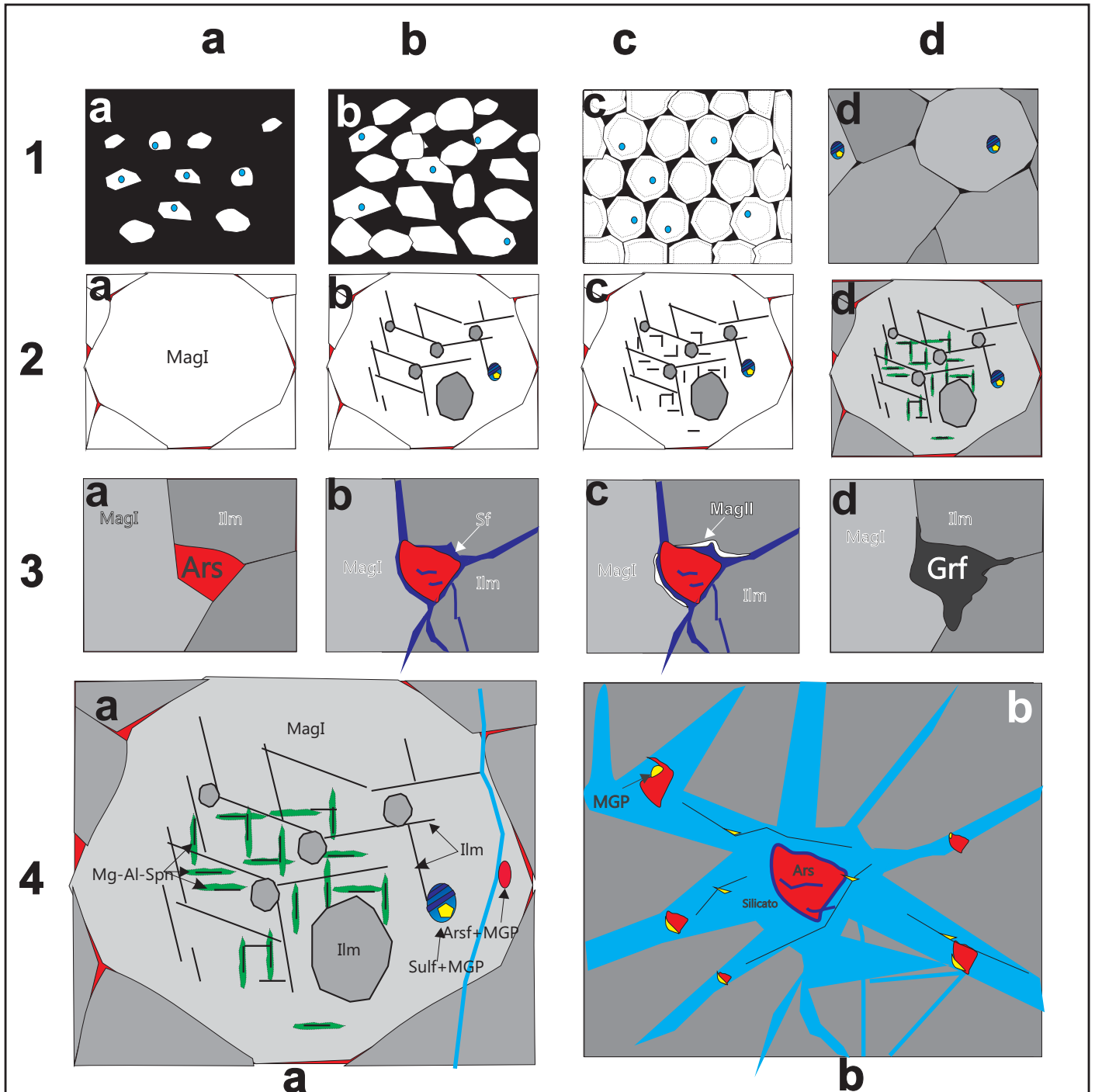


Figura 10-8 - Evolução microtextural das mineralizações de Fe-Ti-V e EPG.

1- Mineralização na fase cumular : a - Formação de magnetita, ilmenita e silicatos de cumulus, com inclusões de sulfetos ricos em EPG; 1b e 1c- Crescimento adcumulato; 1d - Sobrecrecimento por sinterização (*annealing*), formação de córdon na periferia e junções de grão, separação de MGP dos sulfetos intra-grão;

2- Exsolução : a - Injeção de fluido rico em arsênio nas junções tríplices dos grãos; 2b- Oxi-exsolução de ilmenita em treliça; 2c - Oxi-exsolução de ulvoespínélio na magnetita e hematita na ilmenita; 2d- Formação de espinélio aluminoso associado ao ulvoespínélio;

3 - Mineralização hidrotermal de EPG - a - Aumento da pressão de injeção de fluido mineralizante rico em arsênio; 3b - Chegada de front rico em enxofre com fraturamento hidráulico dos cumulatos. 2c-- Oxidação dos sulfetos; 2d - Redução dos óxidos com precipitação de grafita e formação de ligas metálicas;

4 Estágio atual da mineralização : a - Minério de ferro magnético rico em EPG singenético. 4b - Minério de ferro magnético rico em EPG singenético com adição de mineralização de sulfetos, arsenietos e ligas metálicas de origem hidrotermal.

Abreviaturas: MagI = magnetita primária, Mag II - magnetita de oxidação de sulfetos. Ilm = ilmenita, Sulf= Sulfetos; Arsf = arsenietos, MGP= minerais do grupo da platina; Mg-Al-Spn = Espinélio magnésio-aluminoso; grf= grafita

1-(d) – Sobrecrescimento dos cumulos de Fe-Ti-V via sinterização e exsolução dos sulfetos, com redução intra-óxido, formando os grãos complexos de sulfetos ricos em Cu e liga de Pt-Cu.

2-(a)- Injeção de um fluido rico em arsênio nas junções tríplices e espaços formados por imperfeições cristalinas.

2-(b) - Exsoluções de ilmenita em treliça, exsolução interna de ilmenita nas junções de lamelas.

2-(c) - Exsolução das lamelas de ulvoespínélio.

2-(d) Exsolução de espínélio aluminoso

3-(a) Aumento da injeção de fluido rico em arsênio com afastamento dos grãos sinterizados e deposição de maucherita e orcelita intergranular.

3-(b) Chegada de uma frente de fluido rica em enxofre que traz cobre, ou reage com o cobre dos arsenietos, formando sulfoarsenietos (tipo cobaltita) em torno dos arsenietos com início da fase rúptil, de fraturamento hidráulico dos grãos de óxido.

3-(C) Avanço da brechiação com liberação de oxigênio, ferro da magnetita para a desulfurização dos sulfetos contidos na magnetita, formando sulfetos enriquecidos em Cu e empobrecidos em S.

3-(d) – Chegada de CO₂ e provavelmente H₂O que serpentiniza os grãos de olivina e deposita grafita, que tampona a redução dos EGP, formando ligas de Pt e Pd. O oxigênio liberado do CO₂ é utilizado na formação de magnetita de 2^a geração (Fe₃O₄ puro).

4 (a) Estágio final da mineralização primária.

4-(b) – Estágio final da mineralização hidrotermal, com a formação de sulfetos, arsenietos e ligas de EGP em *micro-pipes* preenchidos por silicatos magnesianos hidratados.

10.6.3 A origem dos EGP dos Alvos B e Novo Amparo

Nesses dois alvos Pt e Pd (Au) estão relacionados a magnetitos com disseminação de cobre de baixo teor. Os teores altos de Pt+Pd estão associados aos baixos teores de Cu e S, enquanto alguns teores altos de Au associam-se a Se, Te e Bi. Como foi exposto no Capítulo 8, os sulfetos se depositaram na base dos magnetitos, após ocorrer a saturação em enxofre e imiscibilidade de sulfetos. Essa associação sugere que magnetita e sulfetos cristalizaram diretamente de um líquido do tipo Cu-Fe-S-O.

Segundo Naldrett (1969) o cotético ternário no sistema Fe-S-O ocorre a 915°C. Experimentos de Makovicky (1996) demonstram que o líquido residual dos sistemas Cu-Fe-Au-S e Cu-Fe-Pd-S cristaliza a 700°C e provavelmente a 900°C,

respectivamente. Esses dados são coerentes com a possibilidade da coexistência de resíduos oxi-sulfetados, acumulados por fracionamento magmático com enriquecimento em ferro, enxofre, Cu-Zn e Pt-Pd-Au. Essa associação explicaria os teores baixos de Pt+Pd associados aos intervalos ricos em Cu-S. Resta, no entanto explicar os teores altos de Pt+Pd associados a baixos teores de enxofre e Cu.

Pt e Pd nos alvos B e Amparo mostram relação inversa com as razões Cu/Pd. Barnes (1993, 1995, e 1997) explica essa relação através das diferenças dos valores dos coeficientes de partição do Cu e Pd entre os líquidos silicático e sulfetados. Esses valores segundo Campbell & Naldrett (1979), seriam $Cu=250$ e $Pd>10000$ e segundo Barnes (1996) de $Cu=2000$ e $Pd=100.000$. Essa discrepância entre os valores dos coeficientes de partição de elementos calcófilos para líquidos sulfetados está documentada nos trabalhos de vários autores (p. ex. Barnes *et al.* 1993, Campbell e Naldrett 1979, Zientec *et al.* 1994, Barnes *et al.* 1996). Todos esses autores citados tentaram explicar a distribuição de Cu e Pt+Pd em intrusões que exibem zoneamento composicional desses elementos através das diferenças entre os coeficientes de partição de Cu e Pt-Pd para os sulfetos. Para explicar essa defasagem espacial dos teores de Cu e Pd, Barnes (1993) utilizou o conceito de *Fator R* definido por Campbell e Naldrett (1979).

O *Fator R* foi definido por Naldrett & Campbell (1979) partindo do princípio de que, quanto maior o volume de magma, maior será a chance dos sulfetos em equilíbrio com esse magma de coletarem eficientemente os elementos calcófilos (Cu-Ni-PGE). Estes elementos calcófilos exibem maior compatibilidade com os sulfetos devido aos seus coeficientes de partição serem maiores em relação aos sulfetos do que em relação aos silicatos coexistindo no magma. Dessa maneira, quanto maior o volume de magma em relação ao volume de sulfetos existentes neste magma, maior será a chance desses sulfetos em convecção poderem coletar os metais. Assim, o *Fator R* é a relação direta entre o volume de magma e o volume de sulfeto neste magma. Magmas com *Fator R* altos são os considerados como responsáveis pela geração das maiores jazidas do mundo de sulfetos de Cu-Ni-EGP.

Barnes (1993) utilizou o conceito do *Fator R* para explicar o potencial de várias intrusões gabróicas toleíticas da região de Abitibi na Província Superior do Escudo Canadense. Neste estudo o autor utilizou as razões Cu/Pd como determinantes do potencial de produtividade econômica da intrusão em termos de EGP. Altas razões de Cu/Pd implicariam em saturação precoce de enxofre e coleta prematura de EGP por sulfetos. Baixas razões Cu/Pd implicariam em subsaturação de enxofre, o que, aliado a altos valores de R propiciariam a maior chance dos

sulfetos coletarem os EGP no magma em convecção levando a acumulação de EGP.

Para modelar a composição dos sulfetos do **S.R.J.** com *Fator R* é necessário utilizar as razões iniciais de Cu/Pd no magma progenitor. Os teores iniciais de Cu e Pd utilizados para estabelecer as razões iniciais de Cu/Pd foram as vulcânicas da Formação Mirante (Cu=39ppm e Pd=5ppb), e gabro fino varitexturado (Cu=20ppm e Pd=10ppb). Os valores citados foram utilizados como razão inicial pois eles podem representar os magmas iniciais das Zonas Inferior e Superior respectivamente.

Acredita-se que a maioria das rochas alcalinas e toleíticas continentais são formadas por fusão parcial de menos que 13% de peridotito do manto quando teores de Pd e Ir variam de frações a alguns ppbs de concentração no fundido. Segundo Barnes (1985), para 10% de fusão parcial do manto, com particionamento de Pd para sulfetos, as concentrações de Ir e Pd no fundido e restito seriam de 0,02 a 0,177ppb e 1,98 a 12ppb respectivamente. Esses valores não diferem muito dos valores encontrados em diversos toleítos continentais e se aproximam bastante dos valores encontrados nas rochas de granularidade fina do **S.R.J.**, sendo portanto indicadas para representar as composições iniciais.

A figura 10.9. mostra o resultado do modelo do *Fator R* aplicado às concentrações de Pd e Cu das rochas do Alvos A, B e N. Amparo. Como se pode observar, os teores altos de Pd do Alvo A estão associados a baixos valores de Cu/Pd, ou seja, de altos valores de R ($R > 10.000$). Os teores altos de Pd do Alvo B e Amparo estão relacionados a razões Cu/Pd intermediárias ($< 10^3$) que podem ser modeladas com $R \approx 1.000$. Segundo Campbell e Naldrett (1979), para valores altos de R o fator de enriquecimento é aproximadamente igual a R ($Cc/Cl \approx R+1$), a concentração nos sulfetos pode ser igual ao produto de R pelo teores de Pd e Cu iniciais do magma ($Cc \approx R \times Cl$). Baseado no teor de Pd de 10ppb no magma progenitor do **S.R.J.**, a concentração final de Pd para 100% sulfeto e sob condições de $R=10.000$ seria de 100.000ppb. Sulfetos (calcopirita, pentlandita e millerita) com essa composição são comuns no **S.R.J.** o que reflete a possível aplicabilidade desse modelo.

Observa-se também na figura 10.9 que cerca de 70% das análises dos Alvos B e Amparo ocupam o campo empobrecido em EGP do diagrama. Segundo Barnes (1993), isto se deve à precipitação precoce de Pd tornando altas as razões Cu/Pd. Esta observação leva a supor que deve ter havido a coleta do EGP por sulfetos de cobre anteriores à mineralização de EGP conhecida. Com efeito, grande quantidade de Pd provavelmente foi retirada do magma para formar a mineralização do Alvo A.

O conjunto de pontos que podem ser modelados com $R \approx 1.000$ com $Pd \approx 500ppb$ correspondem a amostras associadas ao topo dos magnetitos, que podem estar relacionadas à mistura com injeção de magma da unidade ZSII.

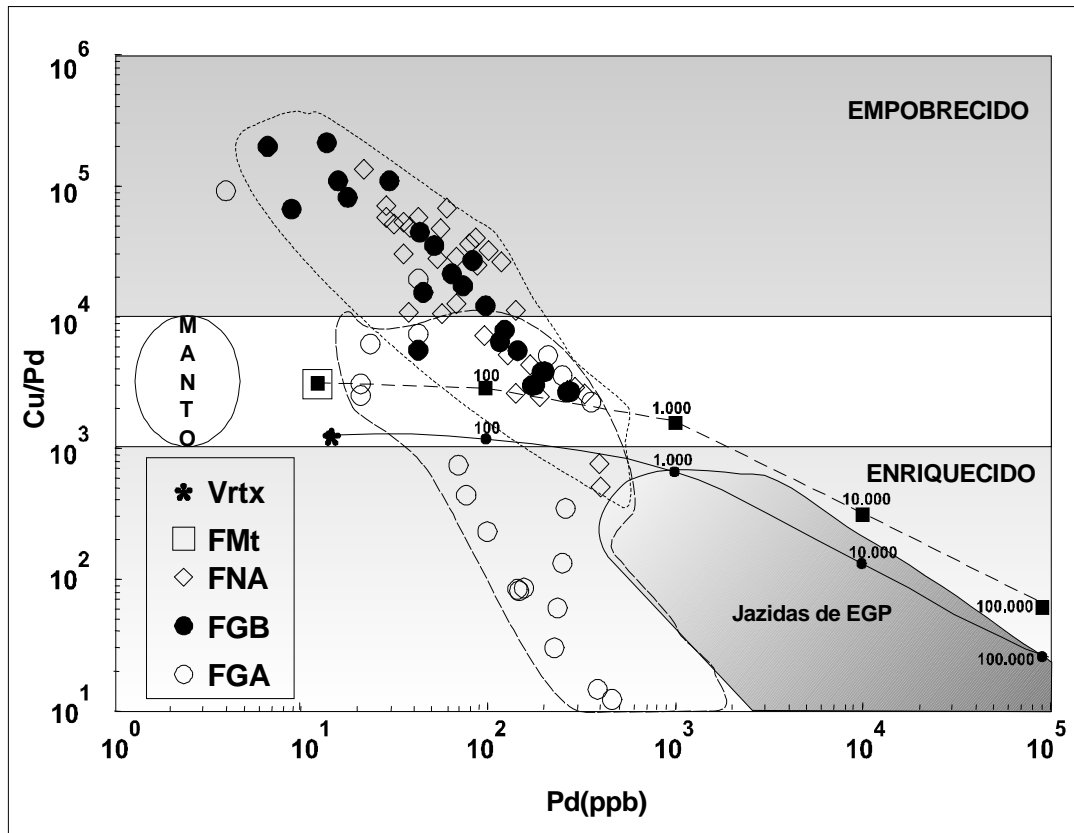


Figura 10.9 – Relação entre as razões Cu/Pd e Pd para as amostras do S.R.J., utilizando o diagrama de Barnes (1995), incluindo também o campo das razões Cu/Pd e Pd dos depósitos econômicos de EGP. Este diagrama mostra também os valores de fator R (massa de magma/massa de sulfetos, que produziriam estes valores de Cu/Pd e Pd observados no S.R.J., tendo como composições iniciais as rochas varitexturadas (estrela) e as rochas vulcânicas da Fm. Mirante (quadrado).

Em suma, a mineralização dos alvos estudados pode ser modelada com sucesso através das diferentes razões magma/líquido sulfetado, sob o ponto de vista das razões Cu/Pd. Comportamento similar foi observado para as razões Cu/Pt. Dessa maneira, resume-se que as concentrações de Pt e Pd podem ser explicadas por coleta de EGP por sulfetos a diferentes *fatores R*, ou seja, sulfetos formados a altos valores de R retiram Pt+Pd do magma para formar a mineralização do Alvo A, durante a mistura de magmas de ZSI com ZI. Após a formação do magnetitito do Alvo A, o magma começa a fracionar Fe+S+O+Au e precipita sulfetos e óxidos no Alvo B e Amparo. Com a chegada de um novo pulso de magma (ZSII), novas condições de *Fator R* alto são atingidas, levando à formação de sulfetos ricos em EGP. Este modelo implica na formação de sulfetos; com isso o Alvo A deveria ter

teores de S similares aos alvos B e Amparo. Esta diferença em teor de S pode ser explicada pela indicação da oxidação dos sulfetos ou de possível desulfurização dos mesmos.

O significado geológico desse modelo foi ilustrado na figura 10.2 que exhibe fontes de magma em turbulência, como no modelo de Campbell (1987), com a diferença de que essas fontes ocorrem dentro de um conduto alimentador da intrusão. A idéia do conduto é necessária para propiciar os altos *fatores R* sugeridos para o Alvo A da Fazenda Gulçari, como resultado da passagem de uma grande massa de magma por um espaço de pequeno volume, ou seja, no conduto alimentador da intrusão. Nessa condição, os sulfetos interagiriam com grandes quantidades de magma. Nos Alvos B e N. Amparo o *Fator R* seria obtido a partir da mistura do magma residual da ZSI com magma da ZSII (mistura no contato entre as duas massas de magma) longe do conduto, e portanto com valores de *R* menores que aqueles do alvo A da Fazenda Gulçari.

10.6.4 A fonte do Enxofre

No estudo dos depósitos de sulfetos magmáticos é muito comum o debate sobre as fontes de enxofre responsáveis pela formação dos sulfetos. Magmas toleíticos geralmente são subsaturados em enxofre e a saturação neste elemento pode ser atingida naturalmente, em sistema fechado, pelo fracionamento magmático. Enxofre também pode ser adicionado ao magma através de contaminação crustal ou por mistura com magmas mais ricos nesse elemento. A hipótese de contaminação crustal pode ser inquirida através do estudo das razões Se/S. Estas razões são utilizadas para identificar a fonte de enxofre em depósitos de sulfetos magmáticos, especialmente onde a assimilação de rochas encaixantes foi importante na gênese do depósito (Paktunk, 1989; Eckstrand *et al.*, 1989; Ripley.,1990a). A conveniência do uso de Se/S reside no fato de que rochas sedimentares crustais são geralmente empobrecidas em selênio relativamente a rochas manto-derivadas (Eckstrand & Hulbert, 1987). Como é mostrado na figura 10.10 de Barnes (1995), a razão Se/S dos sulfetos do **S.R.J.** está ocupando o campo rico em Se, ou seja, manto-derivado.

Nessa figura 10.10 foram também representados os valores de Se/S em rocha total dos Alvos B e Novo Amparo. Como Se e S particionam para os sulfetos muito mais fortemente do que para os silicatos, a razão Se/S em rocha total deve representar essa relação nos sulfetos. Como resultado observa-se que as razões se inserem no campo de alto *Fator R* e baixa contaminação crustal.

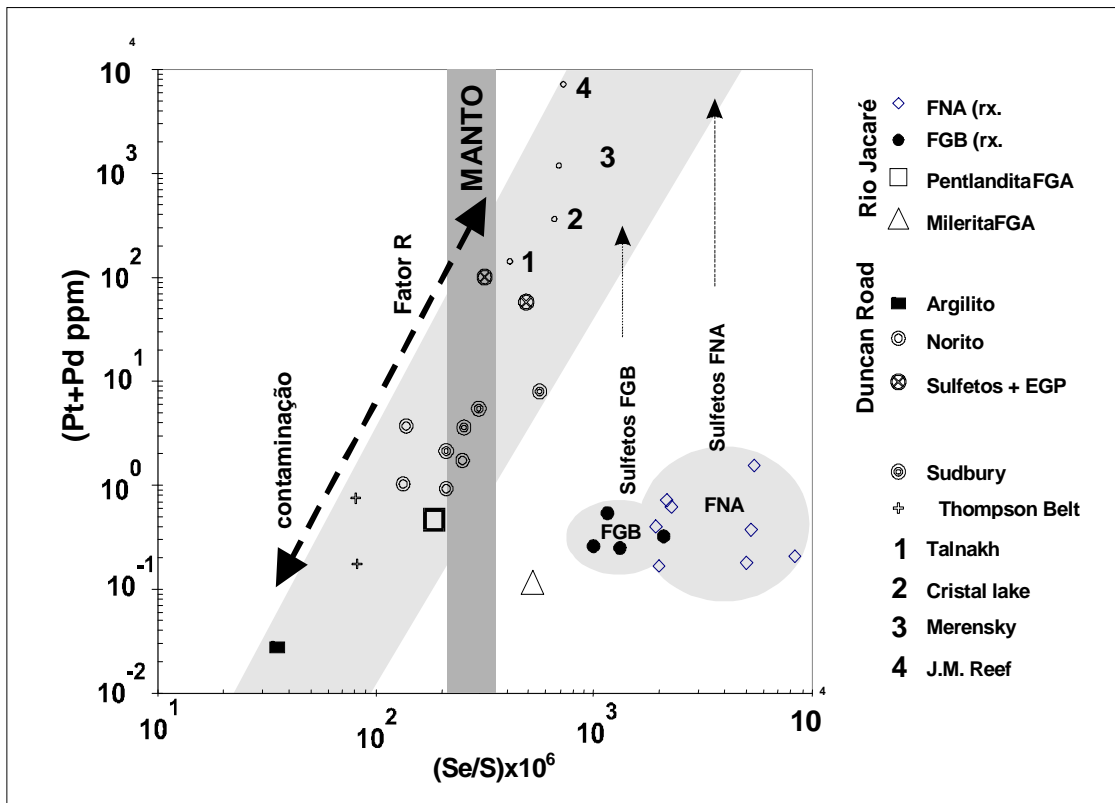


Figura 10.10 – Diagrama de Pt+Pd x Se/Se de Barnes et al. (1996), para explicar a influencia combinada de assimilação de enxofre das encaixantes e fator R no teor de Pt+Pd dos sulfetos do depósito de Duncan Road do Complexo de Duluth. Neste diagrama também estão representados os pontos relativos à composição dos sulfetos do Merensky Reef, Sudbury, e de outros depósitos de sulfetos ricos em EGP.

Esse tratamento tem a limitação no fato de que eventuais perdas de enxofre pelos sulfetos em episódios oxidantes podem alterar sensivelmente essa razão, pois abundância relativa do enxofre sobre o selênio é de cerca de mil a dez mil vezes. Mesmo com essa restrição as razões Se/S mostram que a contaminação crustal foi irrelevante no aumento dos teores de enxofre no **S.R.J.** o que é compatível com a interpretação de que o enriquecimento de 0,005% de S das rochas de bordo para 0,4% de S nos níveis sulfetados pode ser produto de fracionamento magmático.

10.7 O potencial econômico do S.R.J.

Os depósitos de magnetita vanadífera são os principais bens minerais econômicos do **S.R.J.** e sua exploração econômica, segundo geólogos do Grupo MBR, depende de aumento dos preços do vanádio no mercado internacional para dar viabilidade econômica ao projeto.

Os dados coletados nessa pesquisa e sua interpretação apontam para a possibilidade de concentração de Cu e Pt+Pd que podem agregar mais valor para o

minério vanádífero. Pesquisas adicionais no minério de cobre podem revelar concentrações mais ricas em áreas mais favoráveis, ampliando-se o volume dos recursos geológicos desse minério.

A mineralização platinífera pode representar outro fator agregador de valor ao vanádio. A possibilidade de ocorrência de concentrações estratiformes abre grandes possibilidades, quando se considera a extensão de cerca de cem quilômetros do **S.R.J.**. Como os controles da mineralização de EGP são litológico-estratigráficos, existe a possibilidade de zonas transicionais serem portadoras de horizontes ou *reefs* platiníferos.

Os teores de EGP encontrados neste estudo e aqueles reportados por Avena (1987) correspondem a valores diluídos em amostras contínuas de 1 metro de testemunhos nos alvos B e Amparo. Pode imaginar teores duas a três vezes maiores em um provável *Pd+Pt reef*. Quando comparados com depósitos econômicos de EGP (figura 10.11) Pt e Pd do **S.R.J.** mostram teores da mesma ordem de grandeza. A exemplo da figura 10.8 isto ratifica a comparação das concentrações de EGP do **S.R.J.** com aquelas dos depósitos estratiformes de platinóides das grandes intrusões.

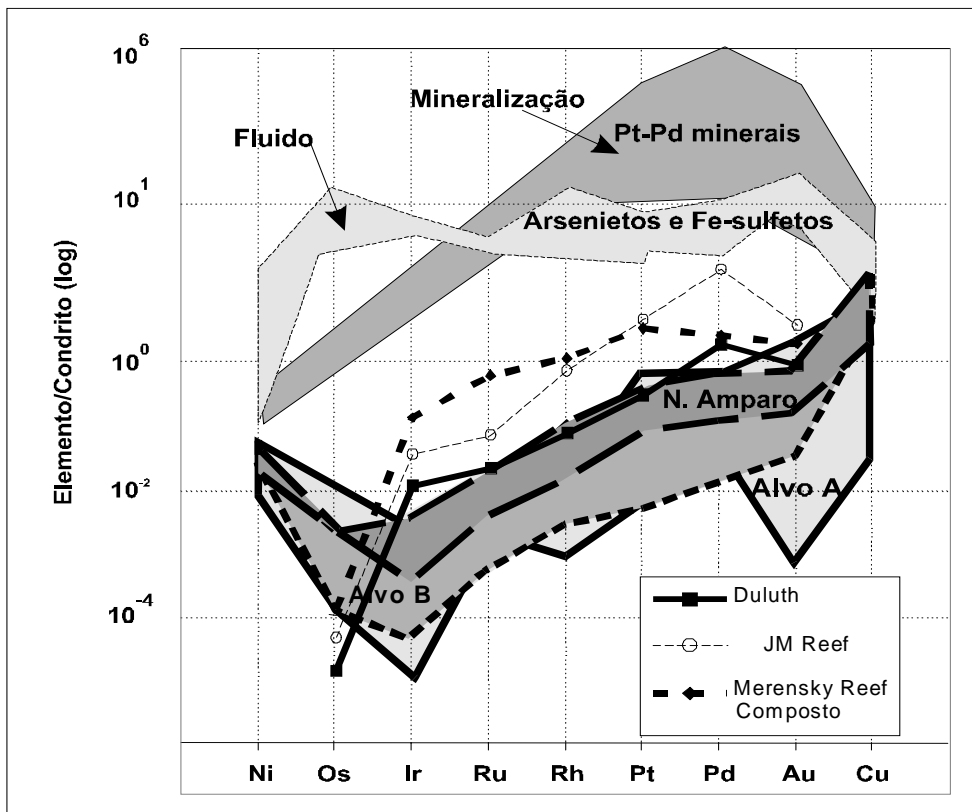


Figura 10.11 – Padrões de concentração de EGP normalizados em relação a concentração desses elementos nos meteoritos condrítricos dos MGP, rochas e paragéneses associadas no S.R.J.. Também estão representados os padrões do Merensky Reef, Complexo de Duluth, e JM. Reef, (valores de Barnes e Naldrett (1985)).

A outra possibilidade econômica diz respeito a ocorrência de horizontes ricos em Au, baseado em um modelo de fracionamento de Pt-Pt-Au, que favoreceria a formação de jazidas de ouro do tipo Platinova. Nesse modelo as concentrações de Au estariam relacionadas à interface entre os anortositos ZSIIa e ZSIIb, indicado pelo zoneamento composicional ditado pelo enriquecimento em Au à razão Pt/Pd pouco variável.

10.8 Conclusões

Os trabalhos de pesquisa sobre o *Sill* do Rio Jacaré realizados revelaram a atuação de fatores geodinâmicos influenciando o magmatismo de uma província e a metalogenia associada. Fatores petrogenéticos que determinaram a formação de depósitos de minerais metálicos estão relacionados a episódios críticos da evolução magmática da intrusão. As principais conclusões obtidas neste estudo são as seguintes:

1. O S.R.J tem a extensão de 70 Km e largura média aflorante de 1,2 Km, com direção N10E e mergulho entre 50° a 70° para SE. O S.R.J. foi deformado e metamorfoseado juntamente com suas encaixantes; em conjunto, formam uma faixa que ocupa o bordo nordeste do Cinturão Contendas-Mirante, que compõe a parte sul do Cinturão-Lineamento Contendas-Jacobina. O S.R.J. é uma intrusão sin-vulcânica associada a sedimentação e vulcanismo de ambiente continental, encaixado em rochas vulcânicas basáltico-andesíticas e vulcanossedimentares da Formação Mirante.
2. O *Sill* do Rio Jacaré foi dividido em duas zonas principais, denominadas de Zona Inferior (ZI), com espessura média de 300m e Zona Superior (ZS), com espessura de 600 a 1.000m. A ZI é constituída por rochas gabróicas maciças a clinopiroxênio e plagioclásio. A ZS foi sub-dividida em duas subzonas I e II, a primeira de natureza gabróica a piroxenítica e a segunda gabróica, leucogabróica e anortosítica. O contato da ZI com as rochas da Formação Mirante exhibe rochas de granularidade fina, interpretadas como resultado de resfriamento rápido e associadas ao bordo da intrusão. O contato entre ZI e ZS mostra uma seqüência transicional, acamadada, denominada de Zona de Transição, onde ocorrem rochas com texturas e estruturas multi-variadas denominadas de varitexturadas que foram interpretadas como misturas mecânicas e de hibridização de magmas.
3. Nos estudos petrográficos identificou-se três grupos de rochas, correspondendo às unidades nas quais o SRJ foi dividido. São elas gabros maciços de grã média, com textura granular a nematoblástica da ZI, cumulos máficos e ultramáficos da ZT. Gabros, melanogabros, piroxenitos e magnetita-piroxenitos

microrítmicamente acamadados da ZSI e gabros, leucogabros e anortositos modalmente acamadados com plagioclásio de cumulus da ZSII. As rochas varitexturadas finas foram denominadas de diabásios. A transição entre ZI e ZS foi interpretada como uma possível zona de mistura de magmas.

4. A química mineral mostra que os piroxênios são de baixo alumínio (Al_2O_3 entre 0,3 a 1,5%) e variam de $Di_{50}<Di<90\%$ e $En_{41-25\%}$. Os ortopiroxênios do tipo ferrohiperstênio ($Wo<5\%$ e $En<50\%$) exibem variação de En_{40} a En_{60} . As olivinas tem composições de Fo_{55} (hyalosiderita) a Fo_{42} (hortonolita). Anfibólios do tipo cálcico ($Ca>1,5$ e $Ca+Na>2$) variando continuamente desde magnésio-hornblenda até ferro-tschermakita. Os anfibólios de origem ígnea tem composição de pargasita a Fe-hastingsita e textura intercumular. Os óxidos de Fe-Ti-V mostram variações nas proporções molares de membros finais das soluções sólidas magnetita_{ss} ($X'_{usp}<10\%$) e ilmenita_{ss} ($X'_{ilm}>90\%$). As composições dos minerais definem acamadamento críptico relacionado à cristalização fracionada do magma e separação das principais fases de cumulus. As variações de Si e Mg dos anfibólios mostram grau metamórfico crescente de oeste para leste no sentido do Bloco de Jequié.
5. O dados litogeoquímicos permitiram identificar as rochas vulcânicas e as de granularidade fina do SRJ como toleítos magnesianos silicosos (SHMT). Foram identificados *trends* decrescentes e crescentes de feldspato normativo e #Fm, respectivamente, para cada zona do SRJ e em geral, na direção do topo da intrusão. Os elementos-traço mostram tendências de acumulação e cristalização sob a forma de minerais acessórios em estágios avançados de fracionamento magmático.
6. As rochas vulcânicas mostram padrão fracionado de ETR similar à ZI, sem anomalia de Eu, enquanto a ZT mostra cumulos ultramáficos com anomalia negativa de Eu e discreto enriquecimento de ETRP em relação a ETRL (rochas ricas em olivina) e cumulos máficos com enriquecimento de ETRL e anomalias positivas de Eu. A ZS mostra forte enriquecimento de ETRL e anomalia de Eu. Os dados litogeoquímicos são compatíveis com a inferência de interação de diferentes líquidos magmáticos representando as diferentes zonas do SRJ.
7. A sistemática isotópica de Sm-Nd forneceu uma idade isocrônica de $2,841\pm 68\text{Ma}$ para o SRJ, com $\epsilon_{Nd}(T)=-1.3$ e $MSWD=6.8$. O método Rb-Sr produziu uma idade de $2,757\pm 187\text{Ma}$ ($R_o=0.70491\pm 0.0007$ e $MSWD=1.5$). O metamorfismo de facies anfibolito e deformação foram datados de 2,1 e 1,8 Ga, respectivamente pelos métodos Sm-Nd e Rb-Sr (Ciclo Transamazônico).
8. Dados isotópicos mostram também que $\epsilon_{Nd}(T)$ é típico de reservatórios condrítricos levemente empobrecidos, enquanto $Sr(o)$ é típico de magmatismo

continental. As variações verticais de $\epsilon_{Nd}(T)$ and $Sr(o)$ evoluíram simpateticamente com variações crípticas de algumas fases de cumulus, indicando que essas rochas provêm de um mesmo reservatório isotópico e que sofreram cristalização fracionada, pequena assimilação de rochas encaixantes e mistura de magmas.

9. As zonas Superior e Inferior foram consideradas como representantes de dois influxos de magma, enquanto que a ZT provavelmente representa a mistura de um magma residual enriquecido em Fe da ZI com uma fração de magma da ZS.
10. A composição da magnetita controla os teores de V_2O_5 em rocha total caracterizando dois tipos de minério: um de alto vanádio e outro de baixo vanádio. O minério de alto vanádio ou do Alvo A contém magnetita com teores de V_2O_5 entre 2,2-4,5% correspondente a magnetitos de teor médio de 2,2% de pentóxido de vanádio. O minério de baixo vanádio, representado pelas magnetitas dos Alvos B e Novo Amparo, têm teores de V_2O_5 variando de 0,3 a 2,5 % enquanto o minério exibe concentração variando de 1,5 a 0,5 % de V_2O_5 .
11. Os magnetitos do Alvo B e da Fazenda Novo Amparo mostram intervalos de 2 a 4 metros de espessura enriquecidos em com teores de 0,3 a 0,5% Cu. A cristalização de magnetita e ilmenita de cumulus aparentemente comandou o enriquecimento de cobre no líquido intercumulus por ser o mesmo incompatível com silicatos e com os óxidos de Fe-Ti-V.
12. Minerais do grupo da platina - MGP ocorrem associados a arsenietos e sulfetos nos magnetitos. Os MGP são esperrilita, gversita, cabriita, isoferroplatina e ligas de Pt-Pd-Fe-Ni-Cu-Sn. Os arsenietos são orcelita, maucherita, westerveldita, cobaltita e os sulfetos são pentlandita, calcopirita, milerita, pirrotita e bornita. Os MGP ocorrem como partículas inclusas nos óxidos de cumulus ou nos grãos intercumulus e em franjas dos arsenietos. Essas texturas representam uma fase de mineralização ortomagmática, uma fase hidrotermal sin-magmática e uma fase pós-magmática.
13. Os teores de EGP no Alvo A são em média 300 ppb; às vezes se tem teores de até 2.000ppb de Pt e até 1.200ppb de paládio. No Alvo B ocorrem três picos de EGP da ordem de 600ppb Pt e 240ppb Pd e um discreto aumento de Au (150ppb). Em Novo Amparo ocorrem também três picos de EGP com $Pt > Pd >> Au$, com máximos de 700ppb Pt, 350ppb Pd e 200ppb de Au. Neste alvos os valores máximos de Au estão associados a altos valores de S, Se-Bi-Te. Valores altos de Pt-Pd com baixas razões de Cu/Pd mostram a relação inversa entre sulfetos de Cu e EGP.
14. O estudo dos índices de fracionamento dos EGP sugere que:

- a) A concentração de Rh em relação a Ir refletiria a composição inicial do magma que teria se enriquecido 8 vezes em relação a um reservatório condrítico.
- b) O fracionamento desse “magma enriquecido” promoveria o aumento da razão Rh/Ir em 3,2 vezes para o Alvo A, 4,7 para FGB e 4,9 vezes para FNA.
- c) As razões envolvendo paládio evidenciam enriquecimento de Pd em relação a Pt e Ir por processos de fracionamento, combinados possivelmente a concentração via processos hidrotermais.
15. A nível geral, sugere-se que uma pluma do manto interagiu com um *rift* intra-continental há 2,84 Ga, colocando magmas basálticos do tipo SHMT em câmaras magmáticas rasas, produzindo sills e derrames que se interdigitaram com a sedimentação da bacia. A ascensão rápida desse magma não permitiu a saturação em enxofre, favorecendo a solubilidade dos EGP durante o transporte do magma.
16. Um sistema magmático aberto com abastecimento periódico de três fluxos de magma foi utilizado para explicar as variações mineralis, litogeoquímicas e as mineralizações:
- a) A cristalização de plagioclásio e clinopiroxênio da ZI promoveu a formação de um magma residual rico em Fe-Ti-V com fator de enriquecimento de cem vezes em relação ao teor das rochas de bordo.
- b) A mistura do resíduo com o magma da ZS pode explicar a composição das magnetitas do Alvo A.
- c) O fracionamento magmático da ZS e a mistura com um terceiro fluxo de magma foi utilizado para explicar os teores de V do minério magnético dos Alvos B e Novo Amparo. Essa mineralização pode ser explicada como resultado do fracionamento magmático da magnetita na ZS que levou ao enriquecimento em S-Cu e EGP no líquido. A descoberta de anomalias de cobre pode vir a constituir mineralização econômica.
- d) As mineralizações de EGP foram relacionadas a Fator R maior que 100.000 para o Alvo A, e Fator R abaixo de 10.000 para o Alvo B e Novo Amparo. Esses fatores seriam atingidos no Alvo A pela mistura de magmas num conduto alimentador da intrusão, enquanto que nos demais alvos a mistura se daria em posição distal a este conduto.
17. O estudo dos platinóides sugere portanto um modelo de mineralização de EGP associado a magnetita equivalente àqueles associados a sulfetos enriquecidos em EGP em cromititos. Essa descoberta implica na possibilidade de se localizar depósitos econômicos de EGP no **S.R.J.**

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmat, A. L. 1983. Structure, stratigraphy, and mineralization potential of the anorthositic Windimurra gabbroid, Ylgarn Block, Western Australia. *Geological Society of Australia Abstract Series*, **9**:265-266.
- Ahmat, A. L.; De Laeter, J.R. 1982. Rb-Sr isotopic evidence for Archean-Proterozoic crustal evolution of part of the central Ylgarn Block, Western Australia: constraint on the age and the source of anorthositic Windimurra gabbroid. *Geological Society of Australia Journal*, **29**:177-190.
- Allard, G.O. 1970. The Dore Lake Complex of Chibougamau, Quebec- A metamorphosed Bushveld - type layered Complex. *Geol. Soc. South Africa Spec. Pub.* **1**:477-491
- Allard, G.O. 1973. Some speculations regarding the Lower Zone Hidden Zone of The Dore Lake Complex and its potential mineral resources. *Geological Society of American Bulletin*, **84**: 717-724.
- Almeida, F.F.M. 1971. Geochronological Division of the Precambrian of South America. *Rev. Bras. Geociências*, V.I.
- Almeida, F.F.M. 1978. O Cráton do São Francisco, in Rocha, A.J.D.; Misi, A.; Torquato, J.R.F.; Lima, O.A.L.; Costa, P.H.O., eds. Anais da Reunião Preparatória para o Simpósio do Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais - Agosto 1977. SBG NBA-SE Public.Esp 3, p.13-32.
- Almeida, F.F.M.; Hasuí, Y.; Brito Neves, B.B. de; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. In: J.M. Mabesoone; B.B. de Brito Neves et al. Sial edit., The Geology of Brazil. *Earth Science Review*, **17**: 1-30.
- Amossé, J.; Allibert, M. 1993. Partitioning of iridium and platinum between metals and silicate melts; evidence for passivation of the metals depending on $f O_2$. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**(10): 2395-2398
- Amossé, J.; Allibert, M.; Fischer, W.; Piboule, M. 1990. Experimental study of the solubility of platinum and iridium in basic silicate melts; implications for the differentiation of platinum-group elements during magmatic processes. *Chemical Geology*, **81**(1-2): 45-53.
- Andersen, J.C.O., Rasmussen, Henrik, Nielsen, T.F.D., Ronsbo, J.G. 1998. The Triple Group of the Platinova gold and palladium reefs in the Skaegaard Intrusion: stratigraphic and petrographic relations. *Economic Geology*, **93**: 488-509.
- Ashwall, D.L. et al. 1993. *Anorthosites Mineral and Rocks*. Springer Verlag, p. 222-262.
- Ashwall D.L.; Myers, J.S. 1994. *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam. Elsevier.
- Asif, M.; Parry, S.J. 1990. Nickel sulphide fire assay for the collection of the platinum group elements and gold from chromitites using reduced bead size. In:

Proceedings of the Fifth international platinum symposium. Mineralogy and Petrology. Springer-Verlag, Vienna, Austria, **42**(1-4): 321-326.

Atkins, F.B. 1969. Pyroxenes of Bushveld Intrusions, South Africa. *Journal of Petrology*, **10**: 222-249.

Avena Neto, R. 1987. *Platinóides no corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Gulçari-AlvoA-Maracás-Bahia.* Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado.

B

Ballhaus, C.G.; Cornelius. M.; Stumpfl, E.F. 1988. The upper critical zone of the Bushveld Complex and the origin of merensky-type ores; a discussion. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **83**(5): 1082-1085.

Ballhaus, C.; Berry, R.F.; Green, D.H. 1991a. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**: 27-40.

Ballhaus, C.; Berry, R.F.; Green, D.H. 1991b. Erratum: High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 384.

Barbarin, B. 1988. Field evidence for sucessive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vêtre Monzogranite (Nord – Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Science*, **25**: 49-59.

Barbosa de Deus. 1989. Relatório Interno de Pesquisa “Projeto Vanádio” Promina. Consultoria geológica aos projetos de mineração.

Barbosa, J.S.F.; Marinho, M.M.; Sabaté, P. 1992. Projeto IGPC 280, Guia de Excursão. 7-28p.

Barbosa, J.S.F.; Marinho, M.M.; Sabaté, P. . 1992 Geology of the Jequié-Itabuna Belt, In: Pedreira, A.J. (Org.). Petrologic and Geochronologic evolution of the oldest segment of the São Francisco Craton, Brazil: Excursion guidebook and review articles for a field workshop through selected Archaean and Early Proterozoic terranes of Bahia, Brazil. Cap. 2, p. 7-28.

Barbosa, J.S.F; Dominguez, J.M.L. 1996. Mapa Geológico do estado da Bahia. Texto explicativo. SICM/SGM, 382p.

Barnes, S.J. 1986. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: 524-531.

Barnes, S.J. 1988. The effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on Ni/ Pd, Cu/ Rh and Cu/ Pt ratios; with examples from Norway and Quebec. In: V. M. Goldschmidt conference, Geochem. Soc. United States. 28 pp.

- Barnes, S.J.; Naldrett, A.J.; Gorton, M.P. 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, **53**(3-4): 303-323.
- Barnes, S.J.; Boyd, R.; Korneliussen, L.P.; Often, M.; Pedersen, R.B.; Robins, B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements distributions. *Economic Geology*, **88**: 1402-1418.
- Barnes, S.J.; Couture, J.F.; Sawyer, E.W.; Bouchaib, C. 1993. Nickel-copper occurrences in the Belleterre-Angliers Belt of the Pontiac Subprovince and the use of Cu-Pd ratios in interpreting platinum-group element distributions. *Economic Geology In: A special issue devoted to Abitibi ore deposits in a modern context*, **88**(6): 1402-1418.
- Barnes, S.J.; Zientek, M.L.; Severson, M.J. 1997. Ni, Cu, Au, and platinum-group element contents of sulphides associated with intraplate magmatism; a synthesis. In: Petrology and metallogeny of intraplate mafic and ultramafic magmatism. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**(4): 337-351.
- Barrie, C.T.; Shirey, S.B. 1991. Nd- and Sr-isotope systematics for the Kamiskotia-Montcalm area; implications for the formation of late Archean crust in the western Abitibi Subprovince, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**(1): 58-76.
- Barton, J.M. Jr.; Fripp, R.E.P.; Horrocks, P.; McLean, N. 1979. The geology, age, and tectonic setting of the Messina layered intrusion, Limpopo mobile belt, southern Africa. *American Journal of Science*, **279**(10): 1108-1134.
- Barton, J.M. Jr.; Cawthorn, R.G.; White, J. 1986. The role of contamination in the evolution of the Platreef of the Bushveld Complex. In: A third issue devoted to platinum deposits. Cabri-Louis-J (editor). *Economic Geology*, **81**(5): 1096-1104.
- Bastos Leal, L.R.; Teixeira, W.; Macambira, M.J.B.; Cordani, U.; Cunha, J.C. 1996. Evolução crustal dos terrenos TTGs arqueanos do Bloco do Gavião, Craton São Francisco: Geocronologia U-Pb (Shrimp) e Pb-Pb em zircões. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador 1996, Anais...Salvador, SBG, v.6, p.539541.
- Bastos Leal, L.R.; Teixeira, W.; Cunha, J.C.; Macambira, M.J.B. 1997. Crustal evolution of Gavião block of the São Francisco craton: A geochronological study with U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and K-Ar. In: South-American Symposium on Isotope Geology. Extended Abstract. Campos do Jordão, Brasil. p. 161-162.
- Bateman, A.M. 1951. The formation of late magmatic oxide ores. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **46**(4): 404-426.
- Besson, M.; Fonteilles, M. 1974. Relations entre les comportements contrastes de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholeiitique et calcoalcaline. *Bulletin de la Société Française de Mineralogie et de Cristallographie*, **97**(6). 445-449.
- Besson, M.; Boyd, R.; Czamanske, G.; Foose, M.; Groves, D.; von Grunewaldt, G.; Naldrett, A.J.; Nilsson, G.; Page, N.; Papunem, H.; Peredery, W. 1979. IGCP

- Project #161 and a proposed classification of Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Canadian Mineralogist*, **17**:143-144.
- Beswick, A.E. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: Komatiites. Arndt-N-T (editor); Nisbet-E-G (editor). p. 283-308.
- Blundy, J.D.; Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- Borthwich; Naldrett. 1984. Platinum group elements in layered intrusions. In: Geosciences Research Programme Summary of Research 1983-1984-Milne V.G.(ed.) Ontario Geological Survey, *Misc. Publ.*, **121**: 13-25.
- Boudreau, A.E. 1987. Pattern formation during crystallization and the formation of fine-scale layering. In: Parsons, I(ed.) *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht: Reidel, p. 453-471.
- Boudreau, A.E. 1988. Investigations of Stillwater Complex. IV. The role of volatiles in the petrogenesis of the J-M Reef, Mineapolis Adit section. *Canadian Mineralogist*, **26**: 193-208.
- Boudreau, A.E.; McCallum, I.S. 1992. Concentration of platinum-group elements by magmatic fluids in layered intrusions. *Economic Geology*, **87**(7): 1830-1848.
- Brito R.S.C.de 1981 Projeto Fazenda Gulçari - Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, Convênio SME-CBPM.
- Brito, R.S.C de 1983. Projeto Gulçari II - Salvador, Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 1985 Convênio SME-CBPM.
- Brito, R.S.C.de. 1984. Geologia do Sill Estratificado do Rio Jacaré. In: Congresso Brasileiro de Geologia Rio de Janeiro.
- Brito, R.S.C. de. 1989. Geologia e potencialidade para metalogenéticas da borda nordeste do Complexo Contendas-Mirante, Minearção Serra do Sul, Relatório interno, p. 18-26.
- Brito, R.S.C.de. 1994. Platinóides no Complexo Rio Jacaré - Magnetita X Sulfetos como coletores de metais nobres. In: Congresso Brasileiro de Geologia Balneário Camburiú - Santa Catarina.
- Brito, R.S.C.de.; Pimentel, M.M.; Nilson, A.A.; Gioia, S.M. 1999. Samarium-Neodymium and Rubidium-strontium isotopic systematics of the Rio Jacare Sill – Bahia – Brazil. In: Actas II South American Symposium on isotope geology. Cordoba. p. 44-47.
- Brown, P.E. 1973. A Layered plutonic complex of alkali basalt parentage: the lilloise intrusion, East Greenland. *Journal of the Geological Society*, **129**: 15-38.
- Brugmann, G.E.; Naldrett, A.J.; Macdonald, A.J. 1989. Magma mixing and constitution zone refining in the Lac des Iles Complex, Ontario; genesis of platinum-group element mineralization. *Economic Geology*, **84**(6): 1557-1573.

- Brugmann, G.E.; Reischmann, T.; Naldrett, A.J.; Sutcliffe, R.H. 1997. Roots of an Archean volcanic arc complex; the Lac des Iles area in Ontario, Canada. *Precambrian Research*, **81**(3-4): 223-239.
- Buchanan, D.L. 1976. The sulfide and oxide assemblages in the Bushveld Complex in the Bethal area. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **79**: 76-80.
- Buchanan, D. L. 1976. Identification of geological environments in basic and ultrabasic igneous rocks that favour the formation of sulphide segregations. *Extracts from Transactions of The Institution of Mines and Metallurgy, Section B*, **85**: 289-291.
- Buchanan, D.L. 1982. The petrography of the Bushveld Complex intersected by boreholes of the Bethal Area. *Transactions of The Geol. Soc. of South Africa*, **78**: 335.
- Buchanan, D.L.; Nolan, J. 1979 Solubility of sulfur and sulfide immiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld-Complex rocks. In: *Nickel-sulfide and platinum-group-element deposits*. Naldrett-A-J (editor). *The Canadian Mineralogist*, **17**(2): 483-494.
- Buchanan, D. L.; Nolan, J.; Suddaby, P. 1981. The genesis of sulfide mineralization in the portion of Potgietersus limb of the Bushveld Complex. *Economic Geology*, **76**: 568-579.
- Buchanan, D. L; Nolan, J.; Wilkinson, N.; De Villiers, J.R.R. 1983. An experimental investigation on sulphur solubility as a function of temperature in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld Complex rocks. *Geol. Soc. of South Africa Spec. Publ.*, **7**: 383-391.
- Buchanan, D.L.; Rouse, J.E. 1984. Role of contamination in the precipitation of sulphides in the Platreef of the Bushveld Complex. In: *Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks*. Buchanan-D-L (editor); Jones-M-J (editor) Inst. Min. and Metall. London, United Kingdom. p. 141-146.
- Buddington, A.F.; Lindsley, D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**(2): 310-357.
- Butcher A. R.; Merkle, R.K.W. 1987. Postcumulus modification of magnetite grains in the upper zone of the Bushveld Complex, South Africa. *Lithos*, **20**: 247-260.

C

- Cabri, L.J. 1972. The mineralogy of platinum-group elements minerals. *Sci, Eng.*, **4**(3): 3-29.
- Cabri, L.J.; Feather. 1975. Platinum-iron alloys; a nomenclature based on a study of natural and sintetic alloys. *Canadian Mineralogist*, **13**: 117-126.
- Cabri, L.J. 1976. Glossary of platinum-group minerals. *Economic Geology*, **71**: 1476-1480.
- Calliere, S.; Avias, J.; Falgueirettes, J. Sur un nouvel arseniure de nickel (sub2) As); lórcelite. Société Francaise de Mineralogie.

- Cameron, E.N. 1982. The Upper Critical Zone of the Eastern Bushveld Complex-Precursor of the Merensky Reef. *Economic Geology*, **77**: 1307-1327.
- Campbell, I.H. 1979. Some problems with the cumulus theory. *Lithos*. **11**(4): 311-323.
- Campbell, I. H.; Naldrett, A. J. 1979. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides. *Economic Geology*, **74**: 1503-1505.
- Campbell I.H.; Turner, J.S. 1989. Fountains in magma chambers. *Journal of Petrology*, **30**(4): 885-923.
- Campbell, I.H.; Griffiths, R.W.; Hill, R.I. 1989a. Melting in an Archaean mantle plume; heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature* (London). 339; 6227, p.697-699.
- Campbell, I.H.; Turner, J.S. 1989b. Fountains in magma chambers. In: Twenty-eighth International Geological Congress; abstracts.28, **1**: 1.232.
- Capobianco, C.J.; Drake, M.J.; Rogers, P.S.Z. 1990. Experimental investigation of the partitioning of noble siderophile elements among basaltic liquidus phases. In: V. M. Goldschmidt conference; program and abstracts.pp 35.
- Capobianco, C.J.M.; Hervig, R.L.; Drake, M.J. 1994. Experiments on crystal/ liquid partitioning of Ru, Rh and Pd for magnetite and hematite solid solutions crystallized from silicate melt. *Chemical Geology*, **113**(1-2): 23-43.
- Capobianco, C.J.; Hervig, R.L. 1996. Solubility of Ru and Pd in silicate melts; the effect of melt composition. Abstracts of Papers Submitted to the Lunar and Planetary Science Conference, **27**(Part 1): 198.
- Catanzaro, E.J.; Murphy, T.J.; Garner, E.L.; Shields, W.R. 1969 Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium. *Journal of Research*, **73 A**: 511-516.
- Cawthorn, R.G. 1996. *Layered Intrusions*. Amsterdam. Elsevier.
- Cawthorn, R.G.; McCarthy, T.S. 1980. Variation in Cr content of magnetite from the upper zone of the Bushveld Complex-evidence for heterogeneity and convection current in magma chambers. *Earth Planetary and Science Letters*, **46**: 335-343.
- Cawthorn, R.G.; McCarthy, T.S. 1981 Bottom crystallization and diffusion control in layered complexes; evidence from Cr distribution in magnetite from the Bushveld Complex. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **84**(1): 41-50.
- Cawthorn, R.G.; McCarthy, T.S.; Davies, G. 1983. Vertical chemical gradients in a single grain of magnetite from the Bushveld Complex, South Africa. *Mineralogical Magazine*, **47** (1): 27-34.
- Cawthorn, R.G.; Molyneux, T.G. 1986. Vanadiferous magnetite deposits of the Bushveld Complex. In: Mineral deposits of Southern Africa. p. 1251-1266.
- Cawthorn, R.G.; Street, J. 1994. Vertical migration of residual magma in the Upper Zone of the Bushveld Complex. *Mineralogy and Petrology*, **51**(2-4): 345-354.

- Cawthorn, R.G.; Walraven, F. 1998, Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex. *Journal of Petrology*, **39**(9): 1669-1687.
- Chauvel, C., Dupré, B.; Jenner, G. 1985. The Sm-Nd age of Kambalda volcanics is 500Ma too old!. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 315-324.
- Cordani, U.G.; Sato, K.; Marinho, M.M. 1985. The geologic evolution of the ancient granite-greenstone terrain of central-southern Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **27**: 187-213.
- Cordani, U.G.; Sato, K.; Coutinho, J.M.V.; Nutman, A. 1997. Geochronological interpretation in areas with complex geological evolution: The case of Piripá, central-southern Bahia, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts. p. 85-87.
- Cousins, C.A. 1973. Notes on the geochemistry of the platinum group elements. *Geol. Soc. South Africa. Trans.*, **76**: 77-81.
- Cousins, C.A. 1976. Platinum Group Metals. *J. Min.Metall. of South Africa*.
- Cousins, C. A.; Vermaak, C.F. 1976. The contribution of Southern Africa Ore Deposits to the geochemistry of the platinum group metals. *Economic Geology*, **71**: 287-385.
- Crocket, J.H. 1981. Platinum-group elements in mafic and ultramafic rocks. *Can. Inst. Min. Metall. Spec Iss.*, **23**: 47-64.
- Crocket, J.H.; Wilkson, G. 1979. Geochemistry of Platinum Group Elements:A Survey, *The Canadian Mineralogist*, **17**: 391-402.
- Crocket, J.H.; Stone, W.E.; Fleet, M.E. 1992. Experimental partitioning of osmium, iridium and gold between basalt melt and sulphide liquid at 1300 degrees. *Australian Journal of Earth Sciences*, **39**: 427-432.
- Cruz, M.J.M.; Vianna, I.A. 1990. Aspectos da Geoquímica de Rocha do "Sill" Estratificado do Rio Jacaré - Maracás - Bahia. In XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Balneário Camburiú-S.C. p.1883-1897.
- Cuney, M.P.; Vidal, P.; Marinho, M.M. Conceicao, H. 1990. The 2Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante Belt (Bahia-Brazil); major and trace-element geochemistry and metallogenic potential. Collision magmatism *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **44**(1-2): 123-141.
- Cunha, J. C. Bastos, C., A. de M., Cavalcanti, J.,C.C., Souza, W.S.T. 1981. Projeto Jurema-Travessão: Relatório Final. Salvador: CBPM. Convênio SME-CBPM.
- Cunha J.C; Lopes, G. C.; Sabaté, P. 1984 A estrutura do Bloco de Gavião no Cráton de São Francisco(Bahia, Brasil): Exemplo de Tectogênese Diacrônica do Proterozóico Inferior a Superior de um Semento Continental Arqueana, in XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, Balneário Camburiú-S.C. p.381-382.
- Cunha, J.C.; Bastos Leal, L.R.; Fróes, R.J.B.; Texeira, W.; Macambira, M.J.B. 1996. Idade dos greenstone-belts e dos terrenos TTG's associados da região de

Brumado centro-oeste do Cráton do São Francisco (Bahia-Brasil). In: Congresso Brasileiro de Geologia. 39. Salvador 1996. Anais...Salvador.SBG. 1: 67-70.

D

De Wit, M.J. 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict?. *Precambrian Research*, **91**: 181-226.

Deer, W A; Howie, R A; Zussman, S. 1997. *Rock- forming minerals*; vol. 1, Single chain silicates. Second editions Geological Society of London.

DePaolo, D.J., 1981 Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**: 189-202.

DePaolo, D.J. 1982. Some isotopic, compositional and thermal aspects of the evolution of magma chambers in the crust. In: Magmatic processes of early planetary crusts; magma oceans and stratiform layered intrusions. Walker-D (editor); McCallum-I-S (editor). LPI Technical Report. 82-01; Pages 66-71. Lunar and Planetary Institute. Houston, TX, United States.

DePaolo, D. J.; Wasserburg, G.J. 1976a. Neodymium isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**(5): 249-252.

DePaolo, D.; Wassenburg, G.J. 1976b. Nd Inferences about magma sources and mantle structures from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, **3**: 743-746.

Dewey J F; Kidd W S F 1974 Continental Collisions in the Appalachian-Caledonian Orogenic Belt: Variations Related to Complete and Incomplete Suturing. *Geology* (Boulder), **2**(11): 543-546.

Didier, J. 1973. Granites and their enclaves; the bearing of enclaves on the origin of granites. *Developments in Petrology*, **3**: 393.

E

Eales H V; Marsh J S; Mitchell A A; de Klerk W J; Kruger F J; Field M. 1986. Some geochemical constraints upon models for the crystallization of the Upper Critical Zone-Main Zone interval, northwestern Bushveld Complex. *Mineralogical Magazine*, **50**: 567-582.

Eckstrand, O. R. 1988. Selenium in magmatic nickel and platinum deposits; indicator of sulphur source and platinum enrichment. In: V. M. Goldschmidt Conference. Geochemical Society of United States. p. 41.

Eckstrand, O. R.; Hulbert, L.J. 1987. Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and sulfide deposits. Geological Association of Canada – Mineralogical Association Annual Meeting, Program with Abstract, p. 40.

Eckstrand, O.R.; Grinenko, L.N.; Krouse, H.R.; Paktunk, A.D.; Schwann, P.L.; Scoates, R.F.J. 1989. Preliminary data on sulphur isotopes and Se/S ratios and the source of sulphur in magmatic sulphides from the Fox River Sill, Molson

Dykes and Thompson nickel deposits, northern Manitoba. In current research, part C. Geological Survey of Canada, Paper 89-1C, p. 235-242.

Economou Eliopoulos, M. 1996 Platinum Group Elements distribution in chromite ore from ophiolite complexes: implications for their exploration. *Ore Geology Reviews*.

Eichelberger, J.D. 1978. Andesites in island arcs and continental margins: relationship to crustal evolution. *Bulletin of Volcanology*, **41**: 480-500.

Evensen, N.M.; Hamilton, P.J.; O'Nions, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1199-1212.

F

Fabriès, J. 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 329-336.

Faure, G. 1986. *Principles of Isotope Geochemistry - An Introduction*, Springer-Verlag. New York.

Fleet, M.E.; Stone, W.E. 1991. Partitioning of platinum-group elements in the Fe-Ni-S system and their fractionation in nature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(1): 245-253.

Fleet M E; Stone, W.E.; Crocket, J.H. 1991. Partitioning of palladium, iridium, and platinum between sulfide liquid and basalt melt; effects of melt composition, concentration, and oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(9): 2545-2554.

Fleet, M.E; Tronnes, R.G.; Stone, W.E. 1991. Partitioning of platinum group elements in the Fe-O-S system to 11 GPa and their fractionation in the mantle and meteorites. *Journal of Geophysical Research, B. Solid Earth and Planets*. 96; 13, Pg.. 21,949-21,958.

Fleet, M.E.; Wu, T.W. 1993. Volatile transport of platinum-group elements in sulfide-chloride assemblages at 1000 degrees C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**(15): 3519-3531.

Frost, B.R. 1990. Biotite crystallization as an oxidation agent in granitic rocks. *Geol. Soc. Am.,. Abs. W. Prog.* **22**: A301.

Frost, B.R. 1991. Stability of Oxide Minerals, in Metamorphic Rocks. in Oxide Minerals. *Reviews In Mineralogy*, **25**(cap. 13): 469-488.

Frost, B.R.; Lindsley, D.H.; Anderson, D.J. 1988. Fe-Ti oxide – silicate equilibria: Assemblages with fayalitic olivine. *Am. Mineral.* **73**: 727-740.

G

Gaetani, G.A.; Grove, T.L.; Grian, W.B. 1993. The influence of water on the petrogenesis of subduction related igneous rocks. *Nature*, **365**: 322-334.

- Gain, S. B.; Mostert, A. The Geological setting of platinoid and base metals mineralization of the Platreef of The Bushveld Complex in Drenth, North Potgietersrus. *Economic Geology*, **77**(6):1395-1404.
- Galvão, C.F. 1981. Projeto Rio Jacaré, Salvador, CBPM. v.1, 96p. Convênio CPM-CBPM. (Relatório Final).
- Galvão, C.F. 1989. Projeto Jurema-Leste: 4ª. Etapa, reprogramação, relatório final. Salvador:CBPM. Convênio SME-CBPM.
- Galvão, C.F.; Nonato, I.F.B.P. 1984. Projeto Fazenda Gulçari III. Salvador, Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral. v.1. Convênio SGM-CBPM.
- Galvão, C.F.; Santana, E.A.N.; Cunha, J.C.; Monteiro, M.D.; Mota, P.R.P. 1981. Projeto Rio Jacaré, Salvador, CBPM. 71p. (Relatório Final).
- Goldsmith, V.M. 1958. *Geochemistry* : Oxford, Claredon Press, 730p.
- Gomes, E.P. 1991. Idades Sm/Nd em um leucogabro do Complexo Rio Jacaré, Bahia.
- Gomes, E.P. 1992. Mobilidade do Vanádio sob efeito metamórfico – Estudo no depósito metálico da Fazenda Novo Amparo, Complexo Máfico-Ultramáfico Rio Jacaré, Bahia. 37º Congresso Brasileiro de Geologia – SBG/SP, São Paulo, SP.
- Grimaldi, F.S.; Schnepfe, M.M. 1969. Mode of occurrence of platinum, palladium, and rhodium in chromitite. In: Geological Survey research 1969, chapter C. U. S. Geological Survey Professional Paper. Pages 149-151. U. S. Geological Survey. Reston, VA, United States.

H

- Habteselassie, M.M.; Mathison, C.I.; Gilkes, R.J. 1996. Vanadium in magnetite gabbros and its behaviour during lateritic weathering, Windimurra Complex, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **43**(5): 555-566.
- Haggerty, S.E. 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. In: Oxide minerals; petrologic and magnetic significance, Lindsley-Donald-H (editor) *Reviews in Mineralogy*, **25**: 355-416.
- Haggerty, S.E.; Tompkins, L.A. 1984. Subsolidus reactions in kimberlite ilmenites: exsolution, reduction and the redox state of the mantle. In: J. Kornprobst, ed. *Kimberlites 1 – Kimberlites and related rocks*, 83-105. Elsevier Science Pub. Amsterdam.
- Hamilton, P. J., O'Nions, R.K., Evensen, N.M. and Tarney, J. 1979. Sm-Nd systematics of Lewesian gneisses : Implications for the origin of granulites. *Nature*, **277**: 25-28.
- Hamlyn, P.R.; Keays, R.R. 1984 Sulphur saturation, second-stage melts and the origin of magmatic PGE deposits. Geological Society of Australia. 12; pp 209. Geological Society of Australia. Sydney, N.S.W., Australia.

- Hamilyn, P. R.; Keays, R.R.; Cameron, W.E.; Crawford, A.J.; Waldron, H.M. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas; implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**(8): 1797-1811.
- Hammarström, J.M.; Zen, E.-N. 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Harney, D.M.W.; Merkle, R.K.W. 1992. Sulfide mineralogy at the main magnetite layer, upper zone, eastern Bushveld Complex, and the effect of hydrothermal processes on pentlandite composition. *European Journal of Mineralogy*, **4**(3): 557.
- Hedberg, H. 1976. International stratigraphic guide. NY. John Wiley.
- Heerman, L.M. 1997. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? *Geology*, **25**(4): 299-302.
- Herzberg, C.T. 1978. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 945-957.
- Hess, P. C. 1989. Mafic Layered Intrusions. In: Origins of Igneous Rocks. pp 190-208.
- Hibbard, M.S. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 158-170.
- Hill, R.; Roeder, P. 1974 The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, **82**(6): 709-729.
- Hoatson, D. M.; Keays, R.R. 1989, Formation of platiniferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni layered intrusion, Western Pilbara block, Western Australia: *Economic Geology*, **84**: 1775-1804.
- Hoffman, E.L.; Naldrett, A.J.; Hancock, R.G.V; Mason, A. 1978. The determination of all platinum group elements and gold by neutron activation analysis after preconcentration by a nickel sulfide fire assay technique on large samples. *Analytical Chimica Acta*, **102**: 157-166
- Hollister, I.S.; Grisson, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H.; Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.
- Hunter, R.H. 1989. Textural Equilibrium in layered igneous rocks. I. Parsons(ed.), Origins of Igneous Layering, 473-503. By D. Reidel Publishing Company.
- Huppert, H.E.; Sparks, S.J. 1989. Chilled margins in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**: 397-405.
- Huppert, H.E.; Turner, J. 1989. Convective style and vigor in sheet-like magma chambers. *Journal of Petrology*, **32**(4): 851-860.

I

- Irvine, T.N. 1974. Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Geologic Society of America Memoir*. 138.
- Irvine, T.N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox Intrusion and other layered intrusions; II, Origin of chromitite layers and similar deposits of other magmatic ores. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**(6-7): 991-1020.
- Irvine, T.N. 1977. Origin of chromitite layers in the Muskox Intrusion and other stratiform intrusions; a new interpretation. *Geology (Boulder)*. 5; 5, p. 273-277
- Irvine, T.N. 1980. Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization, and adcumulus growth in the Muxkox intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves, R.B. (ed.) *Physics of Magmatic Processes*. Princeton, NJ: Princeton University Press, p.325-384.
- Irvine, T.N. 1982. Sharpe-M-R Source-rock compositions and depths of origin of Bushveld and Stillwater magmas. Year Book - Carnegie Institution of Washington. 81; p.294-303
- Irvine, T.N.; Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5):523-548.
- Irvine, T.N.; Sharpe, M.R. 1986. Magma mixing and the origin of stratiform oxide ore zones in the Bushveld and Stillwater complexes. In: Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. Gallagher-M-J (editor); Ixer-R-A (editor); Neary-C-R (editor); Prichard-H-M (editor), p183-198.
- Irvine, T.N.; Keith, D.W.; Todd, S.G. 1983. The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana; II, Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*. **78**(7):1287-1334.

J

- Jackson, E.D. 1967. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions. In: Ultramafic and related rocks Wyllie-P-J (editor) p 20-38.
- Jacobsen, S.B.; Wasserburg, G.J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**: 139-155.
- Jardim de Sá, E.F. 1984. Relatório de consultoria no âmbito dos Projetos Mapa Metamórfico do Estado da Bahia e Caetité, apresentado a SME. Salvador.
- Jensen, L. S. 1976. New cation plot for classifying volcanic rocks, Ontario Division of Mines, M.P. **66**, 22p.
- Johnson, M.C.; Rutherford, 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.

K

- Kawashita, K.; Lugmair, G.; Batista, J.J.; Diaz, M. Gomes, E.P. 1990. Idades Sm/Nd e Rb/Sr em um leucogabro do Complexo Rio Jacaré, BA.
- Keays, R.R. 1995 The role of komatiitic and picritic magmatism and s-saturation in the formation of ore deposits. *Lithos*, **34**: 1-18.
- Kinloch, E.D. 1982 Regional trends in the platinum-group mineralogy of the critical zone of the Bushveld Complex, South Africa. In: A further issue devoted to the platinum-group elements. *Economic Geology*, **77**(6): 1328-1347.
- Kinloch E. D.; Peyerl, W. 1990. Platinum-group minerals in various rocks of the Merensky Reef: Genetic implications. *Economic Geology*, **85**: 537-555.
- Klemm, D.D.; Von Gruenewaldt, G.; Henkel, J.; Dehm, R. 1985 The geochemistry of titanomagnetite in magnetite layers and their host rocks. *Economic Geology*, **80**: 1075-1088.
- Klemm, D.D.; Henkel, J.; Dehm, R.; Von Gruenewaldt, G. 1985. The geochemistry of titanomagnetite layers and their host rocks of the upper zone, eastern Bushveld Complex. *Economic Geology*, **80**: 1075-1088.
- Knopps, O.; Ibrahim, M.A. 1961. Chalcogenides of the transition elements. II, Existence of the π -phase in the Me_9S_8 section of the system Fe-Co-Ni-S. *Canadian Journal of Chemistry*, **39**: 297-317.
- Kruger, F.J.; Marsh J.S. 1982 The significance of the Sr/Srn ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex. *Nature*, **29**: 53-55.
- Kuno, H. 1960 Differentiation of basalt magmas. In: *Basalts*. H.H. Hess (ed.), Interscience, New York, **2**: 623-688.

L

- Lambert, D.D.; Morgan, J.W.; Walker, R.J.; Shirey, S.B.; Carlson, R.W.; Zientek, M.L.; Koski, M.S. 1989. Rhenium-Osmium and Samarium-Neodymium Isotopic Systematics of the Stillwater Complex. *Science*, **244**: 1169-1173.
- Le Bas, M.J.; Streckeisen, A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society of London*, **148**(5): 825-833.
- Le Maitre, R.W. 1989 A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193p.
- Leake B.E. et al 1997 Nomenclature of Amphiboles Report Of The Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal Of Mineralogy*, **9**: 623-651.
- Lenz, R. 1971. Contribuição à Geologia e hidrogeologia da região da Bahia-Central. Recife: SUDENE. DRN-HG. (Missão Geológica Alemã. Relatório,9).
- Li, C; Naldrett A.J. 1993 Sulfide capacity of magma; a quantitative model and its application to the formation of sulfide ores at Sudbury, Ontario. *Economic Geology*, **88**(5): 1253-1260.

- Liebenberg, L. 1970. The sulphides in the layered sequence of the Bushveld igneous complex. In: Bushveld igneous complex and other layered intrusions, Symposium. Special Publication - Geological Society of South Africa. 1; p. 108-207. Geological Society of South Africa. Johannesburg, South Africa.
- Lindsley, D., H.1991 Experimental studies of oxide minerals. In: Oxide minerals; petrologic and magnetic significance. Donald H. Lindsley (editor), *Reviews in Mineralogy*, **25**: 69-106.
- Lindsley, D.H.; Spencer, K.J. 1982. Fe-Ti oxide geothermometry; reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm). *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **18**, p. 471.
- Lorand, J.P. 1986. *Les minéraux opaques des Iherzolites à spinelle e des piroxenites associées: une étude comparative dans les complexes orogéniques te dans les enclaves des basaltes alcalins*. Thèse 3^e cycle, Université de paris, Paris, France 230p.
- Lugmair, G.W.; Marti, K. 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **39**: 349-357.
- Luyt, J.F. L. 1976 . Vanadium, 241-245. In Coertze, C.B., Ed. Mineral Resources of South Africa Republic Handbook. *Geol. Surv. of South Africa*, **7**: 478.

M

- Maack, R. 1963. Geologia e Geografia física da bacia hidrográfica do Rio de Contas no Estado da Bahia. Boletim da Universidade do Paraná, Curitiba, n. 5.
- Maier, W.D., Barnes S.J., Cu/Pd and Cu/Pt of silicate rocks in the Bushveld Complex: Implications for platinum-group element exploration. *Economic Geology*, **91**: 1151-1158
- Maier, W.D.; Barnes, S.J.; Pellet, T. 1996. The economic significance of the Bell River Complex, Abitibi Subprovince, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**(7): 967-980.
- Marcantonio, F.; Zindler, A.; Reisberg, L.; Mathez E. 1995. Re-Os isotopic systematics in chromitites from the Stillwater Complex, Montana, USA *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **57**: 4029-4037.
- Marinho, M.M. 1982. Geologia do médio Rio das Contas: Domínio do Complexo vulcânico-sedimentar Contendas-Mirante. folhas Tanhaçu e Vista Nova. Salvador, CPRM. (carta geológica do estado da Bahia – Escala 1:50.000).
- Marinho, M.M. 1991. La Séquence Volcano-Sédimentaire de Contendas-Mirante et la Bordure Occidentale du bloc de Jequié (Craton de São Francisco, Brésil): Un exemple de transition archeén-proterozoïque. Université Clermont-Ferrand.
- Marinho, M.M.; Sabate, P. 1982. The Contendas-Mirante volcano-sedimentary sequence and its granitic-magmatic basement. In: International symposium on Archean and early Proterozoic geologic evolution and metallogenesis; Abstracts, excursions. p. 139-149.

- Marinho, M.M.; Costa, P.H.; Silva, E.F.A. da, Torquato, J.R.F. 1978. XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Boletim 1. 291p.
- Marinho, M.M.; Soares, J.V.; Silva, E.F.A. da, Costa, P.H. 1979. Projeto Contendas-Mirante: relatório final. Salvador. CBPM. Convênio SME-CBPM.
- Marinho, M.M.; Sabaté, P.; Barbosa, J.S.F. 1992. The Contendas-Mirante Volcano-sedimentary belt. In: Pedreira, A.J. (Org.). Petrologic and Geochronologic evolution of the oldest segment of the São Francisco Craton, Brazil: Excursion guidebook and review articles for a field workshop through selected Archaean and Early Proterozoic terranes of Bahia, Brazil. Cap. 3, p. 29-55.
- Marinho, M.M.; Galvão, C.F.; Nonato, I.F.; Silva, L.; D. da; Brito, R.S.C. de. 1994a Geologia e Potencialidade mineral de Borda Nordeste da faixa Contendas Mirante e do Sill do Rio Jacaré Bahia. CBPM, 1994, Série Arquivos Abertos, Salvador.
- Marinho, M.M.; Vidal, Ph.; Albert, C.; Barbosa, J.S.F.; Sabaté, P. 1994b Geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante Vulcano-Sedimentary Belt. In: Pedreira, A.J. (Org.). Petrologic and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil: Excursion guidebook and review articles for a field workshop through selected Archaean and Early Proterozoic terranes of Bahia, Brazil. Salvador: CBPM 1992b. (International Geological Correlational Programme-Project, 280) p 57-75
- Marsh, B.D. 1988. Crystal capture, sorting, and retention in convecting magma. *Geological Society of American Bulletin*, **100**: 1720-1737.
- Marsh, B.D. 1989. On convective style and vigor in sheet-like magma chambers. *Journal of Petrology*, **30**: 479-530.
- Martin, H., Chauvel, C., Jahn, Bor-ming. 1983. Major and trace element geochemistry and crustal evolution of Archaean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Research*, **21**: 159-180.
- Martin, H.; Sabaté, P.; Peucat, J.J.; Cunha, J.C. 1991. Un segment de croûte continentale d'âge archéen ancien (3,4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). C.R. Acadernic Science Paris, **313**: 531-538.
- Martin, H.; Sabaté, P.; Peucat, J.J.; Sabaté P.; Cunha, J.C. 1997. Crustal evolution of early Archean of South America: exemple of the Sete Voltas massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, **82**: 35-62.
- Mascarenhas, J.F 1976. Estruturas do tipo "greenstone belt no leste do Estado da Bahia. In Congresso Brasileiro de Geologia, 29, 1976, Ouro Preto. Anais. Belo Horizonte, SBG. **4**: 25-49.
- Mascarenhas, J.F. 1981. O embasamento Precambriano no estado da Bahia e sua gênese. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 1, Salvador, 1979. Anais...Salvador, SBG/CPM, 1981, p.34-38.
- Mascarenhas, J.F.; Garcia, T.W. 1989. Mapa geocronológico do estado da Bahia: Texto explicativo. Bahia, SME/SGM. Escala 1:1.000.000.

- McBirney, A.R. 1980. Mixing and unmixing of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermic Research*, **7**: 357-371.
- McBirney, A. R. 1987 Constitutional zone refining of layered intrusions: Nato ASI Ser.C. **196**: 437-452.
- McBirney, A.R. 1996. The Skaergaard Intrusion. In: R.G. Cawthorn (ed.), *Layered Intrusions*. Amsterdam. Elsevier. p.147-180.
- McBirney A.R.; Noyes, R.M 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, **20**(3): 487-554.
- McDonald, A.J.; Brüggmann, G. E. and Naldrett, A.J. 1989. Coeval felsic, mafic and ultramafic magmas: Magma mixing during formation of PGE-rich Ni-Cu sulfides at Lac des Iles, Ontario, Canada: Magmatic Sulfide Conference 5th Harare, Zimbabwe, 1897, IGCP Proj.161. Proc., p 139-150.
- Mogessie, A.; Stumpfl, E.F.; Weiblen, P.W. 1991. The role of fluids in the formation of Platinum-Group Minerals, Duluth Complex, Minnesota: Mineralogic, Textural, and chemical evidence. *Economic Geology*, **86**: 1506-1518.
- Molineux, T.G. 1972. X-ray data and chemical analyses of some titanmagnetite and ilmenite samples from the Bushveld Complex. *South Africa Mineral. Mag.*, **38**: 863-871.
- Morrisson, D.A.; Mczuga, D.E.; Phiney, W.C.; Ashwal, L. D. 1986. Stratigraphy and Petrology of the Mulcahy Lake layered gabbro: An Archean Intrusion in the Wabigoon Subprovince, Ontario. *Journal of Petrology*, **27**: 303-342.
- Muan, A.; Osborne, E.F. 1956 Phase equilibria at liquidus temperature in the system MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂. *J.Amer. Cer. Soc.*, **39**: 121-140.
- Muncill, G.; Lasaga, A.,C. 1981. Modeling variations in plagioclase oscillatory zoning that result from solid-state diffusion. *The Geological Society of America, 94th annual meeting*. Abstracts with Programs - Geological Society of America, **13**: 7, 516.

N

- Naldrett, A.J. 1973. Nickel sulphide deposits their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association. Canadian Mining and Metallurgical Bulletin (Canadian Institute of Mining and Metallurgy). Montreal. **66**; 739, p.45-63.
- Naldrett, A.J. 1981. Nickel sulfide deposits; classification, composition, and genesis. In: Economic geology; Seventy-fifth anniversary volume; 1905-1980. p.628-685.
- Naldrett, A.J. 1989. Magmatic sulfide deposits. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. 14. Oxford University Press. Oxford, United Kingdom. 186 p.
- Naldrett, A.J. 1993. Models for formation of strata-bound concentrations of platinum-group elements in layered intrusions, *in* Kirkan, R.V. , Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I.; Duke, J.M., eds., Mineral Deposits Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p 373-387.

- Naldrett, A.J. 1996. Ni-Cu-PGE deposits of the Noril'sk region and other world-class nickel sulfide deposits. In: Geoscience for the community; 13th Australian geological convention Abstracts - Geological Society of Australia, **41**: 311.
- Naldrett A.J. 1997. Key factors in the genesis of Noril'sk , Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other worldf-class Ni-Cu-PGE deposits: implications for exploration. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**: 283-315.
- Naldrett, A.J.; Cabri, L.J. 1976. Ultramafic and related mafic rocks; their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **71**(7): 1131-1158.
- Naldrett, A.J.; Duke, J.M. 1980. Plainum-group metals in magmatic sulfide deposits, *Science*, **208**: 1417-1428.
- Naldrett, A.J.; Von-Gruenewaldt, G. 1989. Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **84**(1): 180-187.
- Naldrett.; A.J.; Wilson, A.H. 1990. Horizontal and vertical variations in noble-metal distribution in the Great Dyke of Zimbabwe; a model for the origin of the PGE mineralization by fractional segregation of sulfide. *Chemical Geology*, **88**: 279-300.
- Naldrett, A.J.; Campbell, I.H.; Barnes, S.J. 1983. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater complexes. *Journal of Petrology*, **24**(2): 133-165.
- Naldrett, A.J.; Hoffman, E.L.; Green, A.H.; Chen-Lin Chou; Naldrett, S. J. 1979. The composition of Ni-sulphide ores with special reference to their PGE content. *Canadian Mineralogist*, **17**: 403-415.
- Newton, R.C. 1995. Simple mineral reactions and high grade metamorphic fluids. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 860-877.
- Nicolaysen L.O., 1961. Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Ann. of New York Academy of Sciences*, **91**: 198-20.
- Nixon, G.T.; Cabri, L.J.; Gilles Laflame, J.H. 1990. Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with Tulameen alaskan-type complex, British Columbia, Canada. *Canadian Mineralogist*, **28**: 503-535.
- Nutman, A.P.; Cordani, U.G. 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of archaean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **63**: 179-188.
- Nutman, A.P; Cordani, U.G.; Sabate, P. 1994, SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **7**(2): 109-114.

O

- Oen, J.S.; Burke, E.A.J.; Kieft, C.; Westerhof, A.B. 1971. Ni arsenides, Ni-rich loellingite and (Fe,Co)-rich gersdorffite in Cr-ni ores from Málaga Province, Spain. *N. Jb Miner. Abh.* **115**: 123-139.
- Osborn, E.F. 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas. *American Journal of Science*, **71**: 1-12.

P

- Poulson, S.R.; Ohmoto, H. 1990. An evaluation of the the stability of sulfide-sulphur in silicate melts from experimental data and and natural samples. *Chemical Geology*, **85**: 57-75.
- Paktunk, A. D. 1989. Petrology of the St. Stephen intrusion and the genesis of related nickel-copper sulfide deposits. *Economic Geology*, **84**: 817-840.
- Parks, J.; Hill, R.E.T. 1986. Phase compositions and cryptic variation in a 2.2-km section of the Windimurra layered gabbroic intrusion, Yilgarn Block, Western Australia; In: A third issue devoted to platinum deposits. Cabri-Louis-J (editor) *Economic Geology*, **81**(5): 1196-1202.
- Parry, S.J.; Sinclair, I.W.; Asif, M. Evaluation of the nickel sulphide bead method of fire-assay for the platinum-group elements using neutron activation analysis. In: Geo-Platinum 87. Prichard-H-M (editor); Potts-Philip-J (editor); Bowles-J-F-W (editor); Cribb-S-J (editor) p. 21-27. Elsevier Sci. Publ.. Essex, United Kingdom.
- Passchier, C.W.; Kröner, A.; Myers, J.S. 1993. Field Geology of high-grade gneiss terrains.
- Peach, C.L.; Malthez, E.A.; Kaeys, R.R. 1990 Sulfide-silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: Implications for partial melting. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **6**: 659-672.
- Pearce, J.A.; Cann, J.R. 1973. Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**: 290-300.
- Pearce, J.A.; Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 33-47.
- Pedreira, A.J 1976, Carta geológica do Brasil ao milionésimo folha Salvador (SD.24). Brasília: DNPM, 1976.
- Pedreira, A.J.; Oliveira, J.E.de; Silva, B.C.E.; Pedrosa, C. 1975. Projeto Bahia: relatório final, geologia da Chapada Diamantitna, textos e mapas. Salvador:CPRM. Convênio DNPM-CPRM.
- Philpotts, A.R. 1976. Origins of certain iron-titanium oxides and apatite rocks. *Economic Geology*, **62**: 305-315.
- Price, G.D. 1981 Subsolidus phase realltions in the titanomagnetite solid solution series. *American Mineralogist*, **66**: 751-758.

R

- Raedeke, L.D.; McCallun, I.S. 1984. Investigations in the Stillwater Complex: Part II. Petrology and Petrogenesis of the Ultramafic series. *Journal of Petrology*, **25**: 395-420.
- Ramsay, J. G. 1987. Folding and fracturing of igneous rocks. New York, McGraw Hill, 1987.
- Razin, L.V; Khomenko, G.A. 1969. Accumulation of osmium, ruthenium and other platinum-group metals. In Crome Spinel in Platinum-Bearing Dunites. *Geochemistry International*, **6**: 545-557.
- Reynolds, I.M. 1985. The nature and origin of titaniferous magnetite-rich layers in the Upper Zone of the Bushveld complex. *Econ. Geol.*, **80**: 1089-1108.
- Reynolds, I.M. 1986 The mineralogy and ore petrography of the Bushveld titaniferous magnetite-rich layers. Anaeusser, C.R., and Maske, S. (Eds.) Mineral Deposits of Southern Africa. Vol II. Geol.Soc. of S. Afr.Johannesburg. p 1267-1286.
- Ripley, E.M. 1990a. Se/S ratios of the Virginia Formation and Cu-Ni sulfide mineralization of the Babbitt area, Duluth Complex, Minnesota. *Economic Geology*, **85**: 1935-1940
- Roeder, P.L.; Osborn, E.L. 1966 Experimental data for the system MgO-FeO-Fe₂O₃-CaAl₂Si₂O₈ and their petrologic implication. *Am. Jour.of Sci.*, **264**: 428-480.
- Rudashevsky, N.S.; Avdontsev, S.N.; Dneprovskaya, M.B. 1992 Evolution of PGE mineralization in hortonolitic dunites of the Mooihoek and Onverwacht pipes. *Mineralogy and Petrology*, **47**(1): 37-54.

S

- Sá J.H.S. 1992. Feições petroquímicas relacionadas com a estrutura do corpo Gulçari -A no Complexo Máfico-Ultramáfico do Rio Jacaré, Maracás - Bahia: In 37º Congresso Brasileiro de Geologia. SBG/SP, São Paulo, resumos expandidos, p.460-461.
- Sá J.H.S.; Barnes, S.J.; Prichard, H.M.; Bowles, J.F.W.1993 Platinum-Paladium in iron-rich rocks of Rio Jacaré Complex. In I Brazilian PGE Meeting, extended abstracts p.77-78.
- Sá, J.H.S.; Prichard, H.M.; Barnes, S.J.1997. PGE and PGM in the Rio Jacaré Complex, Northeastern Brazil. (inédito).
- Sá J.H.S, Prichard, H.M; Barnes, S.J. 1998 The PGE and PGM in the Rio Jacaré Complex, Northeastern Brazil. (no prelo)
- Sabaté, P.; Gomes, L.C.C. 1984. Os Maciços de Sete Voltas e Serra dos Meiras no Complexo Contendas-Mirantes: Estruturas internas e relações tectônicas. In Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro, 1984. Resumos. Rio de Janeiro, SBG.p 140.

- Sabaté, P.; Machado, G.V.; Souza, Z.M.A. de. 1980. Données structurales des formations précambriennesépimétamorphiques du complex Contendas-Mirante (Bahia, Brésil). Cahier ORSTOM. Série Féologie, Paris. **11** (1): 18-24.
- Sabaté, P.; Marinho, M.M. 1982. Chemical affinities of low-grade metamorphic formations of the Contendas-Mirante Complex. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(1-3): 392-402.
- Sabaté, P.; Marinho, M.M; Vidal, P.; Caen, V.M. 1990. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Brazil); geologic and isotopic constraints on the sources. *Chemical Geology*, **83**(3-4): 325-338.
- Sack, R.O.; Ghiorso, M.S. 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and Petrological applications. *American Mineralogist*. **76**:in press.
- Sage, R.P.; Troup, W.R. 1974. Operation Winisk, Big Trout Lake Area; Ontario Division of Mines,. Preliminary Map P 860, scale 1 inch to 1 mile.
- Santos Pinto, M.A. 1996. *Le recyclage de la croûte continentale archéenne, exemple du Bloc du Gavião-Bahia, Bresil.* – Memoires – Rennes, França.
- Sato, K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd.* São Paulo, USP, Tese de Doutorado, 290p.
- Schumacher J.C. 1997. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles. In Leake B.E. Appendix 2. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 623-651.
- Scoates R.W. 1983. Preliminary stratigraphic examination of the ultramafica zone of the Bird River Sill - Geol. Survey of canada, Rep G.S 12 A , pp 70-83
- Scoates R.W; Eckstrand, O.R. 1986. Platinum-group elements in the upper central layered zone of tehe Fox River sill, Northwestern Manitoba. *Econ. Geol.*, **81**: 1137.
- Scott R.W. 1980. *The Geology and Petrology of a portion of the Bell River Complex in Bourboux Township, Quebec.* Unpublished MSc.thesis, Univ. Of Toronto, Ontario.
- Seitz, H.M.; Keays, R.R. 1997. Platinum group element segregation and mineralization in a noritic ring complex formed from Proterozoic siliceous high magnesium basalt magmas in the Vestfold Hills, Antarctica. *Journal of Petrology*, **38**(6): 703-725.
- Sharp J.I. 1965. Field relations of Matagami sulfide masses bearing on their deposition in time and space. Transactions of Canadian Institute of Mines and Metalurgy, **68**: 265-278.
- Silveira, W.P. Mapa geológico da Folha de Iramaia, Salvador, BA – CBPM (inédito).
- Sisson, T.W.; Crove, T.L. 1993. Experimental investigations of the role of H (sub 2) O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **113**(2): 143-166.

- Snyder, D.; Crambes, C. Tait, S.; Wiebe, R.A. 1997. Magma Mingling in Dikes and Sills. *The Journal of Geology*, **105**: 75-86.
- Söfner, B. 1973. Observações sobre a estratigrafia do Precambriano da Chapada Diamantina sudeste e da área contígua. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 27, Aracaju. Anais, Aracaju, SBG. **2**: 23-32.
- Soto, J.I. 1993. PTMAFIC: Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. *American Mineralogist*, **78**: 840-844.
- Sparks, R.S.J.; Huppert, H. E. Turner, J.S. 1984 The Fluid Dynamics of evolving magma chambers.
- Sparks, R.S.J.; Turner, J.S. 1989. The fluid dynamics of evolving magma chambers. The Royal Society of London. In: The relative contributions of mantle, oceanic crust and continental crust to magma genesis. p.511-534.
- Spencer, K.J.; Lindsley, D. H. 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, **66**(11-12): 1189-1201.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology. A.A.P.G. Studies in Geology. 67-71.
- Stewart, B.W.; DePaolo, D.J. 1990. Isotopic studies of process in magma chambers: II. The Skaergaard Intrusion, East Greenland, *Contribution Mineralogy and Petrology*, **104**: 125-141.
- Stormer, J.C. 1983. The effects of recalculation on estimates temperatures and oxygen fugacities from analysis of multicomponents iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, **68**: 586-594.
- Stumpfl, E. L.; Tarkian, M. 1976 Platinum genesis - new mineralogical evidence. *Economic Geology*, v.71, p. 1270-1298.
- Stumpfl, E. F.; Rucklidge, J. C. 1982 The platinumiferous pipes of eastern Bushveld. *Economic Geology*, **77**: 1419-1431.
- Sun, S.S. 1982 Chemical composition and origin of the earth primitive mantle *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**: 179-192.
- Sun, S.S.; Wallace, D.A.; Hoatson, D.M.; Glikson, A.Y.; Keays, R.R. 1991. Use of geochemistry as a guide to platinum group element potential of mafic-ultramafic rocks; examples from the west Pilbara blocks and Halls Creek mobile zone, Western Australia. *Precambrian Research*, **50**(1-2): 1-35.
- Sweeney, J.M.; Sutcliff, R.H. 1986. Geology and platinum-group element mineralization of the Robbie Zone, Lac des Iles: Ontario Geol. Surv. Misc Paper 136 p. 82-84.

T

- Talkington, R. W.; Watkinson, D.H. 1984 Trend in the distribution of precious metals in the Lac des Iles Complex, northwestern Ontario: *Canadian Mineralogist*, v.22, p.125-136.

- Taylor S. R. 1960 The abundance of rare earth elements in relation to their origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **19**: 100-112.
- Taylor S. R. 1980 Refractory and moderately volatile elements abundances in earth, moon and meteorites. *Proceeding of Lunar Sciences Conference* 11: 338-348.
- Thalhammer, O.; Stumpfl, E.F.; Panayiotou 1986. Postmagmatic, Hydrothermal origin of sulfide and arsenide mineralizations at Limassol Forest, Cyprus. *Mineralium Deposita*, **21**: 95-105.
- Thompson Jr., J.B. 1982. Compositional Space: An algebraic and geometric Approach. *Reviews in Mineralogy*, **10**: 1 - 32.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S. J. 1984 An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transaction of The Royal Society of London*, **310**: 540-590.
- Tilley, C. E. 1950. Some aspects of magmatic evolution. *Journal of the Geological Society of London*, **106**: 37-61.

V

- Veiga, P. 1996. Projeto Platina Bahia-Sergipe-Relatório Parcial do Alvo Rio Jacaré-Maracás-Bahia. CPRM-p.32-36 (n. publicado).
- Vermaak, C. F.; Hendriks, L.P. 1976 A review of the mineralogy of THE Merensky Reef, with specific reference to new data on the precious metals mineralogy. *Economica Geology*, **71**: 1244-1269.
- Viljoen, M. J; Scoon R.N. 1985 The distribution and main geologic features of discordant bodies of iron-rich ultramafic pegmatite in the Bushveld Complex. In: A special issue devoted to the Bushveld Complex. Von-Grunewaldt-Gerhard (editor); Sharpe-Martin-R (editor); Hatton-Christopher-J (editor). *Economic Geology*, **80**(4): 1109-1128.
- Volborth, A.; Housley, R.M. 1984. Preliminary description of complex graphite, sulfide, arsenide and platinum-group element mineralization in a pegmatoid piroxenito from Stillwater Complex, Montana USA. *Tschermack Mineral. Petrogr. Mitt.*, 33:213-230.
- Von Grunewald, G. 1973. The Main and Upper Zones of the Bushveld Complex in the Roosenekal area, eastern Transvaal. *Trans. Geol. Society South Africa*, **76**: 207-227.
- Von Grunewaldt, G. 1979. A review of some recent concepts of the Bushveld Complex with particular reference to sulfide mineralization. *Canadian Mineralogist*, **17**: 233-256.

W

- Wager L.R.; Brown G.M. 1967. Layered Igneous Rocks. Oliver and Boyd (ed.), Edinburgh, 588.

- Wager, L.R.; Brown, G.M.; Wadsworth, W.J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, London. **1**(1): 73-85.
- Wiebe, R.A. 1980. Commingling of contrasted magmas in the plutonic environment: examples from the Nain anorthositic complex. *Journal of Geology*, **88**: 197-209.
- Willemse, J. 1969 The vanadiferous magnetic iron ore of the Bushveld Complex, Mon. *Economic Geology*, **4**: 187-208.
- Wilson, H.D.B.; Anderson, D.T. 1959. The Composition of Canadian Sulfide Ore Deposits. *Canadian Institute of Mines and Metallurgy*, **62**: 327-339.
- Wilson, N.; Moorbath, T.; Taylor, P.N.; Barbosa, J.S.F. 1988. Archaean and early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, **70**: 146.
- Witt-Eickschen, G., and Seck, H. A. 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite; an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **106**: 431-439.

Y

- Yund, R.A.; Kullerud, G. 1966. Thermal stabilities of assemblages in Cu-Fe-S systems. *Journal of Petrology*, **7**: 454-488.
- Yushko, Z.O.Y.; Ivanov, V.V.; Razina, Chernia, Y.L.A. 1967 Gechemistry of Platinum Metals. *Gechemistry International*, **4**: 1006-1118.

ANEXOS

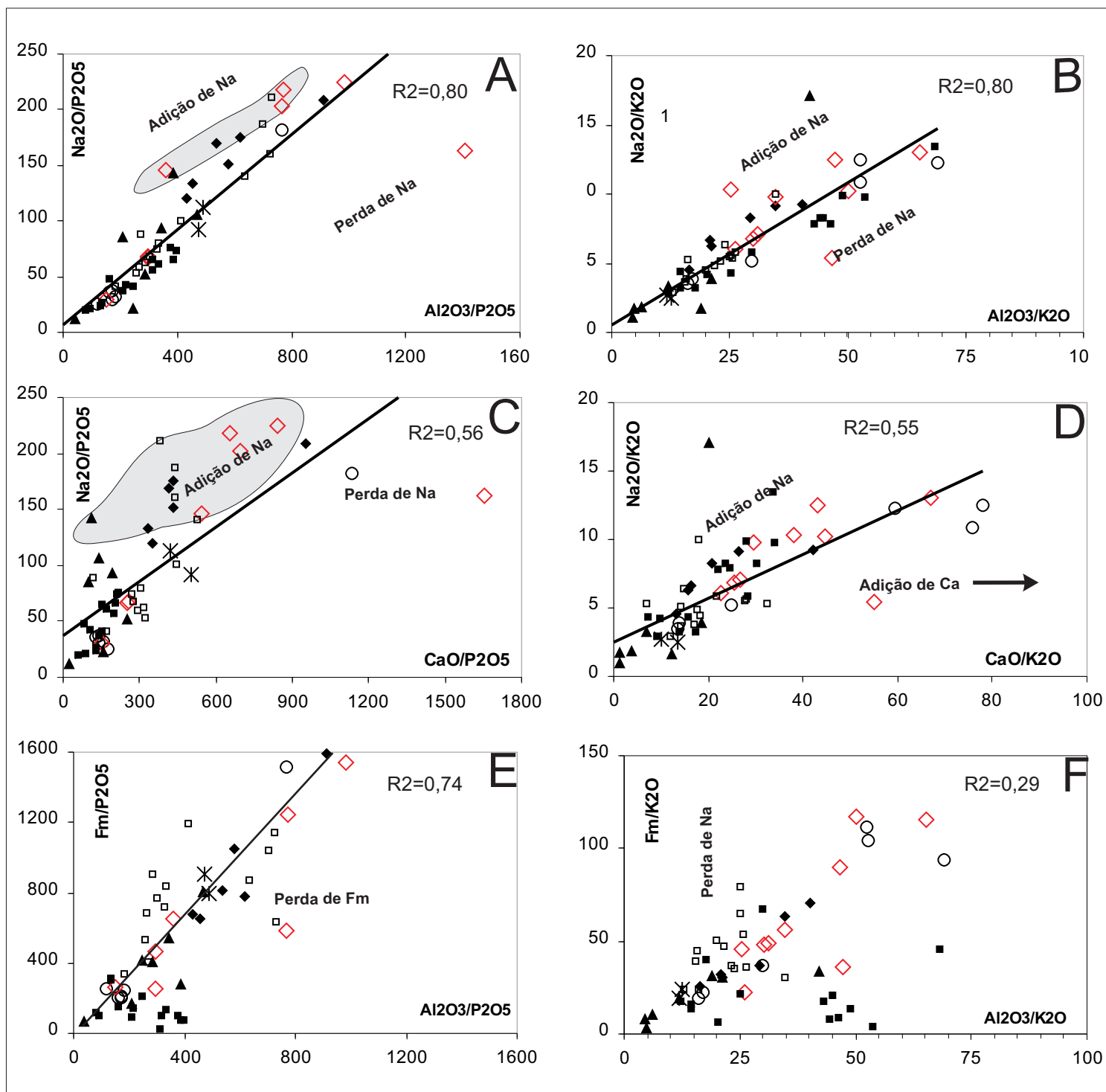
Apêndice 1. Mobilidade dos Elementos Maiores

Os elementos maiores são mobilizados por difusão durante a recristalização metamórfica ou transportados por fluidos metassomáticos durante a deformação. Os efeitos desse metassomatismo comumente oblitera feições primárias de protólitos ígneos em cinturões metamórficos ou em rochas constituintes de seqüências vulcânicas subaquáticas.

A relação entre esses constituintes maiores em rochas magmáticas reflete os processos de diferenciação magmática, tais como fracionamento, acumulação, entre outros, que são determinados pelo padrão de correlação entre essas variáveis.

Hughes (1960) mostrou através de um diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \times 100 / (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ que a maioria das rochas magmáticas plotam dentro de um campo denominado de espectro ígneo. Rochas que não estariam contidas nesse campo seriam de origem sedimentar ou rochas ígneas metamorfoseadas. Este diagrama é apresentado na figura 6.4 (Capítulo 6) que mostra que as rochas do **S.R.J.** estudadas nesta tese estão contidas no campo daquele espectro ígneo, enquanto cerca de 15 por cento das amostras estariam contidas no campo das rochas metamórficas. Essas rochas metamorfoseadas mostram claramente deslocamento referente ao aumento de $100 \times \text{K}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ em relação a $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ o que evidencia um metassomatismo potássico. As amostras que ocupam esse campo são as rochas varitexturadas, rochas anortositicas de granulação grosseira e principalmente rochas vulcânicas da Formação Mirante. Essa potassificação é caracterizada mineralogicamente pela presença de ortoclásio nessas rochas, em vênulas pegmatíticas tardias que cortam essas rochas. Além de introdução de feldspato, ocorre também a alcalinização dos plagioclásios dos anortositos, próximo aos diques de aplitos e pegmatitos na Zona Superior.

Com o objetivo de estudar o comportamento dos outros elementos maiores, além do potássio e sódio, durante as transformações metamórficas, foram utilizados os procedimentos de Pearce (1968, 1970) e Beswick e Soucie (1978) com uso de diagramas de razões de proporções moleculares normalizadas. Nesses diagramas um elemento considerado incompatível e fixo durante o metamorfismo, como o fósforo, é o denominador na normalização dos elementos maiores para discriminar tendências primárias. Em contrapartida, os elementos compatíveis e móveis, como o potássio, são utilizados como denominadores na normalização dos elementos maiores para acessar a sua mobilidade. No tratamento aqui descrito e apresentado nas figuras 1-I e 1-II o alumínio foi considerado como relativamente imóvel e por isso foi plotado como abcissa de diagramas que têm na ordenada os elementos a serem determinados suas mobilidades relativas.



◆ ZI ✕ ZB ○ Vrtx ◇ Cm □ ZSI ■ ZSII ▲ Fm — Linha de tendência

Figura 1-I. Diagramas de proporções moleculares dos elementos maiores. ZI-Zona Inferior, ZB-Zona de Bordo, Vrtx-Rochas varitexturadas, Cm-Cumulatos, ZSI-Zona Superior I, ZSII-Zona Superior II, Fm-Formação Mirante.

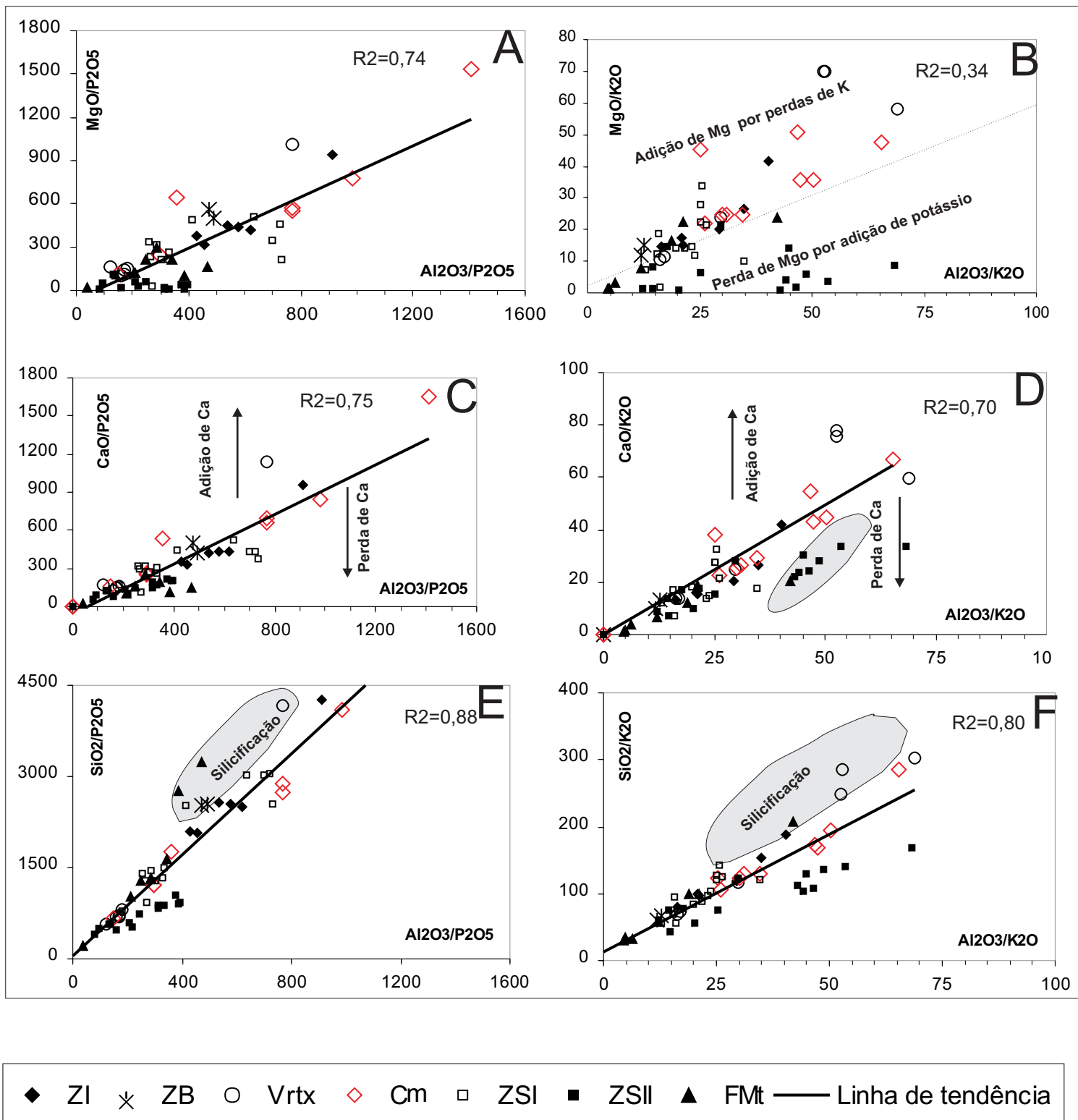


Figura 1-II. Diagramas de proporções moleculares dos elementos maiores. ZI-Zona Inferior, ZB-Zona de Bordo, Vrtx-Rochas varitexturadas, Cm-Cumulatos, ZSI-Zona Superior I, ZSII-Zona Superior II, FMt-Formação Mirante.

Anexo 1 Análises Químicas de Piroxênios
(óxidos % em Pêso)

AMOSTRA	RB107	RB107	RB107	RB112	RB112	RB112	RB94	RB94	RB94
SiO2	52,80	52,90	52,73	52,54	52,15	52,28	52,73	52,15	52,85
TiO2	0,03	0,00	0,04	0,05	0,09	0,07	0,11	0,08	0,06
Al2O3	0,13	0,21	0,17	0,52	0,41	0,39	0,68	0,60	0,41
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01
Fe2O3+	0,53	0,47	0,91	0,00	0,00	0,00	1,00	1,60	0,80
FeO	10,30	10,38	9,75	12,51	12,26	12,46	9,46	8,83	10,09
MnO	0,29	0,29	0,24	0,39	0,37	0,41	0,30	0,34	0,34
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,08	0,01	0,04	0,04
MgO	12,53	12,45	12,67	10,72	10,91	10,81	12,00	11,90	12,02
CaO	23,52	23,56	23,78	22,97	23,21	23,14	24,21	24,39	23,79
Na2O	0,02	0,03	0,01	0,07	0,06	0,05	0,20	0,15	0,18
K2O	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Óxidos	100,13	100,26	100,27	99,73	99,39	99,65	100,49	99,95	100,39
Cátions									
Si	1,99	1,99	1,98	2,00	1,99	2,00	1,98	1,97	1,99
Al	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02
Fe3+	0,00	0,00	0,01					0,01	
total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,00	0,00		0,02	0,01	0,01	0,01		0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,02	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02
Mg	0,70	0,70	0,71	0,61	0,62	0,62	0,67	0,67	0,67
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,33	0,33	0,31	0,40	0,39	0,40	0,30	0,28	0,32
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,95	0,95	0,96	0,94	0,95	0,95	0,97	0,99	0,96
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	2,00	2,00	2,01	1,99	2,00	1,99	2,00	2,00	2,00
CATIONS	4,00	4,00	4,01	3,99	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00
N de Oxig.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
WO	47,79	47,87	48,33	47,90	48,11	47,98	49,90	50,70	48,89
EN	35,41	35,20	35,82	31,10	31,45	31,18	34,40	34,41	34,38
FS	16,80	16,94	15,85	21,00	20,44	20,85	15,70	14,88	16,73

Anexo 1 Análises Químicas de Piroxênios
(óxidos % em Pêso)

AMOSTRA	FG4160	FG4160	FG4160	FG41127	FG41127	29CP4OP>	RB129	R129	FG41135	RB88	RB088	RB88
SiO2	50,55	52,99	52,57	52,49	53,64	53,78	53,43	53,84	53,43	51,84	51,72	51,36
TiO2	0,33	0,15	0,08	0,25	0,11	0,04	0,06	0,03	0,03	0,08	0,05	0,10
Al2O3	0,74	0,54	0,48	1,99	0,78	0,27	0,31	0,32	0,17	0,73	0,71	0,89
Cr2O3	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,00
Fe2O3+	4,12	0,00	0,05	0,88	0,00	0,00	0,05	0,00		1,03	0,95	1,81
FeO	9,83	9,08	8,70	4,96	6,17	8,13	8,00	8,23	8,54	12,03	11,96	12,00
MnO	0,24	0,27	0,30	0,07	0,15	0,20	0,20	0,23	0,32	0,41	0,41	0,43
NiO	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00		0,07	0,00	0,09
MgO	12,87	13,21	13,21	14,45	14,39	13,65	13,92	13,73	13,32	10,68	10,42	10,58
CaO	21,32	22,89	23,58	25,00	25,04	24,25	23,99	24,03	23,58	23,33	23,50	22,86
Na2O	0,07	0,04	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,01	0,04	0,13	0,16	0,17
K2O	0,02	0,00	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00		0,02	0,03	0,02
Óxidos	100,03	99,16	98,96	100,11	100,32	100,36	99,97	100,44	99,39	100,22	99,76	100,12
Cátions												
Si	1,92	2,00	1,99	1,94	1,98	2,00	1,99	2,00	2,01	1,97	1,98	1,96
Al	0,03	0,00	0,01	0,06	0,02		0,01			0,03	0,03	0,04
Fe3+	0,05											
total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,01	2,00	2,01	2,00	2,00	2,00
Al		0,00	0,00	0,03	0,01	0,01		0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,12	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00		0,03	0,03	0,05
Mg	0,73	0,74	0,74	0,80	0,79	0,76	0,77	0,76	0,75	0,61	0,59	0,60
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,31	0,29	0,28	0,15	0,19	0,25	0,25	0,26	0,27	0,38	0,38	0,38
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,87	0,92	0,96	0,99	0,99	0,97	0,96	0,96	0,95	0,95	0,96	0,93
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
total	2,05	1,97	1,99	2,00	4,00	2,00	1,99	2,00	1,98	2,00	2,00	2,00
CATIONS	4,05	3,96	3,99	4,00	6,00	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00
N de Oxig.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
WO	45,28	47,13	48,14	51,00	50,09	48,76	48,21	48,32	48,09	48,71	49,31	48,35
EN	38,02	37,84	37,51	41,00	40,05	38,18	38,92	38,41	37,80	31,01	30,43	31,12
FS	16,70	15,03	14,35	8,00	9,86	13,06	12,87	13,27	14,11	20,28	20,26	20,54

Anexo 1 Análises Químicas de Piroxênios
(óxidos % em Pêso)

AMOSTRA	RB89	RB089	RB89	B67	RB067	RB67	RB097	RB097	RB90	RB90	RB90
SiO2	51,84	51,73	52,06	52,82	51,93	52,07	53,35	53,54	52,71	52,81	53,46
TiO2	0,03	0,05	0,00	0,01	0,02	0,06	0,06	0,01	0,07	0,03	0,00
Al2O3	0,48	0,39	0,38	0,32	0,32	0,24	0,50	0,48	0,38	0,38	0,10
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02
Fe2O3+	1,03	1,29	0,79	0,03	1,65	1,62	0,00	0,21	0,70	0,16	0,13
FeO	11,90	11,68	12,51	11,48	11,14	10,81	10,18	10,34	8,87	9,72	7,48
MnO	0,41	0,41	0,47	23,45	0,26	0,31	0,36	0,31	0,33	0,31	0,41
NiO	0,00	0,06	0,00	0,31	0,03	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
MgO	10,60	10,57	10,49	0,25	11,38	11,51	12,21	12,38	12,54	12,19	13,38
CaO	23,60	23,86	23,26	12,07	23,43	23,69	23,75	23,65	24,09	24,01	24,99
Na2O	0,12	0,07	0,16	0,00	0,08	0,06	0,17	0,20	0,13	0,12	0,01
K2O	0,01	0,01	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02			
Óxidos	99,90	100,04	99,95	100,78	100,16	100,37	100,39	100,94	99,72	99,60	99,97
Cátions											
Si	1,98	1,97	1,99	0,00	1,97	1,97	2,00	1,99	1,98	1,99	2,00
Al	0,02	0,02	0,02	1,99	0,01	0,01		0,01	0,02	0,01	0,00
Fe3+		0,01			0,01	0,02					
total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,00		0,00	0,01	0,01		0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,03	0,03	0,02	0,00	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Mg	0,60	0,60	0,60	0,01	0,64	0,65	0,68	0,69	0,70	0,69	0,74
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,38	0,37	0,40	0,00	0,35	0,34	0,32	0,32	0,28	0,31	0,23
Mn	0,01	0,01	0,02	0,95	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,97	0,98	0,95	0,38	0,95	0,96	0,95	0,94	0,97	0,97	1,00
Na	0,01	0,01	0,01	0,30	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
total	2,00	2,00	2,00	2,29	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00
CATIONS	4,00	4,00	4,00	4,29	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	3,99	4,00
N de Oxig.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
WO	49,21	49,70	48,47	0,01	48,64	48,96	48,51	48,08	49,45	49,21	50,21
EN	30,75	30,63	30,42	47,78	32,88	33,10	34,69	35,01	35,80	34,74	37,41
FS	20,04	19,67	21,12	32,53	18,49	17,94	16,80	16,91	14,75	16,05	12,38

Anexo 1 Análises Químicas de Piroxênios
(óxidos % em Pêso)

AMOSTRA	RB92	RB92	RB92	RB009	FG41101.1	FG41101.2	FG41101.3	FG41101.4		
SiO2	52,59	52,44	53,34	52,53	51,06	50,34	53,46	52,62	54,73	54,43
TiO2	0,01	0,04	0,02	0,05	0,05	0,06	0,25	0,12	0,08	0,26
Al2O3	0,40	0,38	0,16	0,40	0,64	0,73	2,21	2,12	0,50	4,48
Cr2O3	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
Fe2O3+	0,29	1,07	0,41	0,71	1,33	1,86	0,00	1,16	0,00	0,00
FeO	10,17	8,97	8,00	9,26	15,09	14,46	5,48	4,79	4,44	7,19
MnO	0,33	0,36	0,34	0,29	0,56	0,59	0,04	0,03	0,09	0,10
NiO	0,07	0,07	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05
MgO	12,29	12,39	13,35	12,32	8,22	8,31	16,33	16,95	16,06	19,05
CaO	23,34	23,77	24,42	23,91	23,35	23,07	21,14	21,43	24,81	12,86
Na2O	0,10	0,13	0,07	0,15	0,17	0,17	0,15	0,11	0,00	0,43
K2O							0,10	0,01	0,00	0,15
Óxidos	99,70	99,86	100,22	99,48	100,30	99,41	99,17	99,37	100,72	99,03
Cátions										
Si	1,99	1,98	1,99	1,98	1,97	1,96	1,97	1,94	1,99	1,97
Al	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,01	0,03
Fe3+						0,01				
total	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,07	0,03	0,01	0,16
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,01	0,03	0,01	0,02	0,04	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Mg	0,69	0,70	0,74	0,69	0,47	0,48	0,90	0,93	0,87	1,03
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,32	0,28	0,25	0,29	0,49	0,47	0,17	0,15	0,14	0,22
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,95	0,96	0,98	0,97	0,97	0,96	0,83	0,85	0,97	0,50
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
total	1,99	1,99	2,00	2,00	2,00	1,99	1,99	2,00	1,99	1,95
CATIONS	3,99	3,99	4,00	4,00	4,00	3,99	3,99	4,00	3,99	3,95
N de Oxig.	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
WO	47,99	49,22	49,32	49,30	49,68	49,74	43,89	43,95	48,94	28,54
EN	35,16	35,69	37,53	35,33	24,33	24,92	47,15	48,34	44,08	58,83
FS	16,85	15,09	13,15	15,37	25,99	25,33	8,98	7,71	6,97	12,63

Anexo 2
Análises Químicas de Plagioclásio (óxidos % Pêso)

AMOSTRA	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB018	RB001	RB001
SiO ₂	52,32	53,24	53,06	52,01	52,32	52,20	52,89	52,34	52,11	52,41	59,51	57,03
TiO ₂	0,02	0,06	0,00	0,01	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04
Al ₂ O ₃	30,72	30,13	29,89	30,35	30,31	30,33	30,10	30,30	30,34	30,59	25,52	26,58
MgO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
CaO	12,49	12,17	11,51	12,28	12,51	12,26	12,21	12,46	12,18	12,51	7,01	8,86
MnO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00
FeO	0,08	0,08	0,07	0,06	0,09	0,10	0,11	0,10	1,11	0,13	0,15	0,20
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00
Na ₂ O	3,94	4,17	4,38	4,21	4,01	4,13	4,06	3,95	4,15	3,74	7,37	6,49
K ₂ O	0,06	0,10	0,08	0,06	0,11	0,10	0,08	0,08	0,09	0,08	0,09	0,09
Total	99,77	100,02	99,00	99,01	99,39	99,17	99,46	99,28	100,04	99,54	99,69	99,30
Cations												
Si	2,37	2,41	2,42	2,38	2,38	2,38	2,40	2,38	2,38	2,38	2,66	2,58
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,64	1,60	1,60	1,63	1,63	1,63	1,61	1,63	1,63	1,64	1,34	1,42
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,59	0,56	0,60	0,61	0,60	0,59	0,61	0,60	0,61	0,34	0,43
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,35	0,37	0,39	0,37	0,35	0,37	0,36	0,35	0,37	0,33	0,64	0,57
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Ab	36,22	38,03	40,58	38,17	36,48	37,65	37,41	36,30	37,93	34,93	65,21	56,72
Or	0,38	0,58	0,51	0,34	0,63	0,59	0,47	0,49	0,56	0,52	0,53	0,51
A n	63,41	61,38	58,90	61,49	62,88	61,76	62,12	63,21	61,51	64,55	34,25	42,77

Anexo 2

2

Análises Químicas de Plagioclásio (óxidos % Pêso)

AMOSTRA	RB001	RB001	RB001	R001	RB019	RB019	RB019	RB019	TH115	TH115	TH115	TH115	TH115	TH115	RB07
SiO ₂	57,09	59,09	59,55	58,76	53,43	52,91	53,03	53,02	52,72	52,77	52,91	52,82	53,43	54,07	60,02
TiO ₂	0,07	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	26,82	25,19	25,16	26,39	29,97	29,96	30,35	29,86	30,56	29,84	30,12	30,29	30,06	29,48	25,19
MgO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	8,98	7,31	7,22	7,70	12,50	12,45	12,77	12,51	12,76	12,84	12,57	12,47	12,46	11,86	7,03
MnO	0,00	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	0,10	0,11	0,01	0,04	0,04	0,04	0,01	0,00	0,02	0,02	0,06	0,02	0,13	0,04	0,10
SrO	0,10	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,04	0,06	0,07	0,06	0,05	0,05	0,00	0,01	0,00	0,09	0,04	0,00	0,02
Na ₂ O	6,55	7,37	7,62	6,36	4,02	3,96	3,89	3,87	3,77	3,86	3,87	3,96	4,05	4,34	7,59
K ₂ O	0,05	0,09	0,12	0,08	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,13	0,10	0,08	0,11	0,09	0,07
Total	99,76	99,35	99,76	99,43	100,10	99,48	100,21	99,42	99,99	99,49	99,62	99,72	100,30	99,90	100,03
Cations															
Si	2,57	2,66	2,66	2,63	2,41	2,40	2,39	2,41	2,38	2,40	2,40	2,39	2,41	2,44	2,67
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,42	1,33	1,33	1,39	1,59	1,60	1,61	1,60	1,63	1,60	1,61	1,62	1,60	1,57	1,32
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,43	0,35	0,35	0,37	0,60	0,61	0,62	0,61	0,62	0,63	0,61	0,61	0,60	0,57	0,34
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,57	0,64	0,66	0,55	0,35	0,35	0,34	0,34	0,33	0,34	0,34	0,35	0,35	0,38	0,66
K	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Total	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
Ab	56,73	64,25	65,19	59,62	36,62	36,34	35,33	35,69	34,58	34,98	35,56	36,29	36,82	39,59	65,89
Or	0,27	0,54	0,68	0,52	0,44	0,50	0,52	0,59	0,72	0,78	0,58	0,47	0,63	0,55	0,41
An	43,00	35,21	34,14	39,86	62,93	63,16	64,15	63,72	64,70	64,23	63,86	63,24	62,55	59,86	33,70

Anexo 2
Análises Químicas de Plagioclásio (óxidos % Pêso)

AMOSTRA	RB07	RB07	RB07	RB07	RB011	RB011	RB011	RB011	RB011	RB090	148B	148D
SiO ₂	59,28	58,83	58,38	59,35	61,29	61,10	60,52	60,96	60,60	55,18	58,26	56,95
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02			
Al ₂ O ₃	25,69	25,24	25,65	25,47	24,71	24,07	25,08	24,63	24,88	28,33	26,16	26,68
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00			
CaO	7,51	7,61	7,86	7,26	6,37	6,01	6,65	6,10	6,53	10,46	8,16	9,10
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,06			
FeO	0,14	0,05	0,00	0,07	0,13	0,15	0,10	0,12	0,14	0,07	0,05	0,06
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	
BaO	0,02	0,02	0,00	0,09	0,00	0,11	0,29	0,00	0,00	0,04	0,24	0,00
Na ₂ O	7,21	7,54	7,14	7,40	8,32	8,24	8,07	8,20	7,70	5,01	5,96	5,32
K ₂ O	0,08	0,09	0,07	0,05	0,19	0,22	0,18	0,17	0,19	0,07	0,21	0,19
Total	99,94	99,39	99,11	99,68	101,06	99,96	100,95	100,24	100,13	99,15	99,03	98,30
Cations												
Si	2,65	2,65	2,63	2,66	2,70	2,72	2,68	2,71	2,69	2,50	2,62	2,59
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Al	1,35	1,34	1,36	1,34	1,28	1,26	1,31	1,29	1,30	1,51	1,39	1,43
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Ca	0,36	0,37	0,38	0,35	0,30	0,29	0,32	0,29	0,31	0,51	0,39	0,44
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Fe ²⁺	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,62	0,66	0,62	0,64	0,71	0,71	0,69	0,71	0,66	0,44	0,52	0,47
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Total	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	4,9	4,9
Ab	63,16	63,89	61,95	64,68	69,52	70,41	68,04	70,19	67,32	46,27	56,19	50,77
Or	0,46	0,49	0,39	0,27	1,03	1,22	0,98	0,97	1,12	0,40	1,29	1,18
A n	36,38	35,62	37,66	35,04	29,45	28,37	30,98	28,84	31,56	53,34	42,51	48,05

Anexo 2
Análises Químicas de Plagioclásio (óxidos % Pêso)

AMOSTRA	148D	148D	148D	148D	147B	147B	147B	148B	148B	148B	RB46	RB46
SiO ₂	57,84	57,75	56,75	57,68	57,95	67,13	59,31	58,67	58,15	58,17	54,37	53,98
TiO ₂												
Al ₂ O ₃	26,82	27,46	28,08	27,14	27,31	21,39	26,46	26,66	26,60	26,58	28,74	28,76
MgO												
CaO	8,67	9,45	9,97	8,98	9,11	1,20	6,39	8,48	8,47	8,41	11,26	11,41
MnO												
FeO	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,00	0,11	0,06	0,07	0,05	0,14	0,01
SrO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,04	0,00	0,00
BaO	0,00	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,11	0,20	0,00	0,00	0,00	0,25
Na ₂ O	5,71	5,33	5,10	5,50	5,66	9,47	6,15	5,78	5,86	5,80	5,16	5,14
K ₂ O	0,07	0,10	0,13	0,10	0,16	0,35	1,03	0,17	0,20	0,22	0,07	0,03
Total	99,14	100,23	100,04	99,44	100,24	99,54	99,57	100,01	99,49	99,27	99,73	99,58
Cations												
Si	2,60	2,57	2,54	2,59	2,58	2,94	2,65	2,62	2,61	2,61	2,46	2,45
Ti												
Al	1,42	1,44	1,48	1,43	1,43	1,10	1,39	1,40	1,41	1,41	1,53	1,54
Mg												
Ca	0,42	0,45	0,48	0,43	0,43	0,06	0,31	0,41	0,41	0,40	0,55	0,56
Mn												
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,50	0,46	0,44	0,48	0,49	0,80	0,53	0,50	0,51	0,50	0,45	0,45
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	4,9	4,9	4,9	4,9	5,0	4,9	4,9	4,9	4,9	4,9	5,0	5,0
Ab	54,14	50,21	47,64	52,25	52,43	91,34	59,35	54,67	54,88	54,75	45,14	44,82
Or	0,46	0,62	0,83	0,63	0,97	2,25	6,56	1,04	1,26	1,36	0,37	18,00
A n	45,40	49,17	51,53	47,12	46,61	6,42	34,09	44,30	43,86	43,89	54,48	55,00

Anexo 3

Análise de Anfibólios

Obs.: As fórmulas foram calculadas para Fe3+ máximo e mínimo para cada análise.
(óxidos % em pêsso)

	RB103	RB103	TH105	TH105	PG06	PG06	PG04	PG04	RBO87	RBO87	RB81	RB81
SIO2	49,972	49,972	51,962	51,962	40,553	40,553	41,665	41,665	42,915	42,915	41,980	41,980
TIO2	0,414	0,414	0,271	0,271	0,589	0,589	0,458	0,458	0,941	0,941	0,913	0,913
AL2O3	6,558	6,558	4,220	4,220	14,011	14,011	12,896	12,896	10,498	10,498	12,386	12,386
V2O3	0,000	0,000									0,000	0,000
FEO	15,903	15,903	14,118	14,118	23,046	23,046	23,012	23,012	20,594	20,594	21,127	21,127
MGO	12,170	12,170	14,465	14,465	5,947	5,947	6,445	6,445	6,927	6,927	6,639	6,639
CAO	11,504	11,504	12,487	12,487	10,496	10,496	10,501	10,501	11,014	11,014	10,911	10,911
MNO	0,301	0,301	0,250	0,250	0,191	0,191	0,179	0,179	0,289	0,289	0,263	0,263
NA2O	0,611	0,611	0,380	0,380	1,402	1,402	1,262	1,262	0,916	0,916	1,075	1,075
K2O	0,175	0,175	0,232	0,232	0,571	0,571	0,451	0,451	1,084	1,084	0,720	0,720
TOTAL	97,607	97,607	98,385	98,385	96,805	96,805	96,870	96,870	95,179	95,179	96,014	96,014

Cátions	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+Min
Si	7,262	7,321	6,218	7,487	6,144	6,267	6,283	6,412	6,658	6,684	6,416	6,495
AlIV	0,738	0,679	0,534	0,513	1,856	1,733	1,717	1,588	1,342	1,316	1,584	1,505
Soma de T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	0,385	0,453	0,181	0,204	0,645	0,820	0,574	0,751	0,578	0,611	0,648	0,753
Ti	0,045	0,046	0,029	0,029	0,067	0,068	0,052	0,053	0,110	0,110	0,105	0,106
Fe3+	0,402	0,033	0,232	0,101	1,148	0,243	1,190	0,265	0,392	0,215	0,693	0,142
V3+	0,000	0,000	3,098	3,107	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	2,636	2,658	1,459	1,558	1,343	1,370	1,449	1,479	1,602	1,608	1,513	1,531
Fe2+	1,531	1,811			1,772	2,498	1,712	2,452	2,280	2,455	2,007	2,468
Mn					0,025		0,023		0,038		0,034	
Soma de C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000
Mg		0,105										
Fe2+	0,000		0,005	0,042		0,237		0,245		0,012		0,124
Mn	0,037	0,037	0,030	0,030		0,025		0,023		0,038		0,034
Ca	1,791	1,806	1,922	1,928	1,704	1,738	1,697	1,732	1,831	1,838	1,787	1,809
Na	0,172	0,052	0,042		0,296		0,303		0,169	0,046	0,214	0,046
Soma de B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,934	2,000	2,013
Na		0,122	0,064	0,106	0,116	0,420	0,066	0,377	0,106	0,243	0,105	0,243
K	0,032	0,033	0,043	0,043	0,110	0,113	0,087	0,089	0,215	0,215	0,140	0,142
Soma de A	0,032	0,154	0,106	0,149	0,226	0,533	0,153	0,465	0,321	0,458	0,245	0,385
total	15,032	15,154	15,106	15,149	15,226	15,533	15,152	15,465	15,321	15,393	15,246	15,398
Si=	7,262	7,321	7,466	7,487	6,144	6,267	6,283	6,412	6,658	6,684	6,416	6,495
#Mg	0,633	0,595	0,680	0,660	0,431	0,334	0,458	0,354	0,413	0,395	0,430	0,371

Anexo 3

Análise de Anfibólios

Obs.: As fórmulas foram calculadas para Fe3+ máximo e mínimo para cada análise.
(óxidos % em pêsso)

	RB082	RB082	RB097	RB097	RBO87	RBO87	RB004	RB004	RBO5	RBO5	RB06	RB06	RB07-1
SIO2	45,511	45,511	48,974	48,974	42,915	42,915	42,992	42,992	43,026	43,026	42,103	42,103	41,890
TIO2	0,588	0,588	0,522	0,522	0,941	0,941	1,000	1,000	1,070	1,070	0,623	0,623	0,970
AL2O3	8,840	8,840	6,872	6,872	10,498	10,498	10,786	10,786	11,342	11,342	13,750	13,750	11,200
V2O3	0,000	0,000	0,000	0,000			0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,130
FEO	22,250	22,250	16,864	16,864	20,594	20,594	21,922	21,922	21,771	21,771	23,392	23,392	23,590
MGO	7,249	7,249	10,972	10,972	6,927	6,927	7,643	7,643	7,673	7,673	6,439	6,439	6,360
CAO	11,586	11,586	11,825	11,825	11,014	11,014	11,478	11,478	11,244	11,244	9,719	9,719	10,970
MNO	0,246	0,246	0,318	0,318	0,289	0,289	0,227	0,227	0,251	0,251	0,287	0,287	0,230
NA2O	0,783	0,783	0,559	0,559	0,916	0,916	1,275	1,275	1,365	1,365	1,127	1,127	1,490
K2O	0,496	0,496	0,586	0,586	1,084	1,084	0,703	0,703	0,694	0,694	0,346	0,346	0,630
TOTAL	97,548	97,548	97,491	97,491	95,179	95,179	98,024	98,024	98,436	98,436	97,787	97,787	97,460

Cátions	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+Min	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+Min	Fe3+MAX
Si	6,880	6,934	7,219	7,240	6,658	6,684	6,471	6,536	6,425	6,512	6,282	6,405	6,382
AlIV	1,120	1,066	0,781	0,760	1,342	1,316	1,529	1,464	1,575	1,488	1,718	1,595	1,618
Soma de T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
ALVI	0,455	0,521	0,413	0,438	0,578	0,611	0,384	0,468	0,421	0,536	0,700	0,871	0,393
Ti	0,067	0,067	0,058	0,058	0,110	0,110	0,113	0,114	0,120	0,122	0,070	0,071	0,111
Fe3+	0,453	0,096	0,248	0,111	0,392	0,215	0,710	0,256	0,788	0,174	1,063	0,181	0,843
V3+	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016
Mg	1,634	1,646	2,411	2,418	1,602	1,608	1,715	1,732	1,708	1,731	1,432	1,460	1,445
Fe2+	2,360	2,669	1,831	1,975	2,280	2,455	2,049	2,430	1,931	2,437	1,730	2,416	2,163
Mn	0,032		0,040	0,001	0,038		0,029		0,032				0,030
Soma de C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,995	5,000	5,000
Mg													
Fe2+	0,000	0,070	0,000	0,000		0,012		0,101		0,144	0,126	0,379	
Mn		0,032		0,039		0,038		0,029		0,032	0,036	0,037	
Ca	1,877	1,891	1,868	1,873	1,831	1,838	1,851	1,870	1,799	1,823	1,554	1,584	1,791
Na	0,123	0,007	0,132	0,088	0,169	0,046	0,149		0,201		0,283		0,209
Soma de B	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,934	2,000	2,000	2,000	2,000	1,999	2,000	2,000
Na	0,106	0,224	0,028	0,072	0,106	0,243	0,223	0,376	0,194	0,401	0,043	0,332	0,231
K	0,096	0,096	0,110	0,111	0,215	0,215	0,135	0,136	0,132	0,134	0,066	0,067	0,122
Soma de A	0,202	0,321	0,138	0,183	0,321	0,458	0,358	0,512	0,326	0,534	0,109	0,400	0,353
total	15,202	15,321	15,137	15,183	15,321	15,393	15,358	15,512	15,326	15,534	15,103	15,400	15,353
Si=	6,880	6,934	7,219	7,240	6,658	6,684	6,471	6,536	6,425	6,512	6,282	6,405	6,382
#Mg	0,409	0,375	0,568	0,550	0,413	0,395	0,456	0,406	0,469	0,401	0,453	0,343	0,400

Análise de Anfibólios

Obs.: As fórmulas foram calculadas para Fe3+ máximo e mínimo para cada análise.
(óxidos % em pêso)

	RB07-1	RB07-2	RB07-2	RB011	RB011	RB012	RB012	RB015	RB015	RB17	RB17	RB019	RB020
SiO2	41,890	46,673	46,673	39,590	39,590	38,617	38,617	39,627	39,627	38,110	38,110	38,445	38,445
TiO2	0,970	0,588	0,588	1,450	1,450	1,155	1,155	1,053	1,053	1,184	1,184	0,745	0,745
Al2O3	11,200	7,276	7,276	11,480	11,480	12,793	12,793	11,702	11,702	12,935	12,935	14,246	14,246
V2O3	0,130	0,106	0,106	0,140	0,140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
FEO	23,590	20,415	20,415	26,150	26,150	28,234	28,234	29,221	29,221	27,212	27,212	25,176	25,176
MGO	6,360	9,621	9,621	4,230	4,230	2,002	2,002	2,174	2,174	3,010	3,010	3,259	3,259
CAO	10,970	11,186	11,186	11,040	11,040	10,920	10,920	10,996	10,996	11,404	11,404	11,579	11,579
MNO	0,230	0,192	0,192	0,330	0,330	0,373	0,373	0,317	0,317	0,368	0,368	0,204	0,204
NA2O	1,490	1,018	1,018	1,330	1,330	1,139	1,139	1,105	1,105	0,904	0,904	0,664	0,664
K2O	0,630	0,283	0,283	1,500	1,500	1,776	1,776	1,871	1,871	1,889	1,889	1,545	1,545
TOTAL	97,460	97,358	97,358	97,240	97,240	97,008	97,008	98,065	98,065	97,016	97,016	95,863	95,863

Cátions	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN	Fe3+MAX	Fe3+MIN
Si	6,472	6,946	7,050	6,218	6,277	6,162	6,186	6,270	6,328	6,057	6,080	6,104	6,116
AlIV	1,528	1,054	0,950	1,782	1,723	1,838	1,814	1,730	1,672	1,943	1,920	1,896	1,884
Soma de T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
AlVI	0,512	0,222	0,346	0,342	0,422	0,567	0,602	0,453	0,530	0,479	0,512	0,769	0,787
Ti	0,113	0,066	0,067	0,171	0,173	0,139	0,139	0,125	0,126	0,142	0,142	0,083	0,089
Fe3+	0,252	0,773	0,093	0,659	0,225	0,546	0,363	0,581	0,166	0,636	0,459	0,515	0,400
V3+	1,465	0,013	0,013	0,018	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,771	0,773
Mg	2,658	2,135	2,167	0,990	1,000	0,476	0,478	0,513	0,517	0,713	0,716	2,827	2,949
Fe2+		1,768	2,315	2,775	3,162	3,221	3,418	3,285	3,660	2,981	3,171	0,027	0,001
Mn		0,024	0,044	0,044	0,050	0,042	0,042	0,042	0,050	0,050	0,050	0,000	0,000
Soma de C	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	4,994	5,000
Mg													
Fe2+	0,138		0,171		0,080		0,002		0,076		0,001	0,000	0,000
Mn	0,030		0,025		0,044		0,051		0,043		0,050	0,000	0,027
Ca	1,816	1,784	1,810	1,858	1,875	1,867	1,874	1,864	1,881	1,942	1,949	1,970	1,974
Na	0,016	0,217		0,142		0,133	0,073	0,136		0,058		0,030	
Soma de B	2,000	2,000	2,006	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Na	0,430	0,077	0,243	0,263	0,409	0,219	0,243	0,203	0,342	0,279	0,243	0,175	0,205
K	0,124	0,054	0,055	0,301	0,303	0,361	0,363	0,378	0,381	0,383	0,385	0,313	0,313
Soma de A	0,555	0,131	0,298	0,563	0,712	0,581	0,606	0,581	0,723	0,662	0,628	0,487	0,518
total	15,554	15,131	15,303	15,563	15,712	15,581	15,606	15,581	15,723	15,662	15,628	15,481	15,518
Si=	6,472	6,946	7,050	6,218	6,277	6,162	6,186	6,270	6,328	6,057	6,080	6,104	6,116
#Mg	0,344	0,547	0,466	0,263	0,236	0,129	0,123	0,135	0,122	0,193	0,184	0,214	0,208

Análises Químicas Representativas de Titanomagnetitas
(óxidos % em peso)

Amostra	FGA46CPA	FGA60CP3	FGA66CP1	FGA115CP	FGA97CP1	FGA99CPA	FGA101MA	FGA103CP	FGA105CP	FGA109CP
SiO ₂	0,070	0,080	0,090	0,060	0,030	0,050	0,010	0,070	0,030	0,900
TiO ₂	2,730	4,100	3,090	1,090	4,050	7,110	5,910	6,040	5,790	4,400
Al ₂ O ₃	0,810	0,540	0,570	0,450	1,710	3,090	2,880	2,180	1,750	1,490
V ₂ O ₃	2,410	2,360	1,350	3,870	2,410	3,140	2,660	3,230	3,140	3,570
Fe ₂ O ₃	59,613	57,633	60,430	61,353	56,850	48,337	51,343	50,795	52,216	52,813
FeO	33,290	34,601	33,495	31,754	34,626	36,596	36,271	36,254	36,015	34,638
MnO	0,130	0,200	0,100	0,000	0,060	0,260	0,120	0,140	0,130	0,110
MgO	0,070	0,060	0,090	0,020	0,250	0,790	0,330	0,280	0,280	0,980
CaO	0,010	0,010	0,190	0,050	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000
NiO	0,050	0,070	0,000	0,000	0,150	0,050	0,060	0,040	0,050	0,070
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	99,183	99,654	99,404	98,647	100,136	99,423	99,584	99,039	99,401	98,971
#Si+4	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001	0,034
#Ti+4	0,079	0,118	0,089	0,032	0,115	0,201	0,168	0,173	0,166	0,125
#Al+3	0,037	0,024	0,026	0,021	0,076	0,137	0,128	0,098	0,078	0,067
#Cr+3	0,073	0,071	0,041	0,119	0,072	0,093	0,079	0,097	0,094	0,107
#Fe +3	1,727	1,662	1,748	1,792	1,619	1,365	1,457	1,454	1,494	1,507
#Fe +2	1,071	1,109	1,077	1,031	1,096	1,149	1,144	1,153	1,145	1,099
#Mn	0,004	0,006	0,003	0,000	0,002	0,008	0,004	0,005	0,004	0,004
#Mg	0,004	0,003	0,005	0,001	0,014	0,044	0,019	0,016	0,016	0,055
#Ca	0,000	0,000	0,008	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
#Ni	0,002	0,002	0,000	0,000	0,005	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
#Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
#O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
X'usp	5,115	8,316	5,798	1,866	8,253	18,144	13,903	14,486	13,430	10,305

Anexo 4
Análises Químicas Representativas de Titanomagnetitas
(óxidos % em peso)

Amostra	FGA112CP	FGA120CP	FGA123CP	FGA132CP	FGA127CP	FGA129CP	FGA144CP	FNA27	FNA32MAG
SiO ₂	0,040	0,060	0,040	0,030	0,040	0,030	0,060	0,060	0,080
TiO ₂	4,490	5,310	6,150	6,080	4,430	2,630	1,740	0,400	2,460
Al ₂ O ₃	1,760	1,680	1,260	2,570	0,570	0,650	1,850	0,370	1,000
V ₂ O ₃	3,640	3,960	3,860	3,450	4,010	3,770	4,050	4,450	1,610
Fe ₂ O ₃	54,141	51,903	51,506	50,703	55,335	58,727	58,483	62,634	61,095
FeO	34,594	35,487	36,354	35,807	34,909	33,237	32,557	31,311	33,426
MnO	0,120	0,070	0,110	0,140	0,110	0,070	0,050	0,000	0,040
MgO	0,350	0,250	0,280	0,660	0,110	0,030	0,050	0,030	0,030
CaO	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,080	0,000	0,010	0,000
NiO	0,130	0,100	0,080	0,140	0,040	0,000	0,110	0,030	0,050
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	99,284	98,820	99,640	99,580	99,554	99,224	98,949	99,295	99,791
#Si+4	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,003
#Ti+4	0,129	0,153	0,176	0,172	0,128	0,076	0,050	0,012	0,071
#Al+3	0,079	0,076	0,056	0,114	0,026	0,029	0,084	0,017	0,045
#Cr+3	0,110	0,120	0,116	0,103	0,121	0,115	0,123	0,136	0,049
#Fe +3	1,551	1,494	1,473	1,437	1,595	1,701	1,688	1,819	1,759
#Fe +2	1,102	1,135	1,155	1,128	1,118	1,070	1,045	1,011	1,069
#Mn	0,004	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,002	0,000	0,001
#Mg	0,020	0,014	0,016	0,037	0,006	0,002	0,003	0,002	0,002
#Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000
#Ni	0,004	0,003	0,002	0,004	0,001	0,000	0,003	0,001	0,002
#Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
#O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
X'usp	9,720	12,263	14,585	14,535	9,398	4,966	3,197	0,652	4,457

Anexo 4
Análises Químicas Representativas de Titanomagnetitas
(óxidos % em peso)

Amostra	FNA38MAG	FNA42MAG	FNA47MAG	FNA52MAG	FGB1340M	FGB1840M	FGB2370M	FGB2740M
SiO ₂	0,070	0,060	0,050	0,050	0,060	0,060	0,070	0,020
TiO ₂	2,850	5,280	4,460	3,060	4,210	2,310	1,190	52,030
Al ₂ O ₃	1,750	4,090	1,880	1,230	2,220	1,020	0,650	0,030
V ₂ O ₃	1,710	1,110	1,100	2,430	1,130	1,010	2,380	0,030
Fe ₂ O ₃	59,035	52,720	56,808	58,716	56,213	61,854	62,985	0,000
FeO	33,600	35,722	34,953	33,857	34,728	33,213	32,066	47,640
MnO	0,050	0,130	0,020	0,030	0,020	0,020	0,000	0,280
MgO	0,090	0,430	0,320	0,040	0,140	0,050	0,010	0,180
CaO	0,020	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,010
NiO	0,060	0,150	0,000	0,100	0,110	0,000	0,110	0,040
ZnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	99,235	99,692	99,592	99,513	98,832	99,537	99,490	100,260
#Si+4	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001
#Ti+4	0,082	0,149	0,127	0,088	0,121	0,067	0,034	1,475
#Al+3	0,079	0,180	0,084	0,055	0,100	0,046	0,029	0,001
#Cr+3	0,052	0,033	0,033	0,074	0,034	0,031	0,072	0,001
#Fe +3	1,700	1,485	1,624	1,691	1,619	1,785	1,824	0,000
#Fe +2	1,075	1,118	1,111	1,084	1,111	1,065	1,032	1,502
#Mn	0,002	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,009
#Mg	0,005	0,024	0,018	0,002	0,008	0,003	0,001	0,010
#Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
#Ni	0,002	0,005	0,000	0,003	0,003	0,000	0,003	0,001
#Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
#O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,477
X'usp	5,408	11,945	9,237	5,872	8,753	4,109	1,993	

Anexo 5

1

Análise Representativas de Ilmenita (óxidos % em peso)

Amostra	RB46CPAV	RB60CP3MAGAN	RB66CP1M	RB97CP13I	RB99CPAV	RB101MAG	RB103CP3I	RB105CP6I	RB109CP1C	RB112CP3CONT
altura	46,000	60,000	66,000	97,000	99,000	101,000	103,000	105,000	109,000	112,000
SiO ₂	0,070	0,000	0,020	0,020	0,030	0,030	0,040	0,000	0,010	0,020
TiO ₂	51,330	50,770	51,280	52,280	52,280	51,830	52,430	52,060	52,480	53,350
Al ₂ O ₃	0,030	0,040	0,020	0,020	0,020	0,060	0,000	0,110	0,020	0,020
V ₂ O ₃	0,050	0,010	0,000	0,010	0,020	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000
Fe ₂ O ₃	1,830	1,990	1,580	0,860	1,380	0,480	0,570	2,210	0,640	0,000
FeO	45,000	43,980	44,300	45,530	42,990	44,710	43,860	43,510	43,850	44,320
MnO	0,980	1,500	1,720	0,660	0,570	0,940	0,730	0,630	0,690	0,680
MgO	0,120	0,110	0,050	0,460	1,950	0,560	1,430	1,540	1,490	1,600
CaO	0,010	0,030	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TOTAL	99,420	98,430	98,970	99,840	99,270	98,610	99,090	100,060	99,180	99,990
Cátions										
#Si	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
#Ti	0,980	0,979	0,984	0,991	0,985	0,994	0,994	0,977	0,993	1,001
#Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,000	0,003	0,001	0,001
#Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
#Fe +3	0,035	0,040	0,030	0,016	0,027	0,010	0,010	0,043	0,012	-0,003
#Fe +2	0,956	0,942	0,945	0,960	0,900	0,953	0,925	0,906	0,923	0,927
#Mn	0,021	0,033	0,037	0,014	0,012	0,020	0,016	0,013	0,015	0,014
#Mg	0,005	0,004	0,002	0,017	0,073	0,021	0,054	0,057	0,056	0,059
#Ca	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
#O	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X'ilim	95,705	94,307	94,578	96,062	90,153	95,358	92,573	90,767	92,327	92,755
X'gk	0,455	0,421	0,190	1,729	7,295	2,130	5,375	5,737	5,593	5,951
X'py	2,110	3,264	3,719	1,410	1,212	2,031	1,559	1,334	1,471	1,437
X'hm	1,730	2,008	1,513	0,799	1,340	0,480	0,493	2,162	0,609	-0,142

Análise Representativas de Ilmenita (óxidos % em peso)

Amostra	RB115CPA	RB120CP7	RB123CP1	RB127CP2	RB129CP4	RB132CP3	RB144CP1	FNA27	FNA32MAG	FNA38MAG
altura	115,000	120,000	123,000	127,000	129,000	132,000	144,000	27,000	32,000	38,000
SiO ₂	0,040	0,650	0,000	0,010	0,020	0,000	0,010	0,020	0,010	0,000
TiO ₂	51,590	50,930	52,950	51,730	51,920	50,770	51,680	51,180	51,550	50,940
Al ₂ O ₃	0,020	0,130	0,010	0,040	0,000	0,190	0,000	0,050	0,010	0,150
V ₂ O ₃	0,040	0,010	0,020	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050
Fe ₂ O ₃	1,390	3,230	0,200	1,900	1,580	4,400	0,470	2,260	1,760	1,950
FeO	44,870	42,500	43,720	44,870	45,120	41,540	45,180	45,590	45,570	45,130
MnO	1,360	0,790	0,680	1,160	1,300	0,580	1,220	0,420	0,690	0,440
MgO	0,100	1,460	1,810	0,290	0,150	2,060	0,030	0,020	0,050	0,200
CaO	0,020	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
TOTAL	99,430	99,710	99,390	100,040	100,090	99,540	98,600	99,540	99,640	98,860
Cátions										
#Si	0,001	0,016	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
#Ti	0,985	0,958	0,998	0,980	0,985	0,954	0,995	0,977	0,983	0,977
#Al	0,001	0,004	0,000	0,001	0,000	0,006	0,000	0,001	0,000	0,005
#Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
#Fe +3	0,027	0,047	0,004	0,037	0,030	0,086	0,009	0,043	0,033	0,040
#Fe +2	0,952	0,903	0,916	0,945	0,952	0,865	0,968	0,968	0,966	0,960
#Mn	0,029	0,017	0,014	0,025	0,028	0,012	0,026	0,009	0,015	0,010
#Mg	0,004	0,054	0,068	0,011	0,006	0,077	0,001	0,001	0,002	0,008
#Ca	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
#O	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X'ilm	95,350	90,472	91,583	94,578	95,167	86,768	96,787	96,853	96,658	96,272
X'gk	0,379	5,456	6,762	1,091	0,564	7,697	0,115	0,076	0,189	0,763
X'py	2,928	1,677	1,443	2,479	2,777	1,231	2,647	0,904	1,482	0,953
X'hm	1,344	2,395	0,211	1,852	1,492	4,303	0,451	2,167	1,670	2,012

Análise Representativas de Ilmenita (óxidos % em peso)

Amostra	FNA42MAG	FNA47MAG	FNA52MAG	FGB1340M	FGB1840M	FGB2370M	FGB2740M	FGB03540M	FGAO7-17	FGAO7-18
altura	42,000	47,000	52,000	34,000	18,400	23,700	27,400	35,400		
SiO ₂	0,020	0,040	0,010	0,010	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	0,011
TiO ₂	51,370	50,770	51,330	52,210	51,800	52,020	51,860	51,630	50,655	52,868
Al ₂ O ₃	0,170	0,050	0,030	0,000	0,020	0,020	0,050	0,030	0,070	0,025
V ₂ O ₃	0,000	0,000	0,050	0,040	0,000	0,000	0,080	0,000	0,043	0,000
Fe ₂ O ₃	1,830	4,300	0,000	0,310	0,820	0,660	2,200	1,120	1,475	0,000
FeO	45,050	43,490	46,670	45,850	45,260	46,300	46,120	45,330	44,284	45,243
MnO	0,480	0,540	0,550	0,280	0,320	0,390	0,220	0,450	1,258	1,269
MgO	0,440	0,930	0,160	0,470	0,570	0,050	0,200	0,370	0,035	0,091
CaO	0,010	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,002	0,000
TOTAL	99,370	100,120	98,810	99,170	98,790	99,470	100,740	98,930	97,822	99,506
Cátions										
#Si	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
#Ti	0,978	0,958	0,984	0,996	0,992	0,993	0,977	0,989	0,983	1,008
#Al	0,005	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001
#Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000
#Fe +3	0,037	0,081	0,029	0,006	0,016	0,013	0,043	0,022	0,030	-0,018
#Fe +2	0,952	0,912	0,966	0,973	0,963	0,983	0,965	0,965	0,954	0,978
#Mn	0,010	0,011	0,012	0,006	0,007	0,008	0,005	0,010	0,027	0,027
#Mg	0,017	0,035	0,006	0,018	0,022	0,002	0,007	0,014	0,001	0,003
#Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
#O	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X'ilm	95,429	91,313	96,754	97,311	96,338	98,345	96,651	96,530	95,596	97,843
X'gk	1,666	3,480	0,609	1,779	2,164	0,189	0,748	1,405	0,136	0,345
X'py	1,032	1,148	1,189	0,602	0,690	0,839	0,467	0,971	2,754	2,727
X'hm	1,873	4,059	1,448	0,308	0,808	0,626	2,134	1,093	1,513	-0,915

Análise Representativas de Ilmenita (óxidos % em pêsos)

Amostra	FGA07-19	Fga7-32-c3	rs40-12	rs40-12	FGa07-85.4	FGa07-85.4	Fga7-85	fga07-85.4
altura		32,000			85,400	85,400	85,400	85,400
SiO ₂	0,000	0,019	0,021	0,000	0,023	0,013	0,038	0,000
TiO ₂	50,613	50,523	51,197	51,909	51,991	53,098	52,571	52,310
Al ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,011	0,012	0,007	0,028	0,032
V ₂ O ₃	0,049	0,007	0,000	0,000	0,030	0,019	0,000	0,069
Fe ₂ O ₃	1,890	1,877	0,795	0,167	0,417	0,000	0,000	0,000
FeO	43,868	43,763	44,443	45,051	43,711	44,336	43,510	44,802
MnO	1,550	1,548	0,915	1,007	1,129	0,977	1,102	1,392
MgO	0,055	0,060	0,375	0,345	1,078	1,182	1,175	0,463
CaO	0,014	0,012	0,011	0,010	0,000	0,011	0,000	0,006
TOTAL	98,038	97,807	97,757	98,500	98,390	99,643	98,424	99,074
Cátions								
#Si	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
#Ti	0,981	0,981	0,992	0,998	0,995	1,003	1,005	0,999
#Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
#Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
#Fe +3	0,038	0,036	0,015	0,004	0,008	0,007	0,013	0,000
#Fe +2	0,944	0,945	0,958	0,963	0,930	0,938	0,938	0,951
#Mn	0,034	0,034	0,020	0,022	0,024	0,021	0,024	0,030
#Mg	0,002	0,002	0,014	0,013	0,041	0,044	0,045	0,018
#Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cations	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
#O	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
X'ilm	94,527	94,560	95,804	96,321	93,082	93,826	93,807	95,242
X'gk	0,210	0,230	1,441	1,314	4,090	4,427	4,455	1,754
X'py	3,386	3,388	1,997	2,182	2,434	2,079	2,373	2,997
X'hm	1,877	1,823	0,759	0,183	0,394	-0,332	-0,635	0,007

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em peso) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO(t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
RB-093	Vrtx1		54,19	0,39	13,84	7,40	0,13	7,99	11,32	2,73	0,45	0,03	0,65	99,12
RB 090	Vrtx1		50,65	0,31	12,83	8,00	0,17	9,57	14,44	2,28	0,32	0,21	0,60	99,41
RB-91	Vrtx1		52,97	0,35	11,67	7,44	0,13	8,66	13,45	2,38	0,29	0,03	1,73	99,10
RB 096	Zilg		54,95	0,42	15,60	6,78	0,13	5,68	10,18	2,92	1,26	0,18	1,10	99,22
RB 097	Zilg		54,94	0,40	15,36	7,56	0,14	5,73	9,63	3,02	1,18	0,19	1,25	99,46
RB 102	Vrtx2		51,85	0,27	15,67	9,55	0,16	7,08	10,16	2,36	0,69	0,18	1,20	99,34
RB 103	Vrtx2		54,09	0,28	14,75	9,93	0,16	6,93	9,92	2,26	0,28	0,16	0,69	99,60
FGA31-46.8	ZT(cum)	127,20	44,52	2,15	6,36	21,25	0,31	10,25	9,62	0,45	0,17	0,07	2,64	100,19
FGA31-40	ZT(cm)	134,00	49,87	0,37	12,70	12,68	0,24	8,28	9,34	2,11	1,06	0,03	1,68	99,79
FGA31-24.75	ZT(cum)	149,00	47,04	1,89	4,21	21,86	0,35	9,43	11,80	0,56	0,33	0,04	0,26	100,24
RB-147A	Zb	160,00	53,90	0,49	12,41	8,47	0,16	7,07	8,28	2,46	1,38	0,05	4,36	99,03
FGA31-9.15	ZT(cum)	164,00	45,37	4,62	3,02	22,75	0,44	8,79	10,63	0,43	0,21	0,02	0,76	99,60
RB-147B	Zb	170,00	53,30	0,53	11,99	7,83	0,14	7,98	9,96	2,01	1,24	0,05	4,77	99,80
RB-147C	ZI(FGA)	180,00	53,11	0,63	13,09	9,84	0,14	6,47	8,26	3,15	1,05	0,06	3,83	99,63
RB 112	ZT(cm)	222,80	43,89	0,42	14,26	14,96	0,21	8,72	13,08	1,42	0,40	0,02	2,26	99,84
FGA34-30.45	ZT(cm)	239,95	44,11	0,61	14,73	13,66	0,21	6,30	15,82	0,80	0,31	0,10	2,26	100,45
RB 110	ZT(cm)	239,95	46,29	0,51	15,53	13,85	0,19	6,52	11,02	3,54	0,43	0,04	1,51	99,71
RB-148A	ZI(FGA)	260,00	54,29	0,73	13,60	8,95	0,15	6,33	8,22	3,70	0,85	0,05	2,01	98,88
FGA34-40.55	ZT(cm)	260,05	46,92	0,35	14,39	14,97	0,21	6,80	10,67	1,75	1,23	0,01	1,10	100,11
FGA34-53.5	ZT(cumpxw)	272,55	42,50	2,11	4,43	24,29	0,29	10,46	12,71	0,54	0,16	0,01	-0,10	100,17
RB-148B	ZI(FGA)	280,00	53,70	0,53	14,61	9,13	0,16	6,26	8,60	3,30	0,55	0,05	2,23	99,12
RB-148C	ZI(FGA)	300,00	55,40	0,38	3,95	15,17	0,26	9,08	11,44	0,83	0,47	0,05	1,98	99,01
RB-148D	ZI(FGA)	310,00	52,60	0,53	13,79	9,90	0,18	5,41	7,90	3,50	0,85	0,06	4,98	99,70
RB-148F	ZI(FGA)	320,00	52,88	0,48	15,69	8,93	0,16	6,01	8,60	3,82	0,70	0,05	1,83	99,15
FG07-85.4	ZT(cum)	367,00	35,21	2,86	1,09	36,11	0,40	13,67	6,30	0,11	-0,01	0,02	-0,39	99,48
FG07-80	ZT(cum)	372,50	7,49	14,64	2,53	62,11	0,33	5,63	0,20	0,06	0,02	-0,01	-1,79	98,28
RB150	ZT(cum)	380,00	44,91	2,01	3,19	23,65	0,28	10,75	11,59	0,35	0,20	-0,01	0,11	99,75
FGA02-76	ZT(cum)	384,00	42,71	2,65	2,62	26,81	0,32	10,20	11,81	0,35	0,18	0,02	-0,31	100,41
FGA02-73	ZT(cum)	387,00	40,23	2,64	2,15	28,77	0,27	11,49	10,50	0,28	0,10	0,14	-0,27	99,57
RB 107	ZT(cum)	391,20	36,54	4,37	3,10	29,89	0,30	10,48	11,36	0,74	0,31	0,03	0,00	98,62
FGA02-66.7	ZT(cum)	393,23	12,45	13,00	2,63	58,67	0,32	5,17	2,60	0,16	0,06	-0,01	-2,31	99,40
FGA 02-63.70	ZT(cum)	396,30	13,69	13,62	2,59	55,24	0,27	5,49	3,73	0,15	0,02	-0,01	-2,18	98,89
FGA02-61.85	ZT(cum)	398,15	4,57	16,54	3,13	65,80	0,29	3,02	0,74	0,11	0,02	-0,01	-2,73	98,94
FG07-52.5	ZT(cum)	400,00	5,21	18,64	2,83	63,94	0,32	2,52	0,91	0,09	0,15	-0,01	-3,30	98,55
RB 109	ZT(cum)	401,95	28,81	7,28	8,96	37,28	0,28	4,72	7,93	1,18	0,74	0,03	0,00	99,04
RB 104	ZT(cum)	402,20	37,25	4,19	9,07	25,43	0,27	9,12	10,68	3,19	0,47	0,05	0,00	100,61
FG07-50.5	ZT(cum)	402,50	19,09	13,93	2,65	49,07	0,34	5,28	4,57	0,22	0,06	-0,01	-2,28	98,49
RB 105	ZT(cm)	405,80	50,68	0,45	15,70	11,36	0,17	6,22	10,90	2,77	0,41	0,00	0,41	99,25
FG07-42	ZT(cum)	410,00	47,20	1,65	3,74	19,94	0,32	10,01	15,11	0,31	0,16	0,02	-0,17	100,53
RB 108	ZT(cm)	413,50	51,00	0,47	14,94	11,36	0,18	6,99	10,16	2,98	0,75	0,10	0,79	99,82

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em pêsos) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO(t)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Total
FG07-32	ZT(cum)	415,00	41,73	4,32	3,27	25,35	0,34	8,74	13,35	0,38	0,17	0,01	-0,34	100,19
FGA02-45.5	ZT(cum)	417,00	36,68	7,50	4,77	31,10	0,32	6,48	9,55	0,60	0,32	0,01	-0,91	99,94
FGA 07-23	ZT(cum)	420,00	35,21	6,95	1,72	31,79	0,35	7,77	11,68	0,24	0,06	-0,01	-0,42	98,96
FGA 02-37.40	ZT(cm)	422,60	40,35	4,22	2,68	27,47	0,36	8,70	13,65	0,32	0,02	0,06	-0,70	100,25
RB 106	ZT(cm)	425,00	51,94	0,37	14,93	10,69	0,19	6,62	9,98	2,95	0,63	0,03	0,66	99,08
RB 111	ZT(cm)	437,00	48,71	0,40	15,60	11,64	0,18	6,24	10,38	3,80	0,59	0,04	1,67	99,45
RB 088	ZT(cm)	480,00	52,70	0,49	14,47	10,74	0,17	5,89	11,58	2,49	0,29	0,19	0,27	99,40
RB 085	ZS(la)	610,00	54,10	0,54	18,52	7,06	0,10	2,98	7,45	4,61	0,70	0,05	1,68	97,79
RB-084	ZS(la)	612,00	51,20	0,57	12,84	13,62	0,21	5,85	8,30	2,46	0,64	0,04	3,25	98,98
RB 081	ZS(la)	620,00	51,76	0,63	14,64	13,94	0,21	5,22	6,93	2,80	0,83	0,04	1,79	98,79
RB 075	ZS(la)	630,00	51,10	1,26	14,19	14,04	0,17	3,96	6,92	3,27	0,78	0,04	1,94	97,67
RB 073	ZS(la)	650,00	42,55	3,76	8,38	26,74	0,26	5,55	7,04	1,76	0,70	0,04	2,07	98,85
RB 174	ZS(la)	680,00	47,90	0,85	10,36	16,57	0,28	7,64	10,24	1,86	0,53	0,08	3,56	99,87
RB 070	ZS(la)	720,00	55,20	0,42	19,19	7,70	0,09	1,16	6,43	5,43	1,56	0,14	1,44	98,76
RB 152	ZS(lb)	890,00	46,52	2,39	12,94	17,89	0,17	4,20	9,35	2,52	1,31	0,14	2,10	99,53
RB 155	ZS(lb)	899,00	43,26	3,54	10,74	20,15	0,20	5,39	9,29	2,07	0,56	0,08	4,27	99,55
RB156	ZS(lb)	902,00	43,77	3,33	11,69	20,99	0,24	4,83	8,81	2,06	0,58	0,06	0,51	99,23
RB 157	ZS(lb)	905,00	44,11	3,15	11,77	20,65	0,20	5,27	8,41	2,44	1,00	0,07	2,44	99,51
RB 159	ZS(lb)	907,00	42,79	3,08	10,13	22,45	0,22	6,37	8,70	1,92	0,53	0,07	2,27	98,53
RB 163	ZS(lb)	913,70	43,54	3,37	12,22	20,31	0,20	4,87	8,77	2,39	0,81	0,08	2,28	98,84
RB 165	ZS(lb)	915,50	45,33	3,10	13,37	18,30	0,19	4,85	8,44	2,60	0,81	0,08	2,49	99,56
RB 002	ZS(lia)	950,00	54,29	0,34	21,74	3,00	0,18	1,23	8,46	5,61	1,95	0,27	2,28	99,42
RB 003	ZS(lia)	970,00	48,16	2,02	19,88	10,69	0,12	3,48	10,43	3,14	0,58	0,19	0,40	99,34
RB 004	ZS(lia)	1000,00	40,66	4,19	19,80	20,33	0,09	1,39	7,61	3,36	0,38	0,18	0,37	99,55
RB 005	ZS(lia)	1020,00	45,63	2,95	13,16	18,18	0,15	5,32	9,78	2,22	0,58	0,19	0,47	99,30
RB 006	ZS(lia)	1035,00	46,27	2,84	12,71	17,31	0,18	5,94	9,68	1,99	0,94	0,19	0,80	99,36
RB 007	ZS(lIb)	1050,00	41,99	3,35	6,42	26,91	0,30	9,28	8,53	1,03	0,31	0,16	0,17	99,76
RB 009	ZS(lIb)	1070,00	52,30	1,17	23,73	3,67	0,08	0,86	11,69	3,72	0,58	0,15	1,12	99,22
RB 010	ZS(lIb)	1120,00	52,68	0,65	22,72	6,12	0,05	1,50	10,17	3,96	0,61	0,12	0,47	99,17
RB 011	ZS(lIb)	1180,00	49,75	3,13	11,41	18,70	0,23	3,57	8,51	2,20	1,04	0,24	0,00	99,38
RB 012	ZS(lIb)	1190,00	58,34	1,27	13,86	12,17	0,14	0,85	8,12	2,91	1,50	0,34	0,25	100,10
RB 013	ZS(lIc)	1200,00	49,91	1,45	19,82	9,91	0,10	2,80	9,55	2,91	1,03	0,16	1,28	99,13
RB 017	ZS(lIc)	1280,00	55,72	0,24	25,24	2,36	0,02	0,26	10,11	3,99	0,77	0,15	0,46	99,40
RB 018	ZS(lIc)	1290,00	51,40	0,22	25,97	3,77	0,04	1,40	10,79	4,21	0,77	0,13	0,47	99,28
RB 019	ZS(lIc)	1310,00	49,78	0,65	25,48	6,88	0,04	0,55	10,51	3,74	0,72	0,13	0,38	99,30
RB 020	ZS(lIc)	1370,00	55,80	0,33	23,89	3,16	0,04	0,46	8,96	4,31	1,55	0,15	0,53	99,29
RB 122	FMt		56,94	1,14	13,81	9,84	0,15	4,40	5,18	4,84	0,43	0,13	0,99	97,85
RB 128A	FMt		54,60	1,54	12,50	12,84	0,16	6,19	6,32	0,96	0,87	0,10	2,01	98,09
RB-131	FMt		68,73	0,58	11,87	5,40	0,07	2,35	2,82	2,32	3,45	0,05	1,35	98,99
RB-132	FMt		70,10	0,48	11,74	4,72	0,06	1,77	2,68	3,74	3,23	0,06	0,67	99,25
RB-133A	FMt		50,73	1,09	12,97	12,76	0,18	7,62	8,85	2,06	0,80	0,09	2,11	99,26
RB-133F	FMt		55,77	0,88	13,88	10,42	0,15	4,99	6,09	3,27	1,51	0,08	2,35	99,39

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em peso) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	Bi	As	Sb	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y
RB-093	Vrtx1		31	191	108		136	3	52					80	206	6,00	30	10,00
RB 090	Vrtx1		1	104	71	61	284	18	61				14,00	70	147	80,00	189	10,00
RB-91	Vrtx1		33	240	119		150	5	43					71	182	6,00	13	13,00
RB 096	Zilg		1	79	181	28	174	26	84					89	207	9,00	134	11,00
RB 097	Zilg		49	83	47	29	164	40	92	0,00	0,00	0,00	49,92	61	188	1,94	131	15,00
RB 102	Vrtx2		1	99	255		216	33	85					127	154	6,00	133	7,00
RB 103	Vrtx2		105	92	66	38	204	11	89	0,00	0,00	0,00	4,31	106	165	0,00	124	8,00
FGA31-46.8	ZT(cum)	127,20	0	102	122	72	1337	36	241	0,65	0,00	0,00	5,42	13	11	7,43	38	17,00
FGA31-40	ZT(cm)	134,00	0	99	57	41	203	10	119	0,00	0,00	0,64	51,67	191	138	0,00	27	11,00
FGA31-24.75	ZT(cum)	149,00	32	81	127	104	1278	12	194	0,00	0,00	0,00	2,92	37	37	2,32	42	19,00
RB-147A	Zb	160,00	152	258	90		158	18	91					440	193	7,00	47	16,00
FGA31-9.15	ZT(cum)	164,00	35	61	125	117	2543	12	327	0,84	0,00	0,59	4,02	34	15	9,98	75	28,00
RB-147B	Zb	170,00	53	235	99	44	101	85	126					310	163	8,00	40	27,00
RB-147C	ZI(FGA)	180,00	224	162	119		135	74	91					200	145	9,00	50	20,00
RB 112	ZT(cm)	222,80	0	126	107	54	297	70	97	0,00	0,00	0,00	16,93	777	221	0,00	206	7,00
FGA34-30.45	ZT(cm)	239,95	0	117	84	44	465	65	118	0,00	0,00	0,00	10,89	49	58	0,00	13	6,00
RB 110	ZT(cm)	239,95	0	53	74	47	285	210	132	0,24	0,00	0,53	11,66	18	221	0,00	116	8,00
RB-148A	ZI(FGA)	260,00	0	98	66	36	120	36	86	0,00	0,00	0,00	32,86	180	192	1,94	35	15,00
FGA34-40.55	ZT(cm)	260,05	0	110	107	49	335	12	125	0,00	0,00	0,00	79,23	264	186	0,00	19	9,00
FGA34-53.5	ZT(cumpxw)	272,55	0	136	162	92	1695	62	221	0,00	5,13	0,00	3,82	27	30	1,05	21	11,00
RB-148B	ZI(FGA)	280,00	6	198	118		140	14	90					125	223	7,00	19	15,00
RB-148C	ZI(FGA)	300,00	11	285	145	74	160	13	121					54	13	7,00	45	44,00
RB-148D	ZI(FGA)	310,00	2	180	111		117	9	112					168	268	7,00	24	16,00
RB-148F	ZI(FGA)	320,00	6	89	86		151	9	77					472	232	6,00	16	10,00
FG07-85.4	ZT(cum)	367,00	48	496	287	59	3341	0	342	0,00	0,00	0,00	0,00	2	3	0,00	13	7,00
FG07-80	ZT(cum)	372,50	128	252	386	27	17930	0	631	0,00	56,07	0,76	0,00	6	2	1,28	9	-1,00
RB150	ZT(cum)	380,00	0	190	162	103	1740	24	123	0,00	6,15	0,54	2,84	14	15	1,39	27	18,00
FGA02-76	ZT(cum)	384,00	0	186	198	86	2325	89	226	0,00	8,43	0,55	3,48	18	16	2,22	35	16,00
FGA02-73	ZT(cum)	387,00	29	289	229	83	2550	141	229	0,00	50,93	0,54	0,00	10	10	1,23	29	12,00
RB 107	ZT(cum)	391,20	3	304	435	84	5520	34	204					52	58	19,00	334	13,00
FGA02-66.7	ZT(cum)	393,23	37	289	352	40	10620	617	622	0,22	9,83	0,52	3,53	9	4	3,35	24	3,00
FGA 02-63.70	ZT(cum)	396,30	0	109	334	56	11430	34	530	0,00	72,88	1,04	0,00	6	4	1,40	19	5,00
FGA02-61.85	ZT(cum)	398,15	0	273	382	31	12540	987	669	0,42	33,93	0,00	0,00	5	2	1,59	35	2,00
FG07-52.5	ZT(cum)	400,00	177	76	370	32	19730	0	809	0,00	5,71	0,00	21,59	16	3	4,20	18	2,00
RB 109	ZT(cum)	401,95	0	49	74	47	7150	171	132	0,00	0,00	0,00	6,68	25	44	0,00	289	7,00
RB 104	ZT(cum)	402,20	0	43	146	77	2692	399	262	0,00	0,00	0,73	5,27	22	32	3,17	216	13,00
FG07-50.5	ZT(cum)	402,50	247	96	270	74	10220	54	538	0,00	0,00	0,00	0,00	9	10	4,42	30	7,00
RB 105	ZT(cm)	405,80	0	47	70	43	238	154	101	0,00	0,00	0,00	11,43	11	200	0,00	99	8,00
FG07-42	ZT(cum)	410,00	0	0	56	118	1093	0	76	0,00	0,00	0,00	2,13	25	34	0,00	35	14,00
RB 108	ZT(cm)	413,50	0	140	63	42	239	81	95	0,00	0,00	0,00	20,18	13	185	0,00	126	11,00

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em pêsos) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	Cr	Ni	Co	Sc	V	Cu	Zn	Bi	As	Sb	Rb	Ba	Sr	Nb	Zr	Y
FG07-32	ZT(cum)	415,00	0	0	191	113	2234	0	315	0,49	73,86	0,64	2,10	18	16	1,97	31	15,00
FGA02-45.5	ZT(cum)	417,00	20	81	199	78	4787	751	369	0,00	0,00	0,00	3,60	30	25	3,49	38	11,00
FGA 07-23	ZT(cum)	420,00	105	54	231	107	4630	0	444	0,21	203,88	2,18	0,00	12	11	2,24	26	9,00
FGA 02-37.40	ZT(cm)	422,60	0	19	152	110	2261	0	258	0,00	51,41	0,00	0,00	15	15	1,86	33	13,00
RB 106	ZT(cm)	425,00	0	50	62	42	210	114	91	0,00	0,00	0,00	18,74	11	183	0,00	109	7,00
RB 111	ZT(cm)	437,00	0	49	57	46	240	238	82	0,00	0,00	0,00	23,00	13	183	0,00	110	8,00
RB 088	ZT(cm)	480,00	1	109	145	52	318	57	112					29	187	6,00	113	9,00
RB 085	ZS(la)	610,00	12	151	120		39	39	50					132	313	5,00	46	11,00
RB-084	ZS(la)	612,00	145	225	119		76	36	105					222	189	6,00	20	13,00
RB 081	ZS(la)	620,00	41	265	142		86	47	106					283	214	4,00	35	11,00
RB 075	ZS(la)	630,00	72	520	150		75	55	92					280	228	7,00	53	15,00
RB 073	ZS(la)	650,00	1	1010	255		68	322	200					124	76	11,00	64	18,00
RB 174	ZS(la)	680,00	4	77	143		296	67	126					295	124		33	15,00
RB 070	ZS(la)	720,00	1	11	108		12	35	70					402	301	3,00	50	18,00
RB 152	ZS(lb)	890,00	7	117	134		576	82	133					389	130		107	17,00
RB 155	ZS(lb)	899,00	4	63	167		442	353	152					85	104		33	12,00
RB156	ZS(lb)	902,00	54	33	124	56	505	269	199	0,00	0,00	0,51	23,38	346	140	2,56	39	15,00
RB 157	ZS(lb)	905,00	2	55	133		355	278	145					286	110		32	13,00
RB 159	ZS(lb)	907,00	3	90	162		616	279	156					212	86		75	12,00
RB 163	ZS(lb)	913,70	3	63	165		348	244	147					178	139		67	10,00
RB 165	ZS(lb)	915,50	2	54	173		255	201	139					313	159		48	10,00
RB 002	ZS(lia)	950,00	94	30	220		16	15	132					21	370	70,00	24	10,00
RB 003	ZS(lia)	970,00	3	84	959	38	285	35	118				18,00	13	180	11,00	63	12,00
RB 004	ZS(lia)	1000,00	2	169	73		2109	21	140					134	153	14,00	259	4,00
RB 005	ZS(lia)	1020,00	1	155	416		1020	53	127					13	128	11,00	190	10,00
RB 006	ZS(lia)	1035,00	1	152	116		918	64	130					9	90	10,00	189	11,00
RB 007	ZS(lIb)	1050,00	1	207	73	70	975	94	197				5,00	53	14	12,00	230	14,00
RB 009	ZS(lIb)	1070,00	2	43	94	20	97	71	49				33,00	15	220	9,00	43	8,00
RB 010	ZS(lIb)	1120,00	1	40	76		123	39	49					12	147	5,00	34	6,00
RB 011	ZS(lIb)	1180,00	2	130	141		329	113	228					11	92	21,00	82	41,00
RB 012	ZS(lIb)	1190,00	1	61	295		38	83	122					11	205	16,00	33	42,00
RB 013	ZS(lIc)	1200,00	1	80	325		379	81	113					25	138	9,00	98	16,00
RB 017	ZS(lIc)	1280,00	1	14	188		7	35	28				23,00	8	133	6,00	16	5,00
RB 018	ZS(lIc)	1290,00	1	26	140		26	69	53				31,00	13	160	5,00	30	6,00
RB 019	ZS(lIc)	1310,00	1	27	134		71	27	54					16	143	7,00	27	4,00
RB 020	ZS(lIc)	1370,00	1	20	247		29	50	47					26	148	8,00	19	10,00
RB 122	FMt		50	79	104	23	202	49	95				5,00	196	201	9,00	169	26,00
RB 128A	FMt		280	110	129	19	195	85	170				23,00	148	177	14,00	101	28,00
RB-131	FMt		564	29	100	12	79	2	52				101,00	102	108	20,00	162	51,00
RB-132	FMt		152	25	70	10	70	2	54				120,00	552	148	12,00	148	26,00
RB-133A	FMt		336	141	122	37	236	34	113	0,00	0,00	0,00	63,98	128	173	4,00	48	18,00
RB-133F	FMt		195	65	100	29	181	4	127	0,00	0,00	0,00	73,78	543	212	5,00	96	21,00

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em peso) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
RB-093	Vrtx1															
RB 090	Vrtx1		4,36	6,83		5,29	1,50	0,51	1,79		2,01	0,44	1,23		1,05	0,16
RB-91	Vrtx1															
RB 096	Zilg		9,72	17,71		8,38	1,95	0,67	2,02		2,19	0,45	1,30		1,20	0,18
RB 097	Zilg		19,47	34,12	3,38	13,97	3,01	0,98	3,39	0,52	3,22	0,64	1,86	0,29	1,71	0,26
RB 102	Vrtx2															
RB 103	Vrtx2		5,62	10,80	1,34	5,99	1,68	0,72	1,88	0,31	1,96	0,40	1,18	0,18	1,20	0,20
FGA31-46.8	ZT(cum)	127,20	9,37	18,67	2,15	9,74	2,56	0,59	2,95	0,47	2,98	0,57	1,76	0,28	1,75	0,28
FGA31-40	ZT(cm)	134,00	5,27	10,90	1,24	5,85	1,65	0,75	1,93	0,33	2,11	0,43	1,33	0,20	1,32	0,22
FGA31-24.75	ZT(cum)	149,00	7,63	19,12	2,27	10,86	3,04	0,64	3,69	0,61	3,78	0,75	2,15	0,33	2,03	0,33
RB-147A	Zb	160,00														
FGA31-9.15	ZT(cum)	164,00	7,57	23,40	2,80	14,81	4,51	0,70	5,70	0,95	5,87	1,15	3,29	0,49	3,01	0,45
RB-147B	Zb	170,00														
RB-147C	ZI(FGA)	180,00														
RB 112	ZT(cm)	222,80	2,80	6,33	0,81	4,07	1,19	0,74	1,42	0,25	1,59	0,32	0,95	0,13	0,89	0,13
FGA34-30.45	ZT(cm)	239,95	3,09	6,68	0,80	4,07	1,19	0,72	1,45	0,25	1,56	0,32	0,95	0,14	0,87	0,14
RB 110	ZT(cm)	239,95	5,48	10,57	1,23	5,35	1,36	0,83	1,68	0,28	1,85	0,40	1,18	0,18	1,16	0,20
RB-148A	ZI(FGA)	260,00	11,76	23,01	2,52	10,25	2,45	0,89	2,70	0,43	2,58	0,49	1,52	0,23	1,42	0,22
FGA34-40.55	ZT(cm)	260,05	4,43	9,73	1,17	5,43	1,55	0,71	2,01	0,34	2,12	0,45	1,35	0,20	1,23	0,20
FGA34-53.5	ZT(cumpxw)	272,55	2,32	6,87	0,99	5,50	1,75	0,46	2,19	0,38	2,36	0,46	1,35	0,21	1,27	0,20
RB-148B	ZI(FGA)	280,00														
RB-148C	ZI(FGA)	300,00	15,69	37,00		23,74	6,09	0,59	6,74		7,23	1,48	4,17		3,73	0,56
RB-148D	ZI(FGA)	310,00														
RB-148F	ZI(FGA)	320,00														
FG07-85.4	ZT(cum)	367,00	0,58	2,47	0,46	2,84	0,95	0,21	1,41	0,22	1,45	0,29	0,87	0,14	0,82	0,14
FG07-80	ZT(cum)	372,50	0,00	0,00	0,00	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
RB150	ZT(cum)	380,00	4,51	12,64	1,68	8,70	2,60	0,61	3,52	0,55	3,50	0,74	2,09	0,32	1,91	0,30
FGA02-76	ZT(cum)	384,00	6,98	17,12	2,16	10,67	2,95	0,61	3,57	0,57	3,49	0,69	2,10	0,31	1,93	0,30
FGA02-73	ZT(cum)	387,00	3,02	8,35	1,17	6,29	1,94	0,39	2,46	0,40	2,48	0,48	1,46	0,22	1,32	0,22
RB 107	ZT(cum)	391,20	2,46	6,85		5,77	1,78	0,39	2,09		2,36	0,49	1,44		1,31	0,19
FGA02-66.7	ZT(cum)	393,23	0,78	1,78	0,24	1,24	0,40	0,08	0,52	0,00	0,56	0,11	0,34	0,05	0,30	0,06
FGA 02-63.70	ZT(cum)	396,30	0,36	1,29	0,24	1,42	0,58	0,12	0,73	0,13	0,80	0,15	0,48	0,07	0,43	0,07
FGA02-61.85	ZT(cum)	398,15	0,33	0,76	0,10	0,49	0,16	0,00	0,12	0,00	0,19	0,00	0,11	0,00	0,16	0,00
FG07-52.5	ZT(cum)	400,00	0,39	1,16	0,19	1,09	0,36	0,15	0,35	0,00	0,38	0,00	0,25	0,00	0,24	0,04
RB 109	ZT(cum)	401,95	5,22	10,03	1,14	5,20	1,35	0,81	1,63	0,29	1,87	0,39	1,18	0,18	1,18	0,19
RB 104	ZT(cum)	402,20	6,96	14,90	1,76	8,48	2,25	0,83	2,76	0,47	2,98	0,63	1,85	0,28	1,76	0,26
FG07-50.5	ZT(cum)	402,50	0,98	2,83	0,42	2,43	0,93	0,27	1,26	0,21	1,34	0,28	0,79	0,12	0,66	0,11
RB 105	ZT(cm)	405,80	4,66	8,96	1,04	4,57	1,18	0,76	1,41	0,25	1,55	0,35	1,11	0,17	1,15	0,18
FG07-42	ZT(cum)	410,00	3,77	9,35	1,26	6,81	2,21	0,56	2,82	0,48	3,02	0,60	1,75	0,26	1,57	0,26
RB 108	ZT(cm)	413,50	6,23	13,07	1,52	6,80	1,85	0,99	2,05	0,34	2,16	0,45	1,33	0,20	1,30	0,21

Anexo 6
Análises Químicas em Rocha Total
(óxidos % em pêsos) (elementos em ppm)

AMOSTRA	Zona	Altura (m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
FG07-32	ZT(cum)	415,00	3,25	8,56	1,23	6,76	2,17	0,59	2,89	0,49	3,12	0,63	1,84	0,27	1,70	0,30
FGA02-45.5	ZT(cum)	417,00	3,51	8,20	1,01	5,23	1,57	0,45	2,07	0,35	2,24	0,45	1,35	0,21	1,26	0,19
FGA 07-23	ZT(cum)	420,00	2,34	6,19	0,84	5,12	1,56	0,38	2,05	0,34	2,13	0,42	1,17	0,17	1,05	0,16
FGA 02-37.40	ZT(cm)	422,60	4,04	9,33	1,22	6,15	1,95	0,50	2,55	0,43	2,72	0,55	1,59	0,23	1,41	0,23
RB 106	ZT(cm)	425,00	3,78	7,43	0,88	3,96	1,10	0,74	1,31	0,24	1,51	0,34	1,00	0,16	1,01	0,16
RB 111	ZT(cm)	437,00	3,88	8,07	0,98	4,31	1,29	0,72	1,55	0,27	1,78	0,36	1,14	0,18	1,11	0,18
RB 088	ZT(cm)	480,00	4,01	7,72		4,73	1,24	0,62	1,51		1,77	0,38	1,09		1,05	0,16
RB 085	ZS(la)	610,00														
RB-084	ZS(la)	612,00														
RB 081	ZS(la)	620,00														
RB 075	ZS(la)	630,00														
RB 073	ZS(la)	650,00														
RB 174	ZS(la)	680,00														
RB 070	ZS(la)	720,00														
RB 152	ZS(lb)	890,00														
RB 155	ZS(lb)	899,00														
RB156	ZS(lb)	902,00	4,61	9,83	1,36	6,44	1,94	0,98	2,63	0,45	2,93	0,59	1,75	0,28	1,84	0,29
RB 157	ZS(lb)	905,00														
RB 159	ZS(lb)	907,00														
RB 163	ZS(lb)	913,70														
RB 165	ZS(lb)	915,50														
RB 002	ZS(lia)	950,00														
RB 003	ZS(lia)	970,00	8,66	16,42		9,03	2,32	1,32	2,51		2,90	0,63	1,80		1,76	0,26
RB 004	ZS(lia)	1000,00														
RB 005	ZS(lia)	1020,00														
RB 006	ZS(lia)	1035,00														
RB 007	ZS(lIb)	1050,00	5,14	7,13		6,93	1,98	0,56	2,39		3,04	0,68	2,01		2,05	0,31
RB 009	ZS(lIb)	1070,00	11,94	18,44		10,91	2,52	1,82	2,53		2,92	0,62	1,81		1,78	0,27
RB 010	ZS(lIb)	1120,00														
RB 011	ZS(lIb)	1180,00														
RB 012	ZS(lIb)	1190,00														
RB 013	ZS(lIc)	1200,00														
RB 017	ZS(lIc)	1280,00	11,54	21,14		10,08	2,41	1,18	2,53		2,79	0,59	1,74		1,60	0,24
RB 018	ZS(lIc)	1290,00	11,30	19,05		9,38	2,14	1,21	2,20		2,42	0,50	1,47		1,34	0,21
RB 019	ZS(lIc)	1310,00														
RB 020	ZS(lIc)	1370,00														
RB 122	FMt		25,57	52,24		24,13	4,74	1,37	4,28		4,19	0,86	2,54		2,33	0,36
RB 128A	FMt		27,15	53,34		26,65	5,84	1,61	5,38		4,91	0,96	2,62		2,28	0,32
RB-131	FMt		46,93	90,01		38,38	7,81	1,10	7,34		7,66	1,57	4,62		4,28	0,62
RB-132	FMt		34,02	61,17		23,52	4,32	0,82	3,78		3,60	0,76	2,22		2,07	0,32
RB-133A	FMt		12,24	26,03	3,05	13,80	3,55	1,19	3,96	0,63	3,79	0,76	2,17	0,32	2,06	0,30
RB-133F	FMt		21,15	39,46	4,37	18,32	4,26	1,23	4,77	0,72	4,22	0,84	2,52	0,38	2,33	0,34

Anexo 7
 Análises químicas dos Magnetitos
 Alvo A
 (Mg, V₂O₅, Ti, P e S em % em pêsos)
 (Cu, Ni, Zn, As, Te, Bi em ppm)
 (Pt, Pd e Au em ppb)

Furo	Profundidade (m)	Au+Pt+Pd	Au	Pt	Pd	Cu	Zn	V ₂ O ₅	P	Mg	Ti	S	As	Te	Bi
FGA-41-01	47,30	90	9	36	45	324	161	0,22	0,03	4,13	1,36	0,06	-	0,1	
FGA-41-02	60,85	110	40	45	25	154	123	0,28	0,013	3,4	1,36	0,02	-	0,6	0,2
FGA-41-03	83,00	27	18	5	4	360	164	0,30	0,002	1,06	1,85	0,00			
FGA-41-04	97,60	1.041	166	491	384	841	375	1,77	0,002	1,4	6,44	0,09			
FGA-41-05	99,50	173	81	47	45	848	179	0,74	0,006	3,59	3,52	0,00			
FGA-41-06	101,20	850	200	385	265	927	274	1,25	0,002	3,49	5,4	0,00			
FGA-41-07	103,20	769	96	408	265	34	347	1,90	0,002	2,38	8,53	0,00			
FGA-41-08	104,40	129	16	39	74	53	197	0,62	0,059	5,64	2,61	0,00			
FGA-41-09	105,20	850	10	423	417	6	320	1,84	0,002	3,87	7,59	0,02	2	-	-
FGA-41-10	107,20	254	18	88	148	12	127	0,62	0,008	7,84	1,74	0,00	43	-	-
FGA-41-11	109,50	583	32	298	253	15	297	1,86	0,002	4,13	6,88	0,00			
FGA-41-12	112,50	618	36	305	277	94	354	1,79	0,002	4,22	7,39	0,00	4	-	0,3
FGA-41-13	115,50	1.088	74	539	475	5	341	2,03	0,002	2,23	8,75	0,01	42	-	0,1
FGA-41-14	117,90	1.020	606	189	225	1.127	334	1,94	0,002	3,05	7,98	0,09	10	1,0	1,4
FGA-41-15	120,00	218	19	293	240	7	356	2,37	0,002	3,32	8,13	0,02			
FGA-41-16	120,30	659	7	129	82	35	213	1,60	0,003	5,79	3,84	0,00			
FGA-41-17	123,30	277	7	356	296	2	349	2,21	0,002	1,79	8,67	0,00			
FGA-41-18	127,90	277	9	117	151	12	207	1,19	0,002	5,54	3,12	0,00	33	-	-
FGA-41-19	129,30	203	3	83	165	14	204	0,97	0,003	5,47	2,62	0,01	17	-	0,2
FGA-41-20	132,00	80	17	21	22	67	88	0,28	0,005	7,8	0,79	0,02	73	0,1	0,2
FGA-41-21	135,65	151	6	52	106	24	131	0,31	0,004	7,49	1,05	0,00			
FGA-41-22	146,20	67	13	32	22	55	107	0,33	0,004	7,44	1,16	0,00			
Mínimo		27	3	5	4	2	88	0,22	0,002	1,06	0,79	0,00			
máximo		1.088	606	539	475	1.127	375	2,37	0,059	7,84	8,75	0,09			
Média		433	67	199	181	228	239	1,20	0,01	4,32	4,58	0,02			
Desvio Padrão		364	131	174	139	358	97	0,75	0,01	2,07	2,98	0,03			

Anexo 8
 Análises químicas dos Magnetitos
 Alvo B
 (Mg, V₂O₅, Ti, P e S em % em peso)
 (Cu, Ni, Zn, Se, Te, Bi em ppm)
 (Au, Pt e Pd em ppb)

FURO	Profundidade (m)	Au+Pt+Pd	Au	Pt	Pd	Cu	Zn	Ni	V ₂ O ₅	P	Mg	Ti	S	Se	Te	Bi
FGB-01-01	13,90	657	62	411	184	548	313	224	0,63	0,041	1,19	8,1	0,01	-	-	-
FGB-01-02	14,90	1036	144	611	281	745	260	228	0,58	0,027	1,01	8,46	0,02	-	-	-
FGB-01-03	16,90	785	188	391	206	771	293	224	0,51	0,46	1,01	8,4	0,02	-	0,1	-
FGB-01-04	17,90	481	98	265	118	732	325	229	0,52	0,029	1,1	8,35	0,02			
FGB-01-05	18,90	1297	882	262	153	823	293	250	0,55	0,026	0,76	9,02	0,02	-	-	-
FGB-01-06	19,90	434	62	245	127	966	396	309	0,54	0,019	1,1	7,93	0,07			
FGB-01-07	21,90	234	114	76	44	1.917	336	212	0,44	0,016	0,79	6,34	0,15			
FGB-01-08	23,05	549	68	378	103	1.234	398	298	0,48	0,11	1,31	7,81	0,1	-	0,3	0,2
FGB-01-09	23,85	373	154	134	85	2.196	356	263	0,52	0,014	1,21	8,32	0,17			
FGB-01-10	24,50	126	33	50	43	236	242	203	0,35	0,031	3,29	3,49	0,02			
FGB-01-11	25,50	338	60	200	78	1.319	385	267	0,49	0,027	1,1	8,74	0,2	0,2	0,5	0,2
FGB-01-12	26,50	301	73	162	66	1.357	425	297	0,54	0,026	1,41	9,8	0,17			
FGB-01-13	27,20	271	142	76	53	1.796	365	338	0,60	0,027	1,36	8,16	0,23			
FGB-01-14	27,90	310	248	32	30	3.183	2.243	284	0,49	0,028	0,99	5,4	0,34	0,7	1,5	0,6
FGB-01-15	29,04	168	33	87	48	724	453	268	0,49	0,32	0,94	8,93	0,15			
FGB-01-16	31,90	58	42	9	7	1.370	397	181	0,40	0,023	0,95	9,65	0,18			
FGB-01-17	33,90	123	92	15	16	1.683	538	279	0,62	0,015	0,79	11,23	0,28	0,4	0,6	0,2
FGB-01-18	34,90	64	38	12	14	2.928	495	263	0,46	0,057	0,79	10,89	0,43			
FGB-01-19	35,90	46	17	11	18	1.446	449	254	0,46	0,037	0,91	10,71	0,28	0,3	0,4	0,2
FGB-01-20	35,90	31	10	12	9	586	347	210	0,42	0,018	0,63	8,01	0,12			
Mínimo		31	10	9	7	236	242	181	0,35	0,014	0,63	3,49	0,01			
Máximo		1297	882	611	281	3.183	2.243	338	0,63	0,46	3,29	11,23	0,43			
Média		384	128	172	84	1.328	465	254	0,50	0,07	1,13	8,39	0,15			
Desvio Padrão		341	188	171	75	781	425	40	0,07	0,11	0,55	1,81	0,12			

Anexo 9
Análises Químicas dos Magnetitos
Alvo Novo Amparo
(Mg, V₂O₅, Ti, P e S em % em póso); (Cu, Ni, Zn, Se, Te, Bi em ppm) e (Au, Pt e Pd em ppb)

FURO	Profundidade (m)	Au+Pt+Pd	Au	Pt	Pd	Cu	Zn	Ni	V ₂ O ₅	P	Mg	Ti	S	Se	Te	Bi
FNA03-01	22,32	91	13	49	29	1.618	273	158	0,23048	0,041	2,05	3,54	0,29			
FNA03-02	23,32	139	34	69	36	1.055	241	145	0,22488	0,027	1,94	3,44	0,19			
FNA03-03	24,01	203	22	123	58	592	235	236	0,4242	0,46	1,62	4,83	0,09			
FNA03-04	24,58	97	10	47	40	423	281	291	0,5383	0,029	1,52	5,29	0,13			
FNA03-05	27,57	230	69	106	55	1.474	334	333	0,46988	0,026	1,63	6,57	0,18			
FNA03-06	28,57	246	122	81	43	2.417	343	279	0,47618	0,019	1,72	7,39	0,28			
FNA03-07	29,57	469	201	164	104	3.215	381	397	0,64523	0,016	1,57	8,85	0,37	0,7	1,1	0,4
FNA03-08	30,52	413	196	136	81	2.830	379	370	0,65205	0,11	1,52	7,96	0,33	0,6	0,7	0,2
FNA03-09	31,48	534	128	262	144	1.565	357	400	0,61198	0,014	1,79	7,51	0,19			
FNA03-10	32,25	455	84	240	131	657	261	284	0,40198	0,031	2,81	3,79	0,12			
FNA03-11	32,75	985	102	597	286	775	300	360	0,4984	0,027	2,56	5,48	0,1	0,5	0,5	0,1
FNA03-12	33,50	704	49	509	146	368	267	289	0,41283	0,026	2,68	4,44	0,05	0,4	0,3	0,1
FNA03-13	34,50	665	95	398	172	712	303	309	0,50978	0,027	2,05	6,91	0,08			
FNA03-14	35,50	597	67	336	194	461	293	309	0,4095	0,028	2,55	4,96	0,08			
FNA03-15	36,50	1.018	166	536	316	912	284	306	0,4445	0,32	2,79	4,25	0,11	0,5	0,7	0,2
FNA03-16	37,50	1.182	172	656	354	902	317	328	0,5439	0,023	2,37	5,52	0,12	0,6	0,8	0,3
FNA03-17	38,50	302	39	161	102	724	347	310	0,53708	0,015	2,21	6,16	0,1			
FNA03-18	39,50	1.267	71	777	419	311	225	215	0,33233	0,057	2,74	3,21	0,03	0,3	0,3	0,6
FNA03-19	40,50	1.125	31	662	432	212	252	273	0,44118	0,037	2,23	4,23	0,05	0,4	0,2	0,5
FNA03-20	41,50	343	40	234	69	840	429	374	0,73168	0,018	1,57	9,9	0,12			
FNA03-21	42,50	269	107	105	57	2.602	450	325	0,56508	0,015	1,42	10,5	0,28			
FNA03-22	43,50	160	59	62	39	1.808	418	321	0,57943	0,01	1,47	10,64	0,2			
FNA03-23	44,50	145	50	59	36	1.826	407	266	0,49245	0,012	2,06	10,59	0,2			
FNA03-24	45,50	261	132	65	64	4.279	420	310	0,47985	0,006	1,67	10,56	0,47			
FNA03-25	46,50	134	91	21	22	2.871	366	246	0,4039	0,006	1,78	10,1	0,33			
FNA03-26	47,50	412	190	131	91	3.553	428	432	0,7119	0,006	1,33	10,22	0,49	1,1	1,7	0,4
FNA03-27	48,50	493	205	166	122	3.102	465	462	0,77963	0,008	1,34	10,1	0,4	0,9	1,7	0,4
FNA03-28	49,50	392	117	186	89	2.131	443	313	0,58118	0,011	1,35	10,33	0,27			
FNA03-29	50,50	292	55	168	69	1.929	461	362	0,57278	0,09	1,43	10,31	0,76			
FNA03-30	51,50	135	60	46	29	1.973	540	283	0,57785	0,01	1,26	11	0,3			
FNA03-31	52,50	136	44	60	32	1.583	575	211	0,46008	0,01	1,07	10,5	0,48			
Mínimo		91	10	21	22	212	225	145	0,22	0,01	1,07	3,21	0,03			
Máximo		1.267	205	777	432	4.279	575	462	0,78	0,46	2,81	11,00	0,76			
Média		448	91	233	125	1.604	357	306	0,51	0,05	1,87	7,39	0,23			
Desvio Padrão		342	59	216	117	1.081	91	71	0,13	0,10	0,51	2,75	0,17			