

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Geoquímica Re-Os em rocha total e fases minerais  
isoladas dos Complexos Máfico-Ultramáfico de Campo  
Formoso e Vale do Rio Jacurici: Implicações para  
origem mantélica e Contexto Tectônico**

**Paulo Henrique de Oliveira**

**Orientador: Prof. Dr. Ciro Teixeira Correia**

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF/08/44)**

TF  
O48  
PH.g

**SÃO PAULO  
2008**

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

Geoquímica Re-Os em rocha total e fases minerais isoladas  
dos Complexos Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso e  
Vale do Rio Jacurici: Implicações para origem mantélica e  
Contexto Tectônico



Paulo Henrique de Oliveira

Orientador: Prof. Dr. Ciro Teixeira Correia

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2008/44)**

São Paulo  
2008

**DEDALUS - Acervo - IGC**



30900025599

TF  
048  
PH08

CONFIDENTIAL  
COMINT

Geopolitics RE-Q's are being plotted  
in a series of points on the continent.  
A series of points on the continent.  
A series of points on the continent.  
A series of points on the continent.



CONFIDENTIAL  
COMINT

CONFIDENTIAL  
COMINT

CONFIDENTIAL  
COMINT  
DA 800-470

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Geoquímica Re-Os em rocha total e fases minerais isoladas  
dos Complexos Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso e  
Vale do Rio Jacurici: Implicações para origem mantélica e  
Contexto Tectônico**

---

**Paulo Henrique de Oliveira**

---

Orientador: Prof. Dr. Ciro Teixeira Correia

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-2008/44)**

São Paulo  
2008

*À meus pais José Fernandes e Antonia  
e meus irmãos Sérgio e Fábio*

*Incontro a sulina amansa  
Ricostado aqui no chão  
Na sombra dos imbuzêro  
Vomo intrano in descursão  
É o tempo qui os pé discança  
E isfria os calo das mia mão  
Vô poiano nessa trança  
A vida in descursão*

*Peão na Amarração*, Elomar, Cartas Catingueiras, 1983

*Cada um de nós compõe  
A sua própria história  
E cada ser em si  
Carrega o dom de ser capaz  
De ser feliz*

*Tocando em Frente*, Almir Sater e Renato Teixeira, Ao vivo em Tatuí, 1992

*Eu prefiro ser  
Essa metamorfose ambulante  
Do que ter aquela vellha opinião  
Formada sobre tudo*

*Raul Seixas, Metamorfose Ambulante, 1993*

*Quer ver cenário é o vermelho da auroridade  
É a claridade amarelada do amanhecer  
É ver correr o aguaceiro pelo rio abaixo  
É ver o cacho de banana amadurecer  
Anoitecer vendo o gelo do branco da lua  
É a pele nua com a lua a resplandecer  
É ver nascer o desejo com a invernia  
É a harmonia que o inverno fez nascer*

*Bolero de Isabel, Jessier Quirino, Paisagens de Interior I, 2000*

## AGRADECIMENTOS

O fim de uma fase se faz presente, percorri léguas para chegar onde estou, e agora, enquanto o sulina amansa, enconstado a esse computador, vou colocando através de palavras, a vida na geologia em descursão. Foram 5 anos nessa sina e um sonho conquistado, SER GEÓLOGO, e mesmo escrevendo mais um ano inteiro, não homenageio com simples palavras, a todos que de alguma forma, contribuíram para eu estar aqui, colocando a minha vida como estudante de geologia em descursão.

Inicialmente deixo registrado um grande agradecimento, talvez o maior deles, a meus pais José Fernandes e Antonia, que juntamente com outros familiares, sempre me deram muita mais que força. Nos momentos de dificuldades, fizeram de tripas coração, permitindo que eu esteja aqui recebendo este título, o primeiro negro da minha familia, que é baiana de Itapé, e mesmo que eu escreva por um ano, não agradeço a eles tudo não.

Ao Professor Ciro Teixeira Correia, orientador desde 2005 e que numa fantástica viagem de campo a Niquelandia e Barro Alto, me iniciou nesse mundo estranho e fascinante da geologia, que são os complexos máfico-ultramáficos. E que foi nesse mundo de rochas escuras que conheci um dos lugares mais sinceros, mais castigados pela sulina que nunca amansa, e mais ricos, no que diz respeito a pessoas. Falo do Sertão, Sertão de Euclides da Cunha, de Elomar e Guimarães, Sertão de Andorinha e Campo Formoso, o Sertão das rochas desse trabalho. Por isso deixo os meus agradecimentos ao Prof. Ciro.

Ao Centro Paulista de Estudos Geológicos (CEPEGE), que contribuiu muita para minha formação como pessoa e cidadão, se a geologia mudou a minha vida, grande parte disso deve-se ao CEPEGE, foram momentos únicos que necessitariam de muitas palavras para expressar os meus agradecimentos ao Centro Acadêmico, foi muito bom ser um membro do CEPEGE, mesmo escrevendo por um ano inteiro, não homenageio tudo que ele me ensinou não.

Nesse momento, não posso esquecer da republica Astenosfera, que no meio do ano de 2004, a fundamos nos confins da rua Iquiririm e que hoje está na Vila Gomes. Aos amigos da republica, que constituem a minha segunda família: Lester, Boi

(Verme), Bota-Fora, Buxo, Pânico, Boqueteiro, Rejeito e agregados, deixo aqui registrado os meus agradecimentos, e mesmo que eu escreva por um ano inteiro, não homenageio a todos não.

Aos professores, funcionários e alunos do Instituto de Geociências da USP, que fazem esse lugar ser o que é: fantástico, familiar, legal, conservador, fechado, aberto, diferente, intrigante, bonito, mesquinho, elitista, confuso, sério e muitas outras coisas. Em especial ao amigos da minha turma e ao Bogianni, vocês são além de amigos, são malungos *sensu lato*. Agredeço muito por esses cinco anos e, mesmo que eu escreva por um ano inteiro não homenageio a todos não.

Também aproveito o momento para lembrar das pessoas que me ajudaram para eu concluir esse trabalho de formatura, entre eles:

- ✓ A empresa Vale, pela bolsa de estudos para este trabalho de formatura;
- ✓ A empresa FERBASA que financiaram parte das análises e também me ajudaram muito fornecendo amostras, mapas, apoio de campo etc., em especial aos geólogos Waldemir (Valdé), Carlos Carvalho e Francisco Xavier (Chico)
- ✓ Ao pós-doutorando Jason Kirk, fundamental para entender o método Re-Os;
- ✓ A professora Eliane Aparecida Del Lama, que me forneceu lâminas, material de estudo e mapas;
- ✓ Aos professores Vicenti Girardi, Gergely e Giana Garda, que me auxiliaram nas interpretações, petrografia e correções. Também agradeço ao professor Schorscher, que em algumas horas, me ensinou ler muita coisa nas cromitas.
- ✓ Aos amigos estudantes da UFBA que me ajudaram com mapas, conversas e conselhos.

A todos vocês, palavras escritas nessas folhas de papel não são suficientes para dizer o quanto sou grato por poder escrever esse trabalho e que me dará o título de Bacharelado em Geologia, espero estar a altura dele, espero poder contribuir de alguma forma ao que vocês fizeram e mais ainda, contribuir para sociedade brasileira que faz com que tudo isso se mantenha do jeito que é, e mesmo assim tão injustiçada.

A vocês, mesmo que eu escreva por um ano todo... não homenageio todos não.

## ABSTRACT

The Campo Formoso (CCF) and the Jacurici Valley (CJC) mafic-ultramafic complexes are located in the NE of the San Francisco Craton northeast of Bahia state Brazil, and combined constitute the largest chromium reserves in Brazil. The CCF is situated in the Archean migmatic-gneissic basement of the Gavião Block, whereas the CJC is located in the Paleoproterozoic granulitic-migmatitic basement of the Itabuna-Salvador-Curaçá belt.

The CJC is composed of peridotites, serpentinized pyroxenites and mafic rocks with disseminated and massive chromite layers (up to 8 m thick). The complex lies to the east of the Itiúba syenite intrusion and is hosted within rocks of the Caraíba complex. The CFC and host rocks are highly deformed, suffered post magmatic metasomatism and greenschist to amphibolite facies metamorphism

The CCF is in reverse fault contact with metasediments of the Jacobina group to the east and has an irregular magmatic contact with the Campo Formoso granite intrusion to the west. It is composed of serpentinized cumulate peridotites, chromitites, pyroxenites and intrusive gabbros and presents post magmatic metasomatism and greenschist facies metamorphism.

Rhenium and Os concentrations for CCF are between 0.122-0.162 ppb and 43-61 ppb, respectively, while the equivalent values for CJC are 0.002-0.049 ppb and 56-111 ppb. Calculated model ages for the CCF are Archean (3275 Ma, oldest value) and Paleoproterozoic for the CJC (2660 Ma, oldest value). A Re-Os isochron from various lithologies of the Varzea do Macaco body of the CJC indicate a closure age of ~2153 Ma and could be associated with the Itiúba syenite intrusion. Gamma Os values calculated for ages between 3000 Ma to 2000 Ma are between 4.1 to -7.6 for CCF and 4.3 to -4.1 for CJC.

Analyses of PGEs give values of 39 ppb (PPGEs) and 307 ppb (IPGEs) for CJC, and 296 ppb(PPGEs) and 641 ppb (IPGEs) for CCF. Elemental ratios (e.g.,) indicate distinct patterns for each complex. As well, Pd/Ir vs. □PGE diagrams reveal that these complexes have similar values to those of the impoverished mantle.

## RESUMO

Os complexos maficos-ultramaficos de Campo Formoso (CCF) e do Vale do Rio Jacurici (CJC) estão localizados no NNE do Cráton do São Francisco, nordeste da Bahia. O primeiro situa-se no embasamento gnáissico-migmatítico do Bloco Gavião de idades arqueanas, o segundo no embasamento granulítico-migmatítico do cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, paleoproterozóico, juntos possuem as maiores reservas de cromo do Brasil.

O CJC encontra-se a leste da serra de Itiúba, hospedado nas rochas do complexo Caraíba, composto por peridotitos e piroxênitos serpentinizados, cromititos disseminados e maciços (com até 8 metros de espessura) e rochas maficas. Apresenta alto grau de deformação, metassomatismo pós magmático e metamorfismo em fácies xisto-verde a anfibolito.

O CCF faz contato a leste por falhamento reverso com metassedimentos da Serra de Jacobina e a oeste, contato irregular com o granito intrusivo Campo Formoso. É composto por cumulatos peridotíticos serpentinizados, cromititos, piroxênitos e gabros intrusivos, apresenta metassomatismo pós magmático e metamorfismo em fácies xisto verde.

Os dados Re e Os encontrados revelam concentrações respectivas destes elementos em ppb para CCF entre 0.122-0.162 e 43-61 enquanto os valores equivalentes para CJC correspondem a 0.002-0.049 e 56-111. As idades calculadas situam o CCF no arqueano (3275 Ma, valor mais antigo) e o CJC no paleoproterozóico (2660 Ma valor mais antigo). Isócrona Re-Os para o distrito de Várzea do Macaco indica idade de fechamento em 2153 Ma, podendo estar associado ao sienito de Itiuba. Valores  $\gamma_{\text{Os}}$  para idades de 3.0 a 2.0 Ga, situam-se entre 4.1 à -7.6 para o CCF e 4.3 à -4.1 CJC.

Análises de EGPs apresentam valores em ppb, 39 (PPGEs) e 307 (IPGEs) para CJC. No CFC, as concentrações são de 296 (PPGEs) e 641 (IPGEs). Razões entre esses elementos indicam padrões distintos para cada complexo. Diagramas de razões Pd/Ir contra  $\Sigma\text{PGE}$  revelam para estes complexos valores similares aos do manto empobrecido.

## Sumário

<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>I.</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>III.</b>
<b>RESUMO .....</b>	<b>IV.</b>
<b>1.0 INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Justificativa .....</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Objetivos .....</b>	<b>2</b>
<b>1.3 Localização.....</b>	<b>3</b>
<b>1.4 Materiais e Métodos .....</b>	<b>4</b>
<b>1.5 Cronograma .....</b>	<b>5</b>
<b>2.0 GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>6</b>
<b>2.1 Bloco Gavião .....</b>	<b>8</b>
2.1.1 Complexo Mairi .....	8
2.1.2 Complexo Itápicuru .....	8
2.1.3 Grupo Jacobina .....	9
2.1.4 Granitóides Sintectônicos a tarditectônicos .....	11
<b>2.2 Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá .....</b>	<b>11</b>
2.2.1 Complexo Caraíba.....	11
2.2.2 Suíte São José do Jacuípe .....	12
2.2.3 Complexo Tanque Novo – Ipirá.....	12
<b>2.3 Evolução Geotectônica .....</b>	<b>12</b>
2.3.1 Seqüência de eventos .....	14
<b>3.0 GEOLOGIA LOCAL .....</b>	<b>16</b>
<b>3.1 Vale do Rio Jacurici.....</b>	<b>16</b>
<b>3.2 Campo Formoso .....</b>	<b>22</b>
<b>4.0 O MÉTODO RE-OS .....</b>	<b>26</b>
<b>4.1 Princípios do sistema Re-Os.....</b>	<b>26</b>
<b>4.2 CHUR-Os e <math>\gamma_{Os}</math>.....</b>	<b>27</b>

4.3 O estudo de rochas ígneas.....	28
4.4 Estudo do Manto .....	29
4.5 Estudo de depósitos do grupo da platina .....	30
4.6 Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (PGEs) .....	30
<b>5.0 PETROGRAFIA .....</b>	<b>32</b>
5.1 Vale do Rio Jacurici .....	32
5.1.1 Zona Inferior.....	32
5.1.2 Zona Inferior – Piroxenitos com cromita disseminada.....	33
5.1.3 Zona Intermediária – Cromititos cumuláticos .....	34
5.1.4 Zona Superior – Máfica .....	34
5.2 CAMPO FORMOSO.....	39
5.2.1 Unidade do cromitito principal.....	39
5.2.2 Unidade dos piroxenito .....	39
<b>6.0 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>41</b>
6.1 Re-Os.....	41
6.2 PGEs .....	42
6.3 Geoquímica .....	44
<b>7.0 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....</b>	<b>45</b>
7.1 Re-Os.....	45
7.1.1 Origem Mantélica .....	47
7.2 PGEs .....	48
7.2.1 – Normalização ao condrito .....	51
7.2.2 Distribuição dos PGEs.....	53
7.2.3 Razão Pd/Ir .....	55
7.2.4 Razão Cu/Pd .....	57
<b>8.0 CONCLUSÕES.....</b>	<b>61</b>
<b>9.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>63</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>68</b>

## ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01: Cronograma das atividades propostas para o Trabalho de Formatura.....	5.
Tabela 2: Valores de $\gamma$ Os para reservatórios presentes e antigos .....	28.
Tabela 3: Dados Isotópicos Re-Os. ....	41.
Tabela 4: Teor dos Elementos do Grupo da Platina – PGE .....	42.
Tabela 5: Teor dos Elementos do Grupo da Platina (Rocha Total).....	43.
Tabela 6: Metais nobres para o corpo de Varzea do Macaco.....	44.
Tabela 7: Teores médios de Pd, Ir e $\Sigma$ PGEs de diversos complexos.....	55.

## 1.0 INTRODUÇÃO

A região a ser estudada está situada geograficamente nos municípios de Campo Formoso e Andorinha, ambas situadas no nordeste do estado da Bahia. Tratam-se de complexos máfico-ultramáfico que estão hospedados na porção NNE do Craton do São Francisco (Figura 1), juntos possuem as maiores reservas de cromo do Brasil, 4637 milhões de toneladas (DNPM 2006), que vem sendo explorada pela Companhia de Ferro-Ligas da Bahia desde 1974.

O Complexo máfico-ultramáfico do Vale do Rio Jacurici (CJC) contém um conjunto de quinze minas e oito ocorrências, com extensão norte/sul da ordem de 120 Km. Geralmente se apresentam na forma de *sill* concordante à foliação das rochas encaixantes, estão deformados e metamorfizados, mas preservando feições texturais primárias (Barbosa, 1996).

Já o Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso (CFC) possui 11 mineralizações abrangendo uma extensão de 40 Km, possuindo espessura média de 900 mts. Apresenta uma forma lenticular, bastante alongada, com mergulhos que variam de sub-verticais a horizontais, devido à intrusão granítica mais jovem que deforma suas unidades (Silva e Misi, 1998).

No presente trabalho, pretende-se estudar as rochas de diversos distritos mineiros dos complexos acima citados, com base no método Re-Os para determinar as características das fontes mantélicas, e possivelmente contribuir para caracterizar a evolução, e diferenças genéticas que são da maior importância tanto para conhecimento da evolução do Craton do São Francisco, bem como para avaliação do potencial econômico (metais base e elementos do grupo da platina) desses complexos.

### 1.1 Justificativa

O estudo de associações máficas e ultramáficas se justifica não apenas pelos interessantes problemas acadêmicos correlatos, tais como a compreensão dos processos de derivação e diferenciação magmática que os geraram, ou do tipo de ambiente tectônico no qual se formaram e evoluíram, mas também pela importância que representam no sentido de melhor se compreender a evolução geológica global das áreas onde ocorrem, uma vez que os processos que os originam costumam relacionar-se a eventos marcantes da evolução do Planeta, particularmente no que diz respeito à configuração da crosta da Terra e à evolução de seu substrato mantélico.

Além do caráter acadêmico, as associações máfica e ultramáficas são portadoras de importantes depósitos de metais, tais como cromo, Elementos do Grupo Platina (PGEs), ferro, titânio, vanádio, níquel e cobre. No Brasil existem importantes ocorrências ou depósitos econômicos de cromita nos complexos máficos-ultramáficos estratiformes de Bacuri (Amapá), Campo Formoso e Jacurici (Bahia), Luanga (Carajás-Pará) e Niquelândia (Goiás).

Das metodologias de isótopos radiogênicos disponíveis a que melhor se aplica ao estudo de rochas máficas e ultramáficas, o método Re-Os é o único que além de se aplicar a essas rochas silicáticas, pode ser também utilizado para determinações diretas nas fases óxido (entre essas ao espinélios cromíferos, ou cromitas) e sulfeto associadas (Allègre e Luck, 1980; Foster *et al.*, 1996; Lambert *et al.* 1998).

O elemento Rênio é um metal “refratário” com dois isótopos  $^{185}\text{Re}$  e  $^{187}\text{Re}$ , sendo que este último emite partículas  $\beta$  e decai para  $^{187}\text{Os}$ , um elemento do grupo da platina. O rênio é moderadamente incompatível, tendendo a ser parcialmente removido das fontes mantélicas que sofreram o processo de fusão parcial, já o ósmio é altamente compatível, sendo incorporado nos minerais mantélicos, tais como olivina, cromita, sulfetos etc (Faure, 2005). Essas afinidades siderófilas portanto auxiliam o entendimento do fracionamento do sistema manto-crosta.

Dessa forma a possibilidade de estudar o padrão Re-Os das cromitas e rochas associadas desses complexos pode em muito contribuir para o melhor conhecimento e caracterização dos depósitos em si, como também, promover a compreensão da época de sua formação (na maioria dos casos ainda imprecisa, embora se saiba que devem se situar entre o final do Arqueano e o Paleoproterozóico).

## 1.2 Objetivos

O objetivo desse trabalho é obter dados isotópicos Re-Os em fases minerais isoladas e rocha total dos complexos máfico-ultramáficos apresentados, afim de caracterizar a origem mantélica, idade dos complexos e possíveis diferenças petrogenéticas. Além dessas análises, pretende-se também obter os valores das concentrações dos PGEs, uma vez que Re e Os se incluem neste grupo, sendo de severa importância a avaliação conjunta dos padrões de concentrações destes elementos, tanto para distribuição como para o potencial metalogenético.

Os dados obtidos serão analisados e comparados com outros dados já disponíveis na literatura para os complexos brasileiros, tais como Niquelândia em Goiás e Luanga no Pará, afim de obter relações genéticas ou compará-los em termos de potencial metalogenético.

### 1.3 Localização

Os Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso e Vale do Rio Jacurici, alvo do estudo, estão localizados na porção norte-nordeste do estado da Bahia, nas cidades de Campo Formoso e Andorinha respectivamente (Figura 1). O primeiro encontra-se limitado na longitude  $40^{\circ} 20'$  e  $40^{\circ} 30'$  oeste, latitude  $10^{\circ} 30'$  e  $10^{\circ} 40'$  sul (SC-24-N-IV, IBGE, escala 1:100.000), já o segundo na longitude  $39^{\circ}30'$  e  $39^{\circ}50'$  oeste, latitude  $10^{\circ}00'$  e  $11^{\circ}00'$  sul (SC-24-O-I, IBGE, escala 1:100.000).

A principal via de acesso à área, a partir de Salvador, é a rodovia federal BR-324, até a cidade de Capim Grosso (273 Km), então segue-se para a BR-407 até Senhor do Bonfim (105 Km). A partir desse ponto, segue-se por estrada estadual asfaltada para Umburama até a cidade Andorinha (47 Km) e por fim, estrada não pavimentada (10 Km) até a sede a a FERBASA.

Para o distrito de Campo Formoso, o acesso é o mesmo até a cidade de Senhor do Bonfim, a partir desse ponto, utiliza-se a rodovia BA-131,estrada para Campo Formoso (30 Km) e por fim estrada pavimentada até a sede da empresa FERBASA.

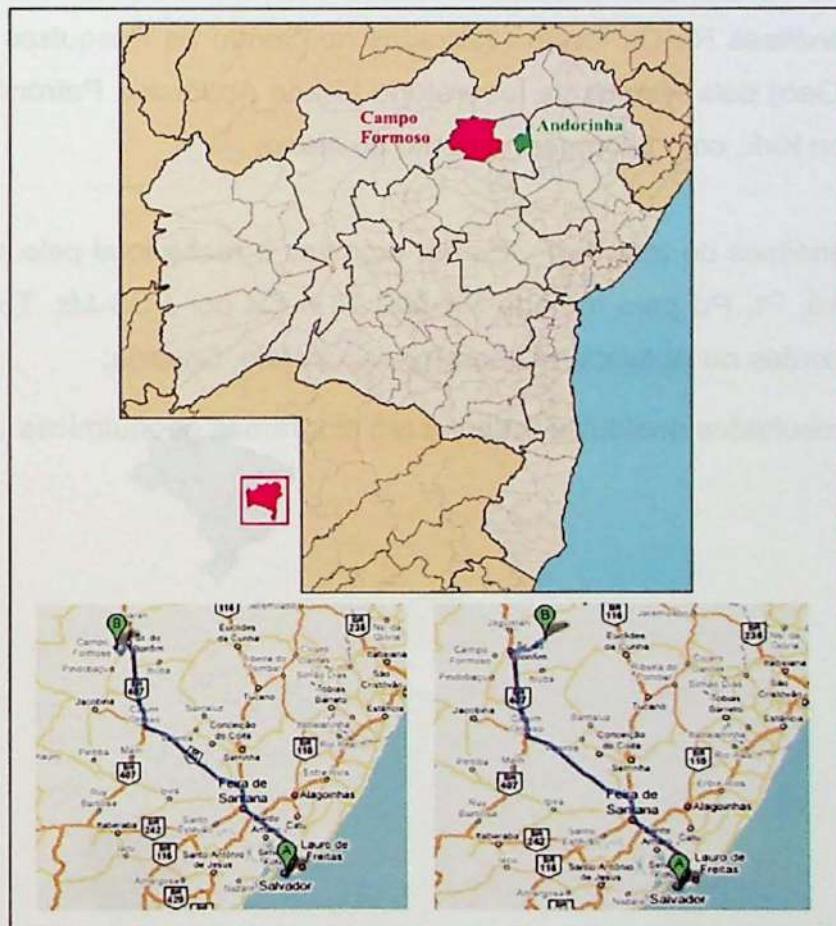


Figura 1: Localização e acesso à área estudada.

#### 1.4 Materiais e Métodos

- Realização do levantamento bibliográfico do contexto geológico regional e da temática abordada, enfocando a método Re-Os e contexto regional.
- Realização de trabalho campo para a coleta de material e melhor conhecimento da geologia local;
- Petrografia macroscópica e microscópica, com utilização do microscópio petrográfico OLYMPUS BX-40 do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da USP;
- Preparação do material selecionado para análises isotópicas Re-Os, geoquímica dos PGEs, maiores, menores e traços em rocha total no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP;
- As análises Re-Os foram realizadas no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP (CPGeo) pela técnica de laboratório Liliane Aparecida Petronilho e pelo pós-doutorando Jason Kirk, com acompanhamento do aluno;
- As análises de teor de PGEs em cromitas e rocha total pelo método *NI-FAMS*, análises de Au, Pt, Pd pelo método *FA-MS*, Ni e Cu por *FUS-Ms*. Todas essas análises foram realizadas no *Activation Laboratories*, Ontário, Canadá;
- Os resultados analíticos tratados em diagramas geoquímicos e isocrônicos.

## 1.5 Cronograma

O cronograma de atividades realizadas no trabalho de formatura pode ser observado na tabela 01

**Tabela 01:** Cronograma das atividades propostas para o Trabalho de Formatura..

ETAPA \ MÊS	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1 – Revisão Bibliográfica	X	X	X	X	X			X	X	
2 – Descriç. Microsc. e seleção. das amostras		X	X							
2 – Preparação dos pós e fases minerais		X	X	X						
3 – Trabalho de campo			X							
4 – Ataque químico					X	X	X			
5 – Análises por espectrometria de massa						X	X	X		
6 – Preparação p/ geoquímica PGEs							X			
7 – Tratamento dos dados							X	X	X	
8 - Redação. da monog. final e apresent.									X	X

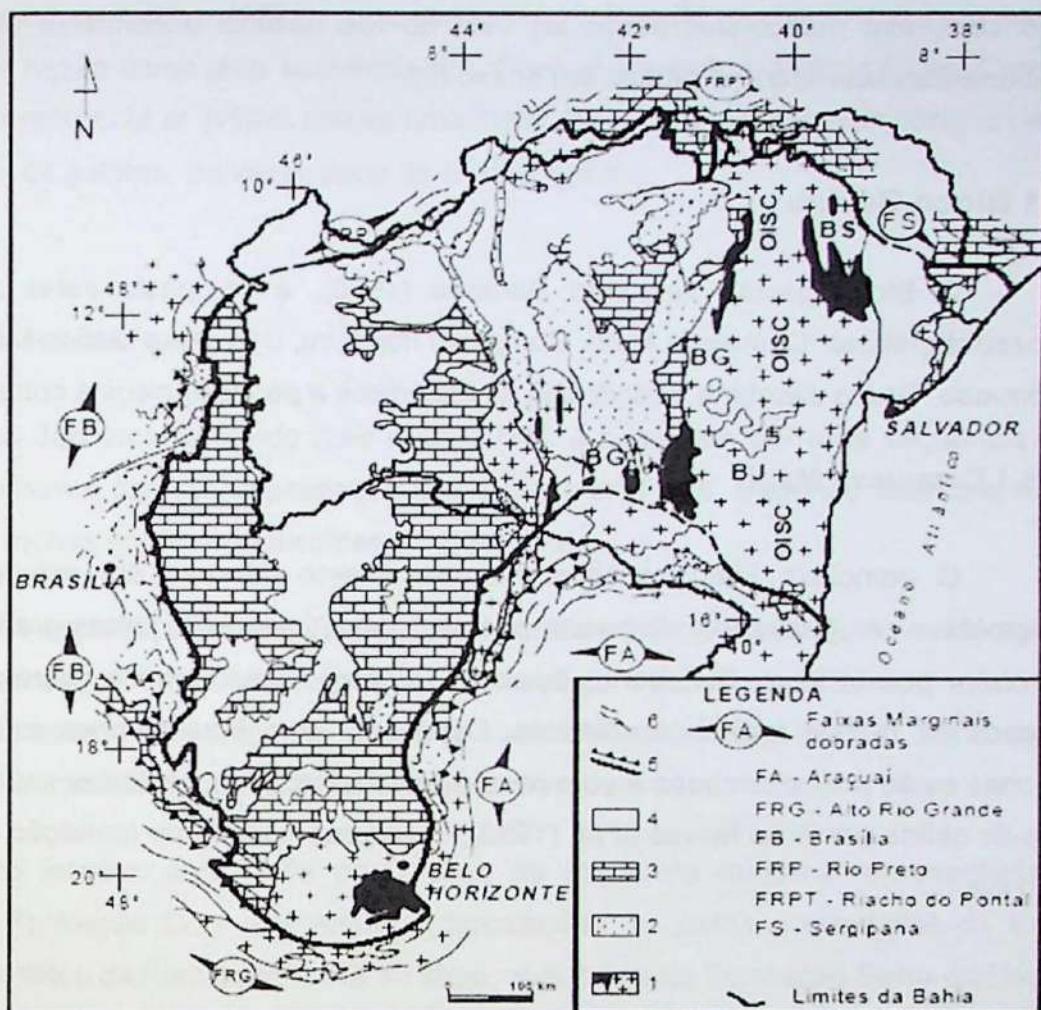
## 2.0 GEOLOGIA REGIONAL

Os corpos máfico-ultramáficos do Vale do Rio Jacurici e de Campo Formoso encontram-se encaixados nas rochas do embasamento do craton do São Francisco (CSF), unidade geotectônica consolidada como segmento litosférico continental no Paleoproterozóico e limitado por faixas de dobramentos do ciclo Brasiliano, ao final do Neoproterozóico (Almeida, 1977). Tendo em vista este contexto, se faz importante uma pequena preleção dessa unidade geotectônica.

O CSF possui núcleos, remanescentes arqueanos formando terrenos de rochas metamórficas de médio a alto grau, tais como Tonalitos-Trhonjemitos-Granodioritos (TTG), metavulcanossedimentares e rochas intrusivas diversas, de idades arqueanas a paleoproterozóicas (Barbosa, 1996).

Sobre esse embasamento encontram-se coberturas plataformais hoje representadas pelas rochas metamórficas do Supergrupo Espinhaço, de idade paleoproterozóica a mesoproterozóica e Supergrupo São Francisco, neoproterozóico (Alckmin, 1991). Na porção leste do cráton, ocorrem ainda rochas sedimentares de idade mesozóica da Bacia do Tucano-Recôncavo-Jatobá, associadas a um *rift* abortado da fase de separação Brasil-África. Além dessas, ocorrem em diversas partes, sedimentos inconsolidados de idades terciárias-quaternárias.

Os limites do CSF são delineados por faixas móveis formadas durante a orogênese Brasiliana. A norte e nordeste é delimitado pelas faixas Riacho do Pontal e Sergipana, a sudeste pela faixa Araçuaí, a Sul pela faixa Alto do Rio Grande e oeste pela Faixa Brasília (Figura 2).



**Figura 2:** Mapa esquemático mostrando os limites e as maiores unidades estruturais do Cratão do São Francisco. 1. Embasamento Arqueano/Paleoproterozóico com seqüências greenstone belts e o Grupo Jacobina (em preto); 2. Coberturas Mesoproterozóicas do Supergrupo Espinhaço 3. Coberturas Neoproterozóicas do Supergrupo São Francisco; 4. Coberturas Fanerozóicas; 5. Limites do Cratão; 6. Cinturões de dobramentos Brasilianos; BG. Bloco Gavião. BJ. Bloco Jequié; BS. Bloco Serrinha; OISC. Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa, Sabaté e Marinho (2003)).

O embasamento do CSF, pode ser dividido em dois segmentos separados por um alinhamento de 500 Km de comprimento, denominado Lineamento Contendas-Jacobina. A leste deste lineamento, o CSF é constituído pelos blocos Serrinha, Jequié e pelo Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. A oeste pelos blocos Mairi e Gavião, Guanambi-Correntina e o Domínio Sobradinho (Oliveira Jr. 2001).

Dentro dessa compartimentação geotectônica acima descrita, o complexo máfico-ultramáfico de Campo Formoso encontra-se encaixado no Bloco Gavião (Mapa, em anexo III) e

o o complexo máfico-ultramáfico do Vale do Rio Jacurici encontra-se inserido no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Mapa, em anexo III).

## 2.1 Bloco Gavião

O Bloco gavião, segundo Barbosa (1996), é composto pelas seguintes unidades litoestratigráficas: Complexo Mairi, Complexo Itapicuru, Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso, Grupo Jacobina, granitóides sintectônicos a pós-tectônicos e coberturas fanerozóicas.

### 2.1.1 Complexo Mairi

O complexo Mairi constitui o embasamento da área em estudo, é composto por migmatitos e gnaisses, com composição tonalítica-trondjemíticas-granodioríticas (TTGs), também possui lentes de rochas básicas de composição diorítica-gabróica, anfibolitizadas e corpos de rochas máfica-ultramáficas. De acordo com Mascarenhas e Silva. (1994), essas rochas estão polideformadas e com reequilíbrio metamórfico em fácies anfibolito. Uma isócrona Rb-Sr obtida por Brito Neves *et al.* (1980), indica que a idade de formação dos TTGs estão em 3.0 Ga.

### 2.1.2 Complexo Itapicuru

O complexo Itapicuru, definido por Couto (1978), compreende rochas metabásicas, metaultrabásicas, formações ferríferas, cherts, metassedimentos clásticos grossos e finos, filitos e micaxistos. Loureiro (1991) dividiu essa associação nas unidades Itapura e Mundo Novo.

A unidade Itapura, com rochas metassedimentares como quartzo-mica xistos de coloração clara com muscovita, biotita clorita e sericita. Os quartzitos desta unidade são brancos, foliados e alguns, micáceos. Ainda são descritos nessa unidade, metaconglomerados, filitos manganesíferos e rochas metabásicas intrusivas.

A unidade Mundo Novo, composta por seqüência vulcanossedimentar com rochas vulcânicas intermediárias, intercalações de rochas psamíticas, pelíticas e vulcano-exalativa, tais como turmalina-xisto, biotita-muscovita-xisto, andalusita-estaurolita-xisto, rochas piroclásticas, gonditos, metacherts e metassedimentos rítmicos.

Mascarenhas e Silva (1994), associando as rochas desse complexo com as demais, definiram essa região como uma seqüência tipo Greenstone Belt, o Mundo Novo. Com relação a idade, Mascarenhas *et al.* (1998) obteve uma idade RB-Sr em metadacitos pôrfiros de 1.8 Ga, de acordo com os autores, provável idade de cristalização.

### 2.1.3 Grupo Jacobina

O grupo Jacobina, segundo (Leo *et al.* 1964), é composto por uma seqüência clástica, gerada em ambiente tipo *rift*, depositadas sobre terrenos TTGs. Segundo Mascarenhas *et al.* (1992), essas rochas podem ser divididas em dois níveis:

- Membro superior, compreendendo rochas metassedimentares fluvio-deltaicas e sub-marinhais, sendo constituídas pelas formações detriticas Serra do Córrego (metaconglomerados, quartzitos, e intrusões máfica-ultramáficas); Rio do Ouro, quartzitos intercalados com metaconglomerados e xistos aluminosos;
- Membro inferior, constituída por rochas de influência marinha representadas pelos quartzitos da Formação Cruz das Almas; intercalações de xistos e quartzitos da Formação Serra do Meio; filitos da Formação Serra do Meio; quartzitos da Formação Serra da Paciência.

Esse grupo tem sido alvo de controvérsia, principalmente com relação a Formação Cruz das Almas. Nesse trabalho, é apresentado na figura 3 a estratigrafia proposta pela revisão de Mascarenhas *et al.* (1992), que teve como base as relações entre as fácies sedimentares, ambientes de deposição e seqüências sedimentares para classificar em cinco unidades.

UNIDADE UNIT	FORMAÇÃO FORMATION	COLUNA COLUMN	DESCRIÇÃO DESCRIPTION	INTERPRETAÇÃO INTERPRETATION
5	Serra da Paciência		Arenito / Sandstone Conglomerado / Conglomerate Quartzitos e metarenitos Quartzites & metasandstones Filito / Phyllite	Delta dominado por ondas Wave dominated delta
4	Serra do Meio		Quartzito / Quartzite Andaluzitaxisto Andaluzite schist	Litorâneo, plataforma rasa dominada por tempestades Littoral, storm dominated shallow platform
			Quartzito / Quartzite Andaluzitaxisto Andaluzite schist	
3	Cruz das Almas (s.s.)		Metarenitos amalgamados Amalgamated metasandstones  Cloritaxistos, quartzo sericitaxistos, filonitos, filitos, metarenitos Chlorite schists, quartz sericite schists, phyllonites, phyllites, metasandstones	Turbiditos marinhos Marine turbidites
2	Rio do Ouro		Quartzitos com estratificação cruzada acanalada e espinha-de-peixe e marcas onduladas, conglomerados Trough and herring bone cross bedded, ripple marked quartzites and conglomerates	Leques aluviais costeiros, deltas dominados por marés, arenitos litorâneos Coastal alluvial fans, tide dominated deltas and littoral sands
1	Serra do Corrego		Arenitos de granulação grossa Coarse grained sandstones  Conglomerados grano-decrescentes e maciços Fining-up and massive conglomerates	Leques e planícies aluviais, fluvial anastomosado proximal e distal Fans and alluvial plains, proximal and distal fluvial braided

estruturas sedimentares / Sedimentary structures

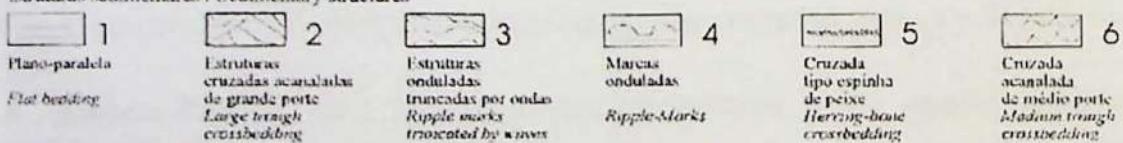


Figura 3: Perfil Sedimentar do Grupo Jacobina. Espessura de 4600 mts. Retirado de Mascarenhas et al. (1992).

#### **2.1.4 Granitóides Sintectônicos a tarditectônicos**

Esse grupo de rochas são representados por corpos granitóides intrusivos que ocorrem na região de Campo Formoso, Flamengo, Jaguari, Carnaíba e Itaberaba, definindo o lineamento Jacobina-Contendas-Mirante (Sabaté *et al.* 1990). Segundo esses autores, os granitóides possuem natureza peraluminosa, com duas séries distintas, uma associada a granitos com duas micas e outra com muscovita granito, sugerindo uma fonte heterogênea para essas rochas.

Para o Granito Campo Formoso, segundo o autor acima citado, possui uma idade Rb-Sr de  $1.996 \pm 29$  Ma que deve marca a passagem de regime transpessivo para transcorrente no lineamento acima citado.

### **2.2 Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá**

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, segundo Barbosa e Domingues (1996), pode ser agrupado em três unidades Litoestratigráficas: Complexo Caraíba, Complexo São José do Jacuípe e Complexo Tanque Novo – Ipirá.

#### **2.2.1 Complexo Caraíba**

O Complexo Caraíba, definido por Loureiro (1991), Melo (1991) e Melo *et al.* (1995) é a maior unidade do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, constituído por rochas tonalíticas/throndhjmíticas e enclaves de diversas origens (metabásicas, calcissilicáticas, mármore etc.).

Apresentam-se intrusivos a esse complexo, as rochas máficas-ultramáficas do Vale do Rio Jacurici e da região de Caraíba, além desses, diversos corpos felsicos, entre eles o Sienito de Itiúba na porção centro-norte e os granitóides do Pé da Serra de Ipirá e Pedra Solta.

De acordo com os autores citados anteriormente, as rochas do Complexo Caraíba estão bastante deformadas, com reequilíbrio na fácie granulito a anfibolito. Estão limitadas a leste, em contato por falha com terrenos do tipo TTG do embasamento do bloco Serrinha, e à oeste, por contato tectônico com as rochas do Complexo Tanque Novo – Ipirá, Bloco Gavião.

### 2.2.2 Suíte São José do Jacuípe

Composta por uma associação de rochas maficas-ultramáficas, aflorando na porção sudoeste do cinturão, ocorrem como formas descontínuas, imbricadas com as rochas do Complexo Caraíba e Tanque Novo – Ipirá. Segundo Loureiro (1991), constituída por biotita noritos, hornblenda noritos, gabronorito, leucogabros, piroxêntos e peridotitos. As porções mais diferenciadas estão a leste, sugerindo um zoneamento mafico-ultramáfico nesta direção.

De acordo com Melo *et al.* (1995), essas rochas sofreram um metamorfismo que atingiu a fácie granulito. Tiveram pelo menos duas fases de deformação, com desenvolvimento de foliação plano-axial paralelizando as estruturas cumuláticas, e ambas foram dobradas e truncadas por granitóides sindeformacionais.

### 2.2.3 Complexo Tanque Novo – Ipirá.

De acordo com Melo *et al.* (1995), o Complexo Tanque Novo – Ipirá é constituído por uma associação de rochas metavulcanossedimentares, tais como gnaisses aluminosos, calcissilicáticas, mármore, quartzitos, formações ferríferas, xistos grafitosos e metaultrabasitos.

Segundo esse autor, essas rochas sofreram metamorfismo na fácie anfibolito superior a granulito, análises geoquímicas de Elementos Terras Raras nas rochas metábasicas revelaram características de basaltos de assoalho oceânico (MORB).

## 2.3 Evolução Geotectônica

A região em estudo, conforme foi explicado anteriormente, está contida no norte do craton do São Francisco, que segundo Barbosa e Domigues (1996); Barbosa e Sabaté (2003); Barbosa, Sabaté e Marinho (2003) e Oliveira *et al.* (2004) essa região era constituída por quatro blocos crustais de idades arqueanas que se colidiram durante o paleoproterozóico (Figura 4), formando a importante cadeia de montanhas que atualmente corresponde ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, se estendendo desde o sul até o norte do estado da Bahia (aproximadamente 800 Km).

Esses blocos, são identificados como Gavião e Itabuna-Salvador-Curaçá (descritos anteriormente), Jequié e Serrinha. São formados principalmente por rochas de médio a alto grau metamórfico que chegam a ocupar quase 50% do estado da Bahia.

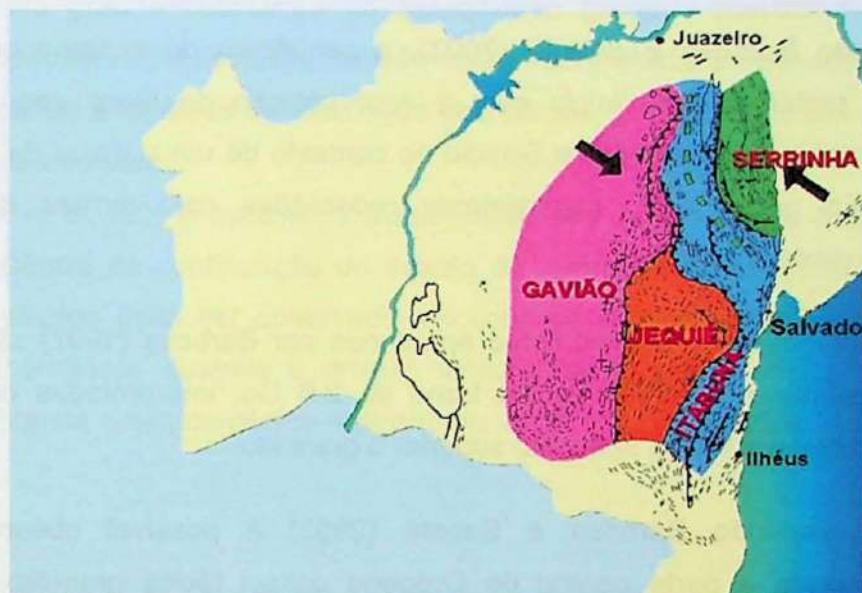


Figura 4: Posição dos blocos arqueanos e início da colisão paleoproterozóica (Barbosa e Sabaté, 2003).

O bloco Jequié é caracterizado por dois grupos de rochas, o primeiro formado por migmatitos heterogêneos, apresentando enclaves de rochas supracrustais e idades com 3.0 – 2.9 Ga. O segundo por intrusões múltiplas, graníticas a granodioríticas, com idades 2,8 – 2.7 Ga e geoquímica de baixo a alto Ti (Barbosa e Sabaté, 2003). Ambos constituíram o embasamento da bacia intracratônica tipo *rift* onde houve acumulação de basaltos, andesitos, *cherts*, *BIFs*, grafítitos e kinzigitos. Também foram deformados e reequilibrados na fácie granulito no paleoproterozóico.

O bloco Serrinha é composto por rochas com composição granítica-granodiorítica a tonalitítica (TTGs) com idades 3.1 e 2.8 Ga, configurando um importante episódio de formação de crosta. Neste foram encontrados xenocristais de zircões datados em 3.6 Ga (U-Pb), indicando que o plutonismo acima citado foi introduzido em crosta mais antiga (Barbosa e Sabaté). Estas rochas constituem o embasamento dos Greenstones Belts paleoproterozoicos, denominados de Rio Itapicuru e Capim.

Apresenta ainda metabasitos, considerados uma unidade inferior dos greenstones acima citados, com idades Rb-Sr em 2.2 Ga. (Brito Neves et al. (1980)), a unidade intermediária são

metavulcânicas félscicas apresentando idades Rb-Sr 2.1 Ga (Brito Neves et al. 1980). A unidade superior é constituída por uma espessa camada psamitos.

### 2.3.1 Seqüência de eventos

Segundo Barbosa e Sabaté (2003), a seqüência de eventos que determinou essa configuração tectônica teve início com a sobreposição do bloco Jequié sobre o Itabuna-Salvador-Curaçá e ambos sobre o Gavião no contexto de um sistema de dobras recumbentes com vergência para oeste, coaxialmente redobradas com formas isoclinais, como são encontradas nesses terrenos.

As condições de metamorfismo apontadas por Barbosa (1997) são de pressões de 7 Kbar e temperaturas de 850° C, em torno de 2.0 Ga, interpretadas como se tratando de duplicação crustal em fácie anfibolito superior a granulito.

Ainda segundo Barbosa e Sabaté (2003) é possível observar um padrão de zoneamento, onde a parte central do Orógeno possui fácie granulito e as bordas fácie anfibolito e xisto verde, tendo a fase de levantamento colocado porções granulíticas sobre terrenos com fácie xisto verde e anfibolito segundo a configuração da Figura 5.



**Figura 5:** Perfil geotectônico E-W do estado da Bahia. Estágio intermediário de colisão, período de formação dos Greenstone Belts do Itapicuru e do Capim e cavalgamento do embasamento sobre o Grupo Jacobina (Barbosa e Sabaté, 2003).

Este autor aponta que diversas intrusões de charnockitos e granitos tardios intrudiram os blocos mencionados, sendo corpos com composição média próxima ao mínimo ternário, em geral peraluminosos, a maioria estão situados ao norte do orógeno, com idades em torno de 2.0

Ga. e valores negativos de  $\varepsilon_{\text{nd}}$  (-13 a -5). Os autores acima citados também propõe que são formados a partir de fusão de rochas hidratadas na fácie anfibolito e colocadas tectonicamente sob rochas de fácie granulitos. Zonas de cisalhamento tardias alojaram corpos de sienito com idades de 1.9 e 2.1, Itiúba e São Félix, respectivamente.

Com relação a mineralogia, Barbosa e Sabaté (2003) destaca que é observado nos gnaisses de alto grau a destruição da paragênese granada-quartzo ou granada-cordierita formando ortopiroxênio-plagioclásio, reação esta interpretada como resultado do alívio de pressão, reforçando a hipótese de exumação dos corpos, configurando um sentido horário para o sentido do metamorfismo.

Oliveira *et al.* (2004) apresenta ainda evidências de blocos de escapes (Bloco Uauá), sendo consequência da continuação do evento de formação do orógeno. De acordo com os autores, este escape pode ser observado em zona de cisalhamento de alto grau através de indicadores cinemáticos destrais e arrasto sinistral de diques maficos, datações U-Pb em multigrãos de titanita sin-metamórfica indicam um idade mínima de 2039 Ma.

### 3.0 GEOLOGIA LOCAL

#### 3.1 Vale do Rio Jacurici

Os corpos máfico-ultramáficos do Vale do Jacurici situam-se na quadricula de Euclides da Cunha (Bahia), a leste da serra de Itiúba (mapa, em anexo III), são vários corpos que ocupam uma extensão em torno de 100 km em uma faixa N – S, encontram-se encaixados nas rochas do embasamento do craton do São Francisco dentro do cinturão Salvador – Curaçá, mais especificamente em rochas do Complexo Caraíba, tal como definido por Marinho, Rocha e Silva (1986), Loureiro (1991) e Marques *et al.* (2003).

Trata-se de um intrusão máfica-ultramáfica do tipo estratiforme (Marinho, Rocha e Silva (1986), Silva e Misi (1998), Marques *et al.* (2003) e Lord *et al.* (2004)). A base é composta por rochas ultramáficas, tal como dunito e harzburgitos serpentinizados com níveis de cromitas disseminadas a níveis apresentando cromitito maciço. Nas porções superiores apresentam rochas maficas como noritos, gabros e leucogabros metamorfizados e metassomatizados (Foto 1).

Jardim de Sá *et al.* (1984) utilizaram-se de relações estruturais entre os diferentes conjuntos para propor uma seqüência estratigráfica para a região, onde as litologias estariam seqüenciadas na ordem apresentada abaixo, da base para o topo:

- 1 – Seqüência supracrustal metamorfizada (Foto 2);
- 2 – Corpos máfico-ultramáficos (Foto 1);
- 3 – Ortognaisses G1, de composição predominantemente leucocrática, em geral exibindo paragêneses equilibradas na fácie granulito. Nessas rochas são observados vários xenólitos de litologias da seqüência meta-supracrustal inferior (Foto 3);
- 4 – Diques maficos, pouco espessos, anfibolitizados;
- 5 – Granodioritos e tonalitos G2, ortoderivados, com bandamento metamórfico fino, re-equilibrados na fácie granulito e anfibolito;
- 6 – Granito G3, representados pelo sienito de Itiúba e intrusões menores (Foto 4).

Os litotipos predominante na região do Vale do Rio Jacurici são de natureza metamórfica de alto e médio grau, composição granulítica enderbítica, charnoenderbítica e charnockítica. Esse conjunto metamórfico de alto grau encerra também gnaisses e migmatitos de composições diversas além de rochas de natureza supracrustal, com destaque para a presença de intercalações anfibolíticas, quartzíticas e de rochas calcissilicáticas.

As rochas encaixantes dos corpos máfico-ultramáficos fazem parte da seqüência supracrustal, onde predominam, na base, gnaisses leucocráticos, de composição granodiorítica a tonalítica, com bandamento gnáissico fino, em geral milimétrico, com intercalações de lentes de rochas anfibolíticas, de espessura variada. Já as rochas do topo são de natureza essencialmente metassedimentar, com destaque para a presença de serpentina mármores, diopsiditos, formações ferríferas, *cherts* laminados e diabásio.

Todo o conjunto está cortado por corpos pegmatíticos quartzo feldspáticos, por *sills* e diques de diabásio (**Foto 5**). A seqüência máfica-ultramáfica também apresenta diversos níveis que sofreram eventos metassomáticos, com porções ricas em flogopita, carbonatos, feldspato potássico entre outros (**Fotos 6 e 7**).

De acordo com Marinho, Rocha e Silva (1986), a história deformacional e metamórfica da área resume-se em três eventos termotectônicos:

- o evento F1, caracterizado pela geração de dobramentos isoclinais e transposição, teria sido responsável pela foliação S1 impressa nas supracrustais e nos ortognaisses G1;
- o evento F2 deu origem a dobras isoclinais apertadas, que dobraram a foliação S1 das litologias existentes. Nesse contexto deu-se a intrusão dos granodioritos G2. As paragêneses metamórficas geradas durante esse evento apontam para condições de metamorfismo da fácie granulito;
- o evento F3 foi responsável pelo *trend* regional NNE-NNW e o metamorfismo durante esse evento situou-se no nível da fácie anfibolito, com picos, localizados, na fácie granulito. Durante esse evento deu-se a intrusão do sienito de Itiúba.

Essas fácies metamórficas encontram-se referenciadas no trabalho de Del Lama, Candia e Szabó (2001), que, segundo os autores, apesar das dificuldades devido ao alto grau de deformação e transformações metassomáticas, consideram passível caracterizar o pico metamórfico em fácie granulito atingindo pressões entre 7 e 8 Kbar e temperatura 750 a 850° C, com base nas rochas metassedimentares encaixantes da seqüência máfica-ultramáfica.

Os diversos corpos máfico-ultramáficos formam *sills* com espessuras que podem chegar até 300 metros em alguns locais, são descontínuos e encaixados nessas litologias, de forma concordante com a foliação gnáissica regional. De acordo com Silva e Misi (1998), a maioria desses corpos, em especial aqueles que se concentram na faixa principal do rio Jacurici, estão deformados sinformalmente. Segundo os autores supracitados, as sinformes são apertadas, com planos axiais verticalizados e eixos ondulados, gerando uma alternância de domos e

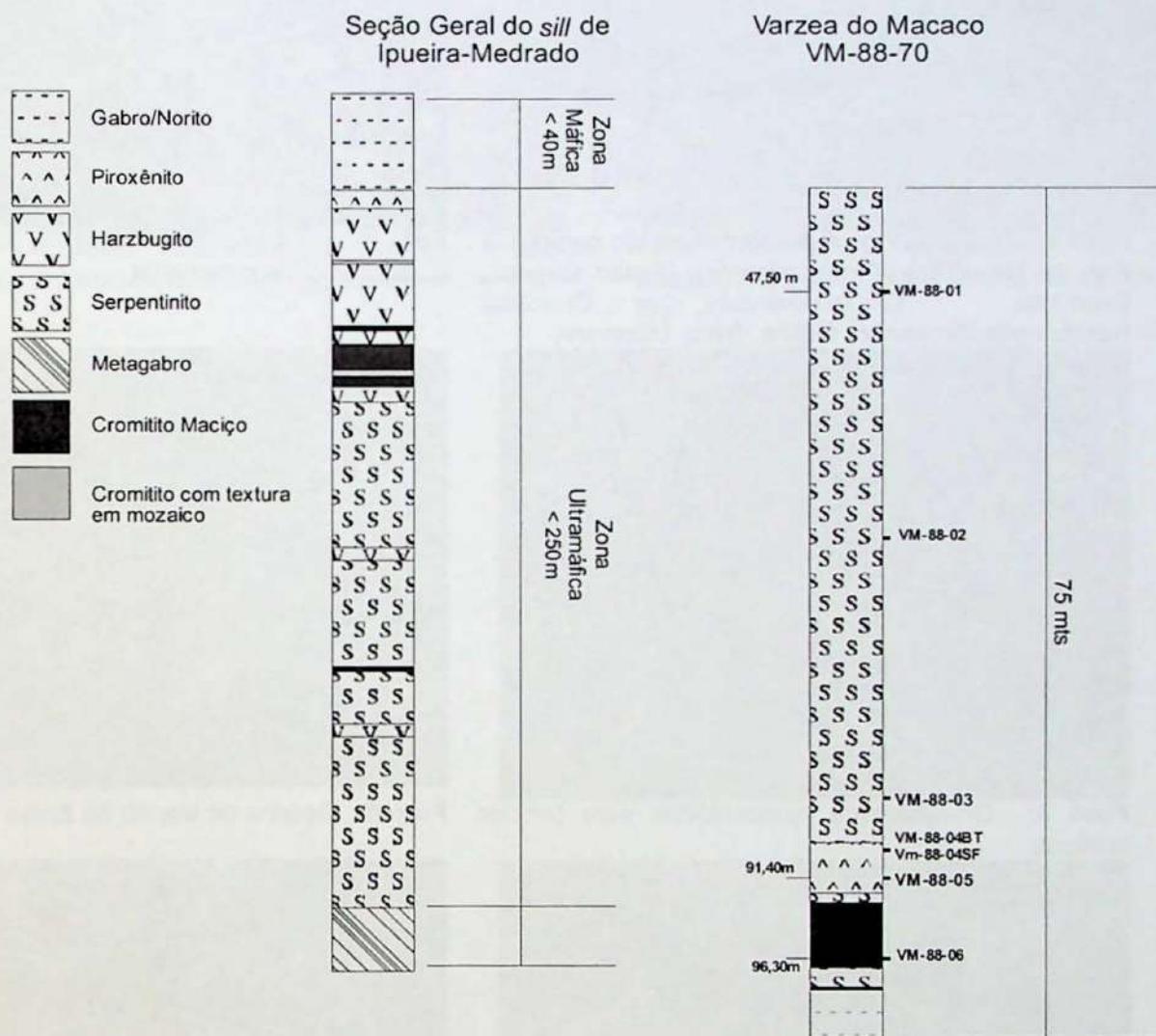
bacias, decorrentes da ação do evento F3. Este padrão em escala regional pode ter sido responsável pela descontinuidade entre os diferentes corpos máfico-ultramáficos.

Na área, são conhecidos 15 corpos mineralizados a cromo ao longo do vale do rio Jacurici (figura 1), nomeados de norte para o sul: Logradouro do Juvenal, Várzea do Macaco I, Várzea do Macaco II e Várzea/Teiú, no município de Uauá; Monte Alegre Santo; Medrado, Pindoba, Ipueira/Socó, no município de Andorinha; Laje Nova no município de Cansanção; e por fim, Barreiro e Pau Ferro, no município de Queimadas, conforme disposto na Figura 6. Todos esses corpos tem sido lavrados pela FERBASA – Ferros e Ligas da Bahia.



**Figura 6:** Distribuição dos corpos máfico-ultramáficos do Vale do Rio Jacurici (Oliveira Jr. 2001)

O mapeamento de detalhe a área, que permitiu a amostragem utilizada neste trabalho, foi executado por geólogos da FERBASA. Na figura 7 abaixo, tem-se a coluna estratigráfica para os *sills* de Medrado-Ipueira e Varzea do Macaco, segundo Marques *et al.* (2003) e dados da empresa FERBASA, enquanto na foto 8 e mapa em anexo I, pode-se observar particularidades do padrão de deformação impressa nas rochas da região.



**Figura 7:** Sill de Medrado-Ipueira (Marques e Ferreira Filho, 2003), Vm-88-70, perfil cedido pela empresa FERBASA.



**Foto 1:** Testumunhos representativos do complexo. Esq. p/ Dir.: TTG (Embasamento), Dunito serpent., Cromitito, Cr-Disseminado, Cromitito, Harzburgito, Piroxenito, Gabbro, Serp. Mármore;



**Foto 2:** Gneisse migmatítico com lentes máficas da seqüência supracrustal



**Foto 3:** Orthognaisses leucocráticos com bandas máficas.



**Foto 04:** Detalhe do sienito de Itiúba.



**Foto 5:** Veios de pegmatitos quartzo/feldspático cortando dunitos da zona inferior do CJC.



**Foto 6:** Nível enriquecido em flogopita associado a metassomatismo, Mina Medrado.

## PRANCHA I – Geologia Local – CJC



**Foto 7:** Nível ultramáfico (dunito serpentinizado) metassomatizado formando coroas de carbonatos.



**Foto 8:** Falhas deslocando as camadas, ocasionando lavra em Z, Mina Várzea do Macaco Sul.

### 3.2 Campo Formoso

O Complexo máfico-ultramáfico de Campo Formoso está situado ao longo de uma faixa estreita, descontínua com aproximadamente 40 km de extensão e largura média de 1 km, situado na borda ocidental da Serra de Jacobina. A leste encontra-se em contato, por falhamento reverso, com os metassedimentos da Serra de Jacobina (**Foto 9**) e a oeste mantém um contato irregular com o corpo granítico intrusivo de Campo Formoso (mapa, em anexo III).

Segundo Silva e Misi (1998) a geologia regional caracteriza-se pela presença de cinco domínios litoestratigráficos distintos, descritos da base para o topo:

- Gnaisses e migmatitos, com intercalações de anfibolitos e metassedimentos, pertencentes ao complexo Mairi, de idade arqueana, parte do embasamento do Craton do São Francisco;
- A serra de Jacobina, com seu andar inferior caracterizado pela presença de uma associação vulcana-sedimentar de baixo grau metamórfico como o Greenstone Belt de Mundo Novo, e com o andar superior caracterizado por uma seqüência metassedimentar do tipo *rift*, contendo desde metaconglomerados a metapelitos, datada em 2.0 Ga;
- O granito de Campo Formoso, reconhecido como uma intrusão múltipla, com várias fácies graníticas dispostas concentricamente. São observados granitóides porfiríticos a muscovita, granitóides a duas micas e granitóides a muscovita, granada e albita. Isócrona Rb-Sr revela idade proterozóica inferior de  $1.996 \pm 29$  Ma para esse corpo;
- Diques de diabásio, relativamente frescos, que cortam tanto as rochas do Complexo de Campo Formoso (CCF) quanto as rochas da serra de Jacobina;
- Seqüências sedimentares carbonáticas, do Proterozóico Superior, pertencentes ao Grupo Una.

Os corpos ultramáficos, onde ocorrem mineralizações de cromo, são descritos como intrusivos nas rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Mairi. Na região, há cromita detritica em quartzitos basais da Serra de Jacobina, esses litotipos provem do topo do complexo na região da mina Limoeiro, porém a parte aflorante foi lavrada ou está inacessível. Isto revela o posicionamento estratigráfico superior desse conjunto em relação aos corpos ultramáficos.

O Complexo de Campo Formoso é descrito como uma intrusão máfica-ultramáfica do tipo estratiforme (Jonhston e Souza, 1943, Mascarenhas e Sá (1982), Garuti (1991), Suita (1997) e Lord *et al.* (2004) e Garuti, Proenza e Zaccarini (2007)). É composto, predominantemente, de cumulatos peridotíticos serpentinizados, contendo camadas de cromitito de espessura variada. Localmente tem sido descrita a presença, subordinada, de rochas de natureza piroxenítica e gabróica.

Os cromititos de Campo Formoso distinguem-se dos do Vale do Rio Jacurici pela granulação mais grossa que os do vale do Rio Jacurici, na mina Camarinha alguns níveis de cromita portam cristais que atingem até 0,5 cm (**Foto 10**).

Os processos pós-magmáticos de alteração hidrotermal teriam afetado drasticamente as rochas ultramáficas transformando totalmente as paragêneses e texturas primárias. Olivinas e piroxênios foram transformados, através da alteração hidrotermal, em associações de serpentina (Ihizardita, crisotila e antigorita), talco, clorita (peninita e kamererita), tremolita, carbonatos (magnesita, dolomita) e magnetita, além destes, ainda estariam presentes os minerais de alteração hidrotermal, com ênfase para o desenvolvimento de esmectitas e óxidos e hidróxidos de ferro (Silva e Misi 1998).

O CCF possui 11 mineralizações mapeadas, cujos nomes sequenciados de sul para o norte são: Catuaba, Cascabulhos, Camarinha, Campinhos, Pedrinhas, "Os Valérios", Coitezeiro, Limoeiro, Mato Limpo, Gameleira e Vigia. Estes corpos, no conjunto, tem extensão de aproximadamente 40 Km e em média, espessuras em torno de 800m.

As unidades do complexo apresentam-se em forma de *sill*, possuem mergulhos que variam de sub-verticais a horizontais, variação devido a intrusão granítica mais jovem que deforma suas unidades. Falhamentos E-W e N-S truncam e rejeitam verticalmente os corpos mineralizados enquanto os falhamentos da direção NE-SW e NW-SE são responsáveis pelos deslocamentos horizontais e deformações em condições mais rúpteis, que localmente acarretam dobras apertadas fechadas, muitas vezes com flancos descontínuos. Estas feições rúpteis-dúcteis são particularmente observáveis nas porções superiores da seqüência, em estruturas que ocorrem em escalas variáveis, centimétricas a decimétricas (**Fotos 11 e 12**).

O mapeamento de detalhe foi realizado pelos trabalhos citados anteriormente e também pelos geólogos da FERBASA. Baseado nesses trabalhos, é apresentado uma seção geológica da mina coitezeiro (**Figura 8**).

## Mina Coitizeiro

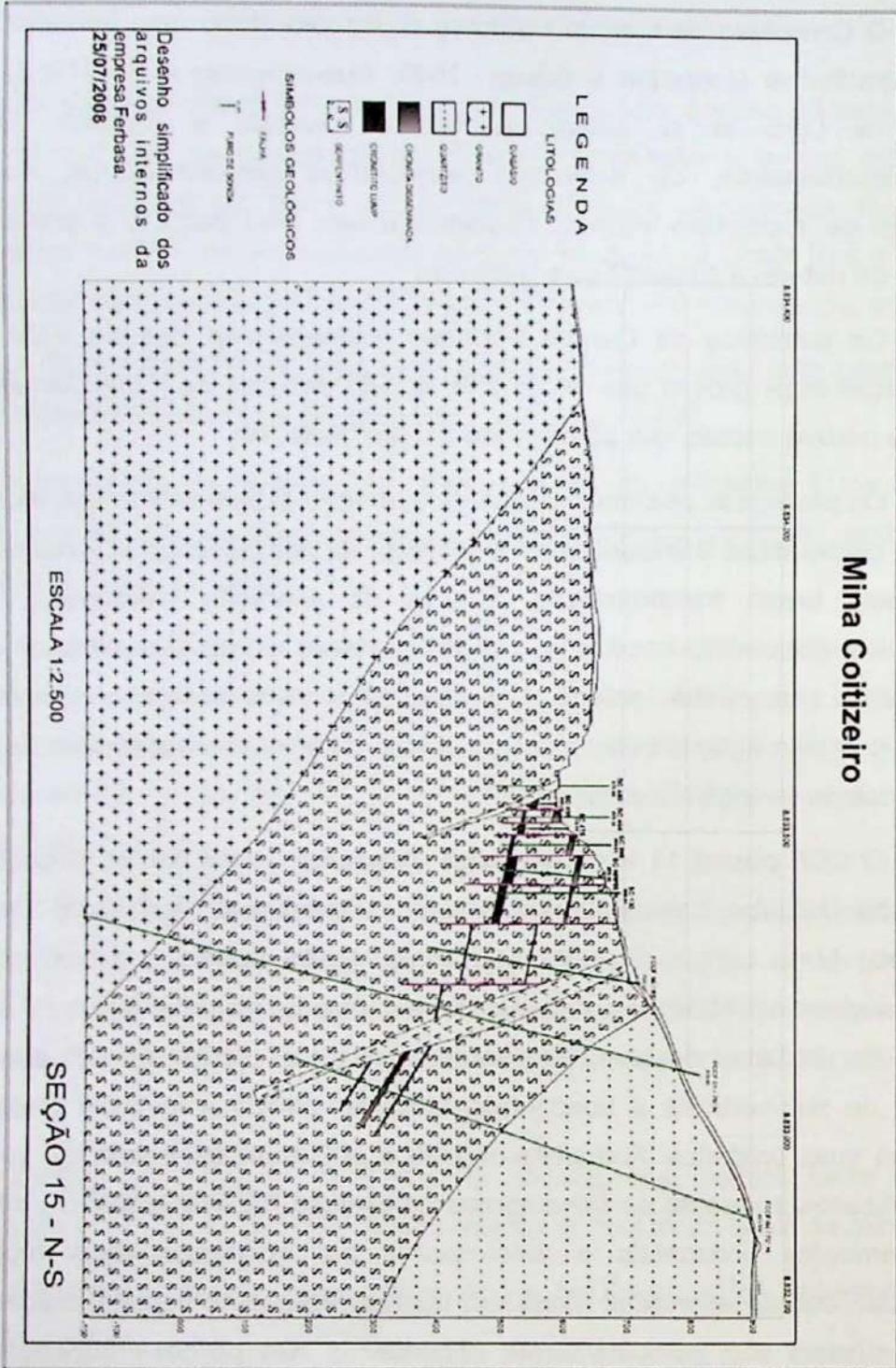


Figura 8: Seção N-S, mina Coitizeiro.

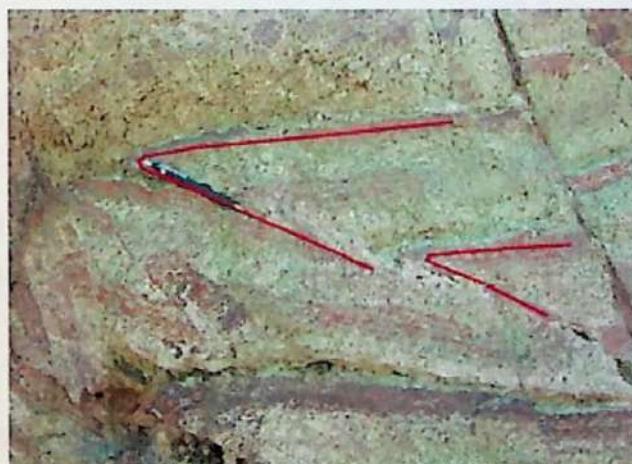
## PRANCHA II – Geologia Local – CCF



**Foto 9:** Visão geral da mina Coitizeiro e o contato com os quartzitos da Serra da Jacobina.



**Foto 10:** Cromitito grosso com cristais euhédricos bem desenvolvidos.



**Foto 11:** Dobras centimétricas apertadas de regime dúctil-rúptil – Mina Cascabulho.



**Foto 12:** Falha subvertical de rejeito decimétrico.

## 4.0 O MÉTODO RE-OS

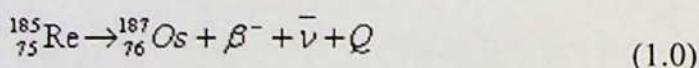
Rênio é um metal "refratário" com dois isótopos,  $^{185}\text{Re}$  (38%) e  $^{187}\text{Re}$  (62%). O  $^{187}\text{Re}$  é instável, portanto emite partículas  $\beta^-$  e decai para o  $^{187}\text{Os}$ , um elemento do grupo da platina com sete isótopos de ocorrência naturais.

O ósmio é um elemento com afinidades siderófilas, portanto o decaimento Re-Os registra o fracionamento do sistema manto-crosta. O rênio é moderadamente incompatível, tendendo a ser parcialmente removido das fontes mantélicas que sofreram o processos de fusão parcial, já o ósmio é altamente compatível, sendo incorporado nos minerais mantélicos (olivina, cromita, sulfetos etc). Característica esta que faz do método uma ferramenta de grande potencial para estudos geocronológicos e geoquímicos aplicado a processos de evolução do manto terrestre e extraterrestre (meteoritos), gênese de magmas etc.

### 4.1 Princípios do sistema Re-Os

O  $^{187}\text{Re}$  emite partículas  $\beta^-$  e decai para  $^{187}\text{Os}$ , a meia vida, tempo que leva para metade da massa inicial do elemento pai ( $^{187}\text{Re}$ ) decair para o elemento filho ( $^{187}\text{Os}$ ). Hirt *et al.* (1963) determinou uma meia vida para o  $^{187}\text{Re}$  através de análises de 10 amostras de molibdenita ( $\text{MoS}_2$ ) com idades conhecidas e obteve um valor de  $4.3 + 0.5 \times 10^{10}$  anos. Lindner *et al.* (1989) obteve uma idade de  $4.23 + 0.13 \times 10^{10}$  anos dando uma meia vida de  $1.64 \pm 0.05 \times 10^{-11}$  anos $^{-1}$ . Shirey e Walker (1998) e Smoliar, Walker e Morgan (1996) refinaram mais ainda o valor, baseado em isócronas de meteoritos metálicos do grupo IIIA, chegando a uma meia vida igual a  $1.666 \pm 0.017 \times 10^{-11}$  anos $^{-1}$ .

Segundo Faure (2005), o decaimento do  $^{187}\text{Re}$  para  $^{187}\text{Os}$  foi estudado primeiramente por Nier (1937) e outros investigadores, no qual é expresso pela seguinte equação:



$\beta^-$  = partícula b negativamente carregada

$\nu$  = antineutrino

$Q$  = energia total do decaimento (0.0025 MeV)

A formação do  $^{187}\text{Os}$  radiogênico em função do tempo segue a seguinte equação:

$$\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} = \left( \frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_i + \frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Re}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1.1)$$

A abundância do  $^{187}\text{Os}$  radiogênico também pode ser expressa relativa ao  $^{186}\text{Os}$  pela seguinte equação:

$$\frac{^{187}\text{Os}}{^{186}\text{Os}} = \left( \frac{^{187}\text{Os}}{^{186}\text{Os}} \right)_i + \frac{^{187}\text{Re}}{^{186}\text{Re}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (1.2)$$

As duas razões são convertidas uma para outra pela seguinte relação:

$$\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} = \frac{^{187}\text{Os}}{^{186}\text{Os}} \times \frac{^{186}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \quad (1.3)$$

A concentração do Re e do Os são determinadas pela dissolução dos isótopos usando espectrômetro de massa, como o N-TIMS (*Negative thermal Ionization Mass Spectrometry*) capaz de discriminar cargas negativas de  $\text{OsO}_3^-$ . Os dados podem ser utilizados em minerais ou rocha total no caso do método clássico de isócronas.

#### 4.2 CHUR-Os e $\gamma_{\text{Os}}$

Similarmente ao sistema isotópico Samário-Neodmio (Sm-Nd), os dados isotópicos Re-Os também podem ser comparados com materiais derivados do manto a partir do modelo CHUR (*chondritic uniform reservoir*), com base nos seguintes parâmetros:

$$T_{MA} = \left( \frac{1}{\lambda} \right) * \ln \left\{ \left[ \begin{array}{l} \left( \frac{\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}_{\text{manto}_{(t=0)}}}{^{187}\text{Os}_{\text{sample}_{(t=0)}}} - 1 \right) \\ \left( \frac{\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}_{\text{manto}_{(t=0)}}}}{\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}_{\text{sample}_{(t=0)}}}} - 1 \right) \end{array} \right] + 1 \right\}$$

As razões  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  das rochas e minerais terrestres podem ser maiores ou menores que a razão  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  do CHUR, em função dos processos que determinaram a remoção de Re e Os do reservatório condritico. A diferença entre razão  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  da amostra de Os e a do

$CHUR$  (para uma determinada idade  $t$ ) é expresso pelo parâmetro  $\gamma_{Os}$ , definido similarmente ao  $\epsilon_{Nd}$ :

$$\gamma_{Os} = \left[ \frac{\left( \frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{amostra} - 1}{\left( \frac{^{187}Os}{^{188}Os} \right)_{CHUR}} \right] \times 100 \quad (1.4)$$

Esse valor é medido em percentual, já o  $\epsilon_{Nd}$  em partes por 10 mil, sendo portanto ordens de grandeza mais sensível para esse tipo de correlação. A razão para essa diferença se deve ao comportamento discrepante observado para Re e Os durante os processos de fusão parcial. O Os é altamente compatível, sendo retido na fonte, já o Re é razoavelmente incompatível, sendo removido com a fusão para a crosta, deixando um resíduo que é empobrecido em Re.

Por esta razão, manto e crosta são reservatórios distintos, como demonstram valores na tabela 2, abaixo:

Tabela 2: Valores de  $\gamma_{Os}$  para reservatórios presentes e antigos

Reservatório	$\gamma_{Os}$
Manto Litosférico Subcontinental (SCLM)	-14 a +1.6, média -11
Manto Superior Primitivo (PUM)	+1.5
Cadeia Meso Oceânica (Manto empobrecido)	+2 a +160, média -1.6
Pluma	EMI= +3.4 a +38, EMII= -1.3 a +58, HIMU= +56 a +20, +5.8 a +8
Pluma antiga	+5.8 a +8
Manto Pré-Cambriano	0

Compilação realizada por Correia (2001)

#### 4.3 O estudo de rochas ígneas

A formação de rochas ígneas é fortemente relacionada com os processos tectônicos que vigoram no planeta e mais diretamente àqueles que dizem respeito às interações manto-crosta, mais diretamente nos processos de criação de crosta juvenil e de reciclagem da crosta no manto. Estes processos determinam diferentes reservatórios mantélicos tanto em termos de composição química e mineralógica como também isotópica. Justamente por isso os dados

isotópicos tem sido reconhecidos como excelentes ferramentas para o estudo da evolução mantélica e da crosta continental.

Para rochas derivadas diretamente do manto, tal como os basaltos, picritos e komatiitos, é possível estimar o tempo de separação do manto, correspondente a residência crustal, de modo análogo ao sistema Sm-Nd. Para o sistema Re-Os, as diferenças de compatibilidade destes elementos, determinam mudanças significativas nas concentrações das rochas derivadas com relação àquelas dos reservatórios mantélicos de origem. Por esta razão, determinados litotipos (dunitos, piroxenitos) e em particular em certos minerais (cromitas e fases metálicas de certos EPG) a idade modelo pode ser considerada uma estimativa confiável da idade de extração do manto.

#### 4.4 Estudo do Manto

As primeiras análises de dados Re-Os para estudo do manto foram feitas por Allegre e Luck (1980), que usaram a razão inicial obtida em isócronas de meteoritos sideríticos e dados de amostras de minerais do grupo da Platina (isentos de Re), de jazimentos de idade conhecidas (Figura 9), como referência para observar se obedeciam a uma distribuição compatível com o de um diagrama isocrônico (correlacionadas de modo linear) num diagrama de correlação das respectivas razões Os/Os x a Idade. Ao constatarem que todas as determinações se distribuíam segundo um bom alinhamento, concluiram que o manto da Terra se comportou como um sistema fechado para o sistema Re-Os ao longo da evolução do planeta.

Estudos levados a termo em xenólitos do manto, rochas vulcânicas e certos komatiitos, de diversas localidades do planeta, apontaram novamente para uma comportamento fechado para o manto, indicando que o método era robusto para estudos geológicos e com forte correlação com a curva de evolução para os meteoritos condrícticos.

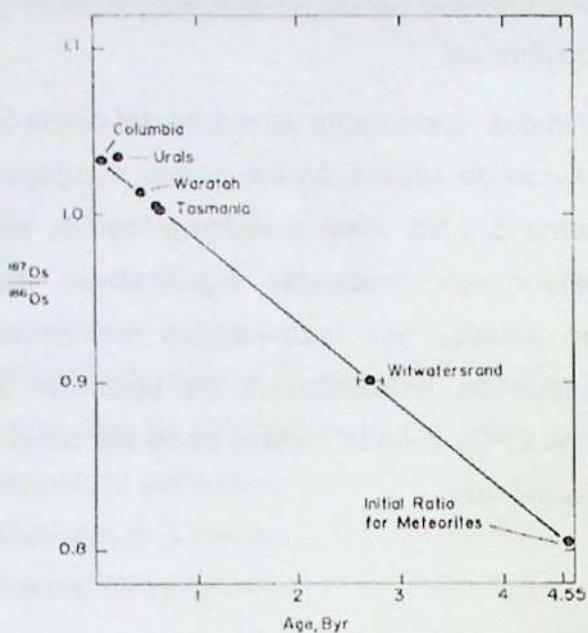


Figura 9: 1<sup>a</sup> Determinação da curva de evolução isotópica de Os para o manto longo do tempo, Allegre e Luck (1980).

#### 4.5 Estudo de depósitos do grupo da platina

Os Elementos do Grupo da Platina (PGE) ocorrem em estado nativo, ligas metálicas ou em sulfetos (platina, osmiridium, laurita  $\text{RuS}_2$  etc.), cujos jazimentos primários estão associados a corpos ígneos máficos e ultramáficos. Os minerais metálicos também são concentrados em depósitos de aluvião e sedimentos clásticos.

A ocorrência natural de PGE em minerais metálicos normalmente contém alta concentrações de Os mas pouco Re, o que causa uma razão Re/Os baixa. Consequentemente, a composição isotópica dos Os em pepitas de PGE é praticamente invariante com o tempo preservando razões  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  de suas fontes mantélicas.

Foster e Lambert (1996) e Lambert *et al.* (1998) e outros autores associaram a informação isotópica Re-Os, com o estudo de PGE e a geologia para entender a gênese de depósitos no qual possuam fases sulfetadas segregadas, como foi o caso do estudo do depósito de Ni-Cu-PGE de Kambala.

#### 4.6 Geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina (PGEs)

Como o Os é um dos elementos do grupo da platina (PGEs), que são constituídos adicionalmente pelo Rutênio (Ru), Ródio (Rh), Paládio (Pd), Irídio (Ir) e Platina (Pt), além do

Ouro (Au) que se associa a esses elementos. Geralmente o estudos petrológicos e metalogenéticos com o método Re-Os são realizados em conjuntos com os PGEs.

Os PGEs são divididos em dois grupos:

- Platinóides do grupo do Irídio, conhecido por IPGEs (*Iridium Platinóids Group Elements*). Fazem parte desse grupo o Os, Ir e Ru;
- Platinóides do grupo do Paládio, conhecido por PPGEs(*Paladium Platinóids Group Elements*), constituídos pelo Rh, Pt e Pd. O Au também é associado a este grupo. Esses elementos são fortemente fracionados em fases sulfetos e óxidos, e geralmente os IPGEs estão associados às cromitas como ligas ou sulfetos e os PPGEs a sulfetos de Fe, Ni e Cu (Rollison, 1989).

## 5.0 PETROGRAFIA

### 5.1 Vale do Rio Jacurici

Com o objetivo de selecionar as amostras coletadas nos dois complexos aquelas nas quais seriam realizadas as determinações isotópicas Re-Os, análises para elementos traços e do grupo da platina, procedeu-se as descrições petrográficas conforme a seguir.

A caracterização petrográfica das litologias dos corpos máfico-ultramáfico da região Vale do Rio Jacurici foram realizadas com base em 21 seções delgadas e 8 seções delgadas-polidas, selecionadas de furos de sondagens cedidos pela empresa FERBASA e, 3 dessas seções delgadas, cedidas pela Prof. Dra. Eliane Del Lama, que realizou o trabalho de pós-graduação nesta região.

Para a descrição petrográfica dos corpos do Vale do Rio Jacurici, será considerado a proposta estratigráfica realizada por Marques e Ferreira Filho (2003), como pode ser observado na figura 8. É importante comentar que as descrições petrográficas (tabela 2, em anexo II) foram realizadas a fim de dar base para as análises geoquímicas e não para caracterizar as zonas litológicas do complexo.

#### 5.1.1 Zona Inferior

Conforme apontado por Oliveira Junior (2001), as amostras desta zona são compostas por dois grupos de rocha. No primeiro grupo predomina olivina sobre o ortopiroxênio, geralmente serpentinizadas, o segundo grupo é predominado por ortopiroxênio e estão menos serpentinizadas.

Macroscopicamente as amostras dessa zona possuem coloração preta e esverdeada, possuem granulação fina, textura granoblástica e estrutura maciça. Nas seções delgadas é possível observar que rocha apresenta ainda textura cumulática reliquiar com granulação fina a média (cristais com 0,1 a 1,2 mm).

A rocha é composta predominantemente por serpentina, megacristais ortopiroxênio, clinopiroxênio e biotita. Localmente observa-se remanescentes e pseudomorfos de olivina (**Fotomicrografias 1 e 2**). Os minerais acessórios são anfibólio, opacos e espinélios. Observa-se ainda venulações e fraturas preenchidas por talco, serpentina, carbonatos e minerais opacos desseminados.

A serpentina forma uma malha por toda a rocha, constituindo até 90% da mineralogia, também apresenta-se em fraturas, é oriunda da substituição da olivina e do ortopiroxênio. O ortopiroxênio e o clinopiroxênio (5%) são subdiomórficos a xenomórficos, fraturados e com inclusões de opacos e espinélio. O anfibólio (3%) possui coloração esverdeada, oriundo da substituição do clinopiroxênio e xenomórfico (Fotomicrografia 3). Minerais opacos (2%) são xenomórficos a subdiomórficos, concentrados em veios ou disseminados na matriz, provavelmente são cromita e magnetita.

### 5.1.2 Zona Inferior – Piroxenitos com cromita disseminada

As rochas desse nível possuem coloração cinza e preto, pouco alterada, estrutura orientada e textura lépido-granoblástica e porções grano-lépidoblástica, que estão associadas ao metassomatismo.

Microscopicamente estão parcialmente serpentinizada, apresentando textura cumulática reliquiar, composta predominantemente de clinopiroxênio, anfibólio, biotita, minerais opacos, serpentina, talco e clorita concentradas em venulações.

O clinopiroxênio (diopsídio) e o anfibólio (hornblenda) são granulares, subdiomórficos (até 80%), com inclusões de minerais opacos, observa-se ainda a hornblenda substituindo o clinopiroxênio. A biotita (até 15%) é suidiomórfica e tabular. Serpentina substituindo o clinopiroxênio ou associada com a clorita, concentrada em lentes/fraturas.

Os minerais opacos (5%) são granulares e primários, representados por cromita, hematita e também, uma solução sólida desses dois minerais. Apresenta ainda minerais secundários nas lentes silicáticas/carbonáticas, tais como molibdenita, calcopirita e pirrotita.

Nas porções metassomatizadas, a rocha apresenta textura grano-lépidoblástica e granulação fina a média (cristais variando de 0,1 a 1,5 mm). Representa uma zona enriquecida em flogopita (metassomatismo potássico), onde esse mineral chega a compor 60% da rocha (Fotomicrografia 4), em algumas porções forma arcos poligonais e ocasionalmente apresenta minerais opacos na borda.

Essa zona também apresenta um enriquecimento em minerais opacos (20%), como primários observa-se cromita e magnetita (~13%), granulares, subdiomórfica, sendo que algumas cromitas possuem lamelas de magnetita e também inclusões da matriz silicática.

Observa-se ainda minerais secundários lenticularizados, como a molibdenita (~7%), cristais com 0,2 a 1,0 mm, lamelar, micácea, associada a flogopita, com inclusões de calcopirita e pirrotita, apresentando tanto concordante como discordante a foliação principal (**Fotomicrografia 5**). A calcopirita geralmente apresenta nas bordas ou inclusa na pirrotita, e esta, possui 2 gerações: uma mais pura, menos fraturada e uma segunda mais fraturada e com aspecto "sujo" (**Fotomicrografia 6**).

### 5.1.3 Zona Intermediária – Cromititos cumuláticos

Amostras dessa zona possuem baixo grau de alteração, coloração preta e compostas predominantemente de cromitas com textura cumulática, estrutura maciça, cristais idiomórficos a subidiomórficos representando em torno de 90% da mineralogia da rocha. Localmente observa-se fraturas preenchidas por fases silicáticas e algumas microestruturas, tais como concentrações anelares de cromitas e lentes de cromitas com estratificação plano-paralela.

Nas seções delgadas e delgadas polidas a textura cumulática é bem nítida, sendo a fase cumulus representada por cromitas idiomórficas a xenomórficas, algumas fraturadas com preenchimento da fase silicática da matriz. Na seção 5JcMa (**Fotomicrografia 8**), observa-se megacristais serpentinizados com inclusão de cromita (cristais poiquiliticos) e, bordejando esses cristais, cromitas maciças. Ainda é possível observar na seção 6JcMe, cromitas com bordas um pouco alterada para ferro-cromita (**Fotomicrografia 9**), outras apresentam inclusões de rutilo (**Fotomicrografia 10**) e magnetita.

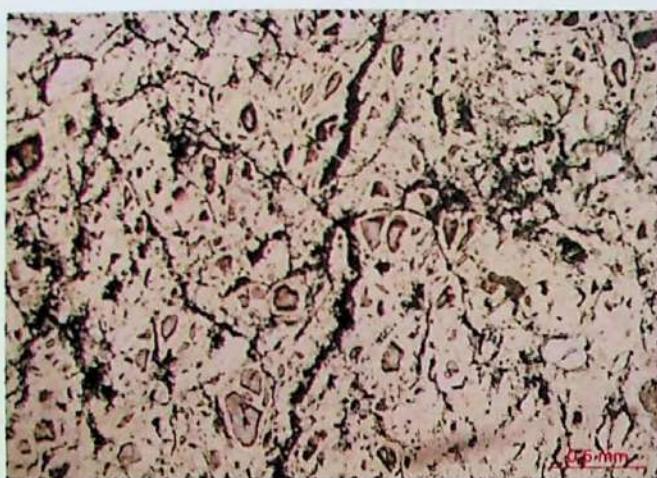
A fase intercumulus é representada por serpentina, (10%), que também encontra-se nas fraturas da rocha (**Fotomicrografia 7**), as vezes associada com talco e carbonato. Localmente observa-se cristais de anfibólio e piroxênio representando menos de 5% da rocha. Na lamina Mas110-06, observa-se que esses níveis silicáticos formam algumas lentes milimétricas (**Fotomicrografia 11**).

### 5.1.4 Zona Superior – Máfica

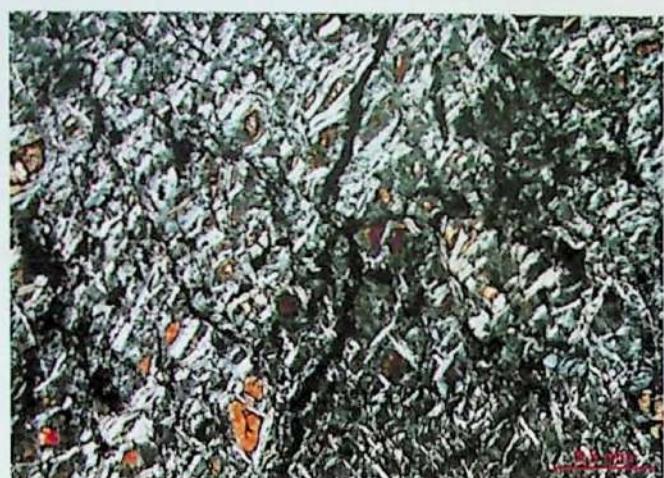
Amostras com fases minerais em baixo grau de alteração, com textura lépido-granoblástica, possui também porções com textura sub-ofítica preservada, a granulação é fina a média (cristais com 0,3 a 1,4 mm). Composta por biotita/flogopita subidiomórfica, cristais tabulares, marcando a foliação principal (20 a 30%), o clinopiroxênio é o diopsídio, em torno de

20% da rocha, subdiomórfico, localmente fraturado. O plagioclásio (45%) é subidiomórfico, com inclusões de biotita, extinção ondulante, devendo corresponder a andesina-labradorita, localmente são observados cristais pouco desenvolvidos entre o feldspato, identificado como anortoclásio (5%). Ainda observa-se plagioclásio sericitizado e também recristalizado (**Fotomicrografia 12**) ou com aspecto sujo, associado a carbonatos (**Fotomicrografia 13**). Os minerais acessórios são constituídos de zircão, apatita e titanita.

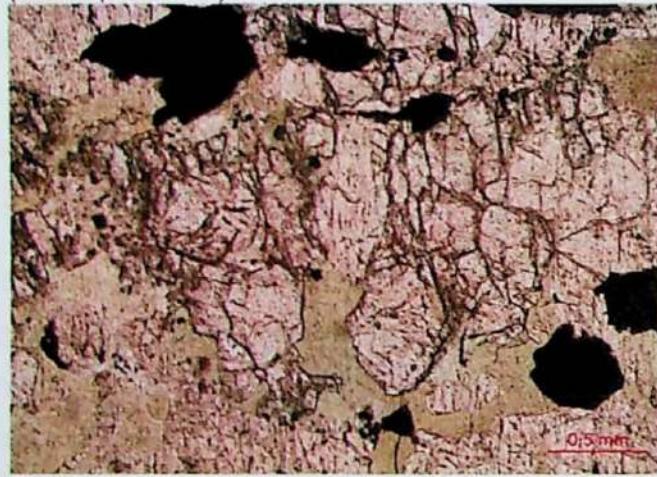
PRANCHA III – Fotomicrografias – CJC



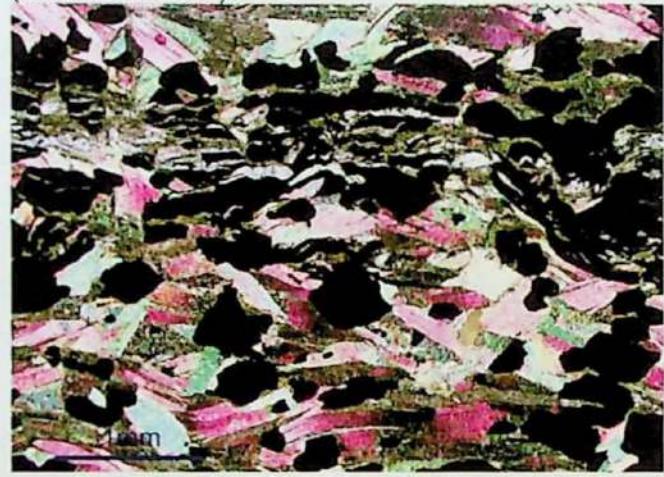
**Fotomicrografia 1:** Vm-88-01, Dunito serpentinizado com remanescentes de olivina (nicóis paralelos).



**Fotomicrografia 2:** Vm-88-01, Dunito serpentinizado com remanescentes de olivina (nicóis cruzados).



**Fotomicrografia 3:** Vm-88-03 – Anfibólio esverdeado associado a substituição do cpx.



**Fotomicrografia 4:** Vm-88-04 – Piroxenito metassomatizado com porção enriquecida em flogopita.



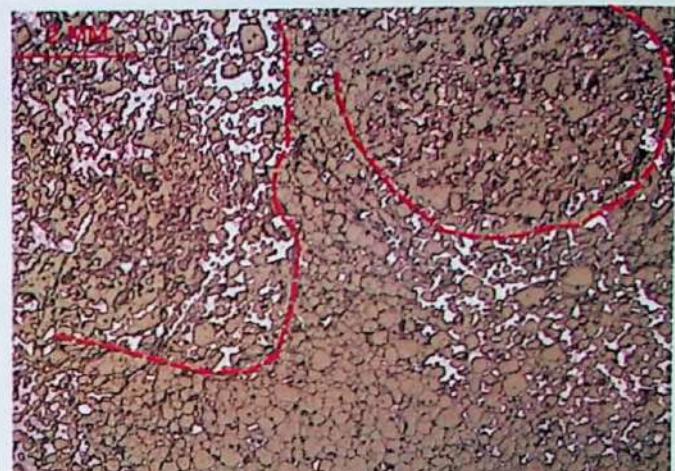
**Fotomicrografia 5:** Vm-88-04Bt – Região enriquecida em molibdenita difusa na matriz rica em flogopita, opacos são cromita, magnetita e calcopirita.



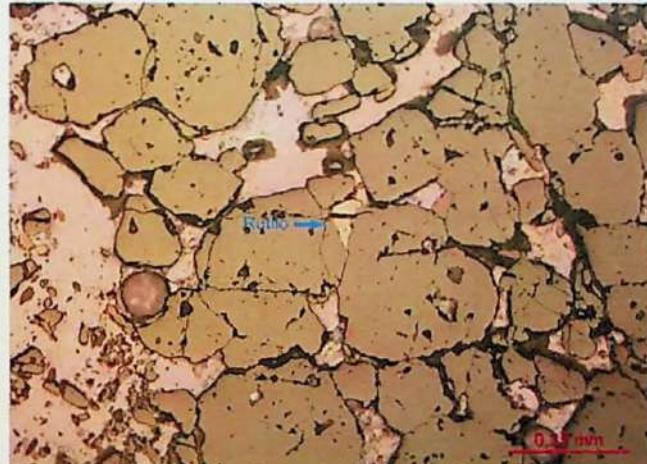
**Fotomicrografia 6:** Vm-88-05 - Crm-mt em contato com Po de 2 texturas, uma mais pura com lentes estiradas da matriz e uma segunda com aspecto "sujo". Ambas com inclusão de Cpy.



**Fotomicrografia 7: 7JcIp** – Cromititos com veios serpentiniticos.



**Fotomicrografia 8: 5Jcma** – Cristais poiquilíticos englobando cromitas e na porção inferior, cromitas com aspecto maciço.



**Fotomicrografia 9: Mas-110-06** – Cromitas com inclusão de rutilo.



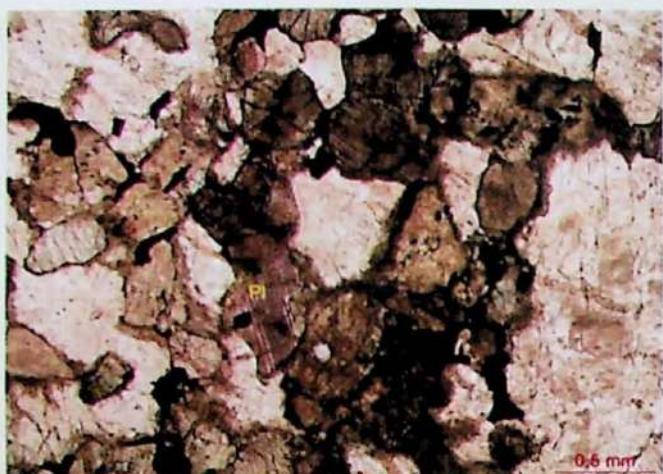
**Fotomicrografia 10: 6JcMe** – Cromitas com borda de alteração para ferro-cromita.



**Fotomicrografia 11: Mas-110-06** – Cromititos com lentes submilimétricas de fase silicática.



**Fotomicrografia 12: Vm-31** – Porção com recristalização de plagioclásio.



**Fotomicrografia 13: Vm-31 – Plagioclásio com aspecto sujo e porções com carbonatos.**

## 5.2 CAMPO FORMOSO.

### 5.2.1 Unidade do cromitito principal

Esse nível apresenta baixo grau de alteração, macroscopicamente os cromititos são maciços, coloração preta com venulações milimétricas de composição silicática (serpentina). No geral, as cromitas apresentam granulações mais grossas que as do CJC, com exceção da amostra analisada da mina de Cascabulho (2Cfcas).

Em seções delgadas e delgadas polidas, as cromitas, que representam aproximadamente 90% da rocha, são euhédricas a subeuhédricas, cor cinza avermelhada, bordas alteradas para ferro cromita (**Fotomicrografia 17**) e fraturas preenchidas pela matriz. Apresenta ainda inclusões submilimétricas de sulfetos, possivelmente pirita (**Fotomicrografia 16**).

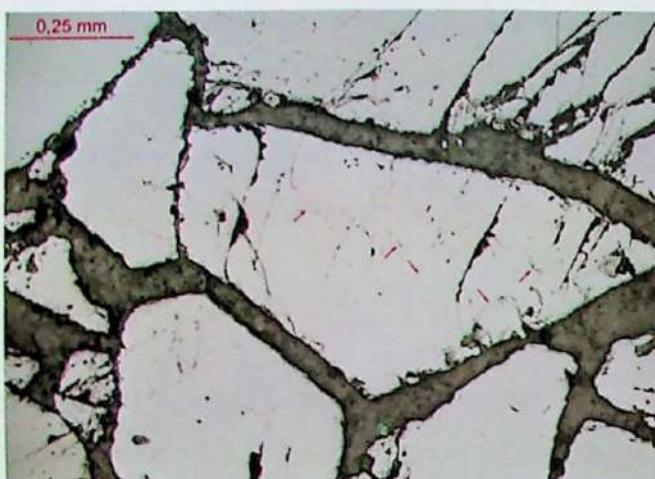
A fase intercumulus é representada por serpentina, anfibólio e possivelmente por clorita magnesiana rica em cromo, o clinocloro (10%). Esses minerais além da fase intercumulus, encontram-se preenchendo fraturas ou concentrados em aglomerados.

### 5.2.2 Unidade dos piroxenito

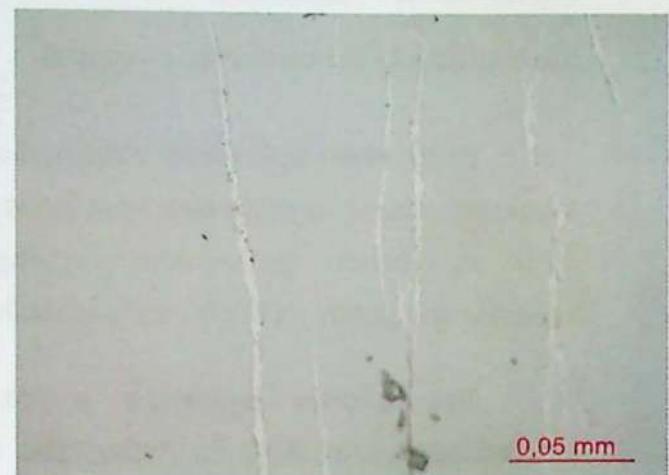
Macroscopicamente, as rochas desse nível apresentam grau médio de alteração, coloração cinza esbranquiçado, granulação média e textura nematoblástica.

Em seção delgada, é possível observar a textura cumulática reliquiar, representado por serpentina e ortopiroxênio (enstatita) (80%). Apresentam ainda minerais opacos, granulares, com bordas corroídas, possivelmente cromitas disseminadas (5%) que também apresenta-se associada a fase intercumulus (**Fotomicrografia 18**). Encontra-se ainda flogopita e cristais aciculares, incolor, possivelmente antofilita (5%).

PRANCHA IV – Fotomicrografias – CCF



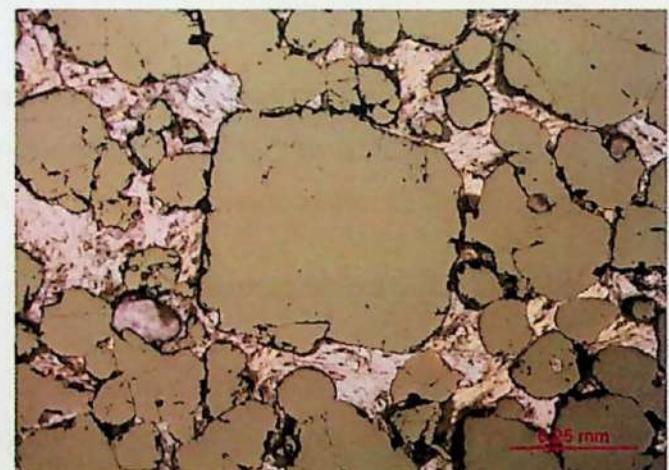
**Fotomicrografia 14:** Co-19-1b – Cromitas subidiomórficas, fraturadas com inclusões de magnetita.



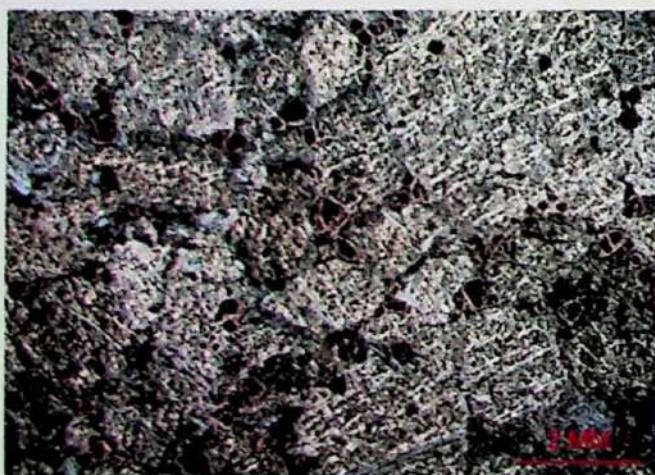
**Fotomicrografia 15:** Co-19-1b – Detalhes das lamelas magnetita.



**Fotomicrografia 16:** 2CFCas – Cromitas com inclusão de sulfeto, cortado por uma venula de magnetita.



**Fotomicrografia 17:** 2CFCas – Cromitas subidiomórficas com bordas alteradas para ferro-cromita e algumas fraturadas.



**Fotomicrografia 18:** Co-125-10 – Piroxênito cumulático serpentinizado, com cromita associada a fase intercumulus.

## 6.0 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

### 6.1 Re-Os

Os resultados obtidos com as análises isotópicas pelo método Re-Os pode ser observado na tabela 3 a seguir. Todas as amostras foram realizadas em duplicata, para obter um melhor controle analítico.

Tabela 3: Dados Isotópicos Re-Os.

Campo Formoso										
Amostra	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	Erro	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	Erro	$\gamma_{\text{Os}} (2 \text{ Ga})^1$	$\gamma_{\text{Os}} (3 \text{ Ga})^2$	$T_{\text{RD}} (\text{Ma})$	$T_{\text{MA}} (\text{Ma})$
1cfco	0,162	46,22	0,0169	$\pm 0,0007$	0,1064	$\pm 0,0002$	-6,7	-0,8	3002	3130
1cfco	0,146	47,04	0,0149	$\pm 0,0019$	0,1078	$\pm 0,0003$	-5,4	0,6	2804	2910
2cfcas	0,122	43,2	0,0135	$\pm 0,0033$	0,1113	$\pm 0,0005$	-2,2	4	2297	2376
2cfcas	0,131	46,1	0,0136	$\pm 0,0033$	0,1098	$\pm 0,0002$	-3,6	2,5	2515	2601
3cfca	0,136	60,82	0,0107	$\pm 0,0007$	0,1058	$\pm 0,0002$	-7	-1,1	3086	3168
3cfca	0,163	50,19	0,0156	$\pm 0,0017$	0,1053	$\pm 0,0002$	-7,6	-1,8	3150	3274

Vale do Rio Jacurici										
Amostra	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	Erro	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	Erro	$\gamma_{\text{Os}} (2000 \text{ Ma})^1$	$\gamma_{\text{Os}} (3000 \text{ Ma})^2$	$T_{\text{RD}} (\text{Ma})$	$T_{\text{MA}} (\text{Ma})$
4jcjv	0,032	110,52	0,0014	$\pm 0,0053$	0,1091	$\pm 0,0002$	-3,8	2,4	2617	2626
4jcjv	0,049	97,47	0,0024	$\pm 0,0018$	0,1089	$\pm 0,0002$	-4,1	2,2	2647	2663
5jcma	0,01	92,25	0,0005	$\pm 0,0302$	0,1108	$\pm 0,0006$	-2,3	4,1	2375	2378
5jcma	0,017	94,31	0,0009	$\pm 0,0199$	0,1095	$\pm 0,0003$	-3,5	2,8	2565	2570
6jcme	0,036	72,09	0,0024	$\pm 0,0039$	0,1111	$\pm 0,0002$	-2,1	4,3	2323	2336
7jcip	0,002	65,25	0,0001	$\pm 0,0034$	0,11	$\pm 0,0002$	-3	3,3	2489	2489
7jcip	0,003	61,62	0,0003	$\pm 0,0027$	0,1099	$\pm 0,0002$	-3,1	3,2	2505	2506
8jcln	0,018	55,83	0,0015	$\pm 0,0049$	0,1093	$\pm 0,0002$	-3,7	2,6	2589	2599
8jcln	0,035	56,77	0,0029	$\pm 0,0017$	0,1094	$\pm 0,0003$	-3,6	2,6	2578	2597

Obs. Dados de isótopos Re e Os analisados a partir da concentração de cromitas de Campo Formoso e Vale do Rio Jacurici. O erro é  $2\sigma$ . Valores de  $\gamma_{\text{Os}}$  são calculados com valores definidos por Shirey and Walker (1998) e valores  $\lambda$  para  $^{187}\text{Re}$  de  $1.666 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$  (Smoliar *et al.*, 1996). Dados apresentados por Kirk *et al.* 2008.

Conforme apresentado na tabela 03, as análises Re-Os revelam baixas concentrações de Re e altas concentrações de Os, sendo os valores respectivos 0,122-0,162 e 43-61 (CCF) e 0,002 – 0,049 e 56-111 (CJC) respectivamente, indicam que esses minerais preservam as

características dos magma a partir dos quais as cromitas se cristalizaram, guardando correspondências com as razões das fontes mantélicas.

As idades calculadas situam o CCF no paleoarqueano (3274 Ma, valor mais antigo) e o CJC no neoarqueano (2663 Ma valor mais antigo). Valores de  $\gamma_{Os}$  para idades de 3.0 a 2.0 Ga. situam-se entre 4.1 à -7.6 para o CCF e 4.3 à -4.1 para o CJC.

## 6.2 PGEs

Na tabela 4 se encontram os resultados (ICP-MS, Actlabs, Canadá) para os concentrados de cromita, e na tabela 5, os resultados para rocha total de cromititos e outras rochas associadas.

Tabela 4 – Teor dos Elementos do Grupo da Platina – PGE

Campo Formoso - CFC									
Amostra/Elemento	Os (Média) ppb	Re (Média) ppb	Ir ppb	Ru ppb	Rh ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Re ppb
1 Cfco	46,6	0,154	23	91	15	2	11	< 1	< 1
2 Cfcas	44,7	0,126	36	222	114	138	46	< 1	< 1
3 Cfca	55,5	0,149	17	69	8	1	4	2	< 1

Vale do Rio Jacurici - CJC									
Amostra/Elemento	Os (Média) ppb	Re (Média) ppb	Ir ppb	Ru ppb	Rh ppb	Pt ppb	Pd ppb	Au ppb	Re ppb
4 JcJU	104,0	0,040	47	121	14	3	2	< 1	< 1
5 JcMa	93,3	0,013	22	66	6	8	5	< 1	< 1
6 JCMC	72,1	0,036	10	40	3	1	2	< 1	< 1
7 JcIp	63,4	0,003	12	53	6	9	5	< 1	< 1
8 JcLN	56,3	0,026	14	57	5	1	2	< 1	< 1

Limites de detecção=1 ppb. Dados apresentados por Kirk *et al.* (2008)

Os valores de Au e Re não foram detectados devido à baixas concentrações (menores que 1 ppb). No geral, as concentrações de PGEs em Campo Formoso são maiores que no Vale do Rio Jacurici. Com exceção do elemento Os, para ambos complexos tem-se concentrações de Ru>Rh, Os>Pt, Ir, Pd. Esse padrão guarda similaridade com os resultados obtidos por Lord *et al.* (2004) para Ipueira-Medrado e serão melhor avaliados em conjunto com os resultados em análise das amostras de rocha total. Os valores para EPG da amostra 2CfCas são anômalos, que deve estar associado a processos magmáticos, tais como alteração para ferro-cromita e

cristais mais fraturados, como observado nas fotomicrografia 16 e 17, no capítulo de petrografia.

Tabela 5 – Teor dos Elementos do Grupo da Platina (Rocha Total).

Vale do Rio Jacurici – CJC										
Amostra	Rocha	Nivel	Os ppb	Ir ppb	Ru ppb	Rh ppb	Pt ppb	Pd ppb	Re ppb	Au ppb
MAS 110-02	Gabro	Superior	0	1	4	1	2	5	1	1
MAS 110-06	Cromitito	principal	0	47	179	18	35	122	1	1
VM 88-04 SF	Piroxenito	Base	0	2	5	1	2	2	1	1
VM 88-04 BT	Piroxenito	Base	0	5	20	3	11	25	2	1
VM 88-06	Cromitito	Principal	0	81	272	20	9	6	1	18
1P 328-04	Metagabro	Superior	0	1	1	1	1	1	1	1
1P 328-09	Serpentinito	Base	0	1	4	1	5	1	1	1
Campo Formoso - CCF										
Cas-08	Piroxenito	Base	0	1	1	1	4	1	1	1
Co 19-01B	Cromitito	Principal	0	73	195	13	4	3	1	1
Co-125-10	Piroxenito	Base	0	10	24	5	4	1	1	1
Limites de detecção=1 ppb. Dados apresentados por Kirk <i>et al.</i> (2008)										

Como é observado na tabela 4, para os cromititos do CJC, as concentrações variam de 47 a 81 ppb (Ir), 179 a 272 ppb (Ru), 18 a 20 ppb (Rh), 9 a 35 ppb (Pt), 6 a 122 ppb (Pd), 1 ppb (Re) e 1 a 18 ppb Au. Já para os outros litotipos, os teores são 1 a 5 ppb (Ir), 1 a 20 ppb (Ru), 1 a 3 ppb (Rh), 1 a 11 ppb (Pt), 1 a 25 ppb (Pd), 1 a 2 ppb (Re) e 1 ppb de Au.

Já para CCF, observa-se na amostra de cromitito analisada 73 ppb (Ir), 195 ppb (Ru), 13 ppb (Rh), 4 ppb (Pt), 3 ppb (Pd), 1 ppb (Re) e 1 ppb (Au). Nas as amostras de piroxenitos os teores são, 1 a 10 ppb (Ir), 1 a 24 ppb (Ru), 1 a 5 ppb (Rh), 4 ppb (Pt), 1 ppb (Pd), 1 ppb (Re) e 1 ppb (Au).

### 6.3 Geoquímica

Para o conjunto completo das análises geoquímicas em rocha total (maiores, menores, traços, terras raras e metais preciosos) foram selecionadas 6 amostras do corpo de Varzea do Macaco, os resultados com os teores de Au, Pt, Pd, Cu e Ni estão listados na tabela 6 abaixo.

Tabela 6: Metais nobres para o corpo de Varzea do Macaco

Amostras/Elementos	Au* (ppb)	Pt** (ppb)	Pd** (ppb)	Cu*** (ppm)	Ni**** (ppm)
vm-88-01	1	1,2	0,4	10	2500
vm-88-02	2	2,5	1	10	4900
vm-88-03	5	25	13,5	190	4660
vm-88-04SF	1	2,6	5,8	10	3240
vm-88-04BT	5	9,2	20,6	60	1710
vm-88-05	4	159	11,2	750	3620

\* Limites de detecção \* = 1 ppb; \*\* 0.1 ppb; \*\*\* 10 ppm; \*\*\*\* 20 ppm

A tabela 6 revela teores de entre 1 e 5 ppb (Au), 1,2 a 159 ppb (Pt), 0,4 a 20,6 ppm (Ni) e 1710 a 4900 ppm (Ni).

Os demais resultados das análises foram encaminhados pelo laboratório ActLabs somente no dia 12 de novembro de 2008, o que impossibilitou que os dados pudessem ser melhor tratados e devidamente correlacionados com as informações isotópicas disponíveis, como estava previsto no relatório de progresso, tendo em vista a data final para ser entregue a monografia final (14/11/08).

Neste contexto, nossa opção foi de apresentar apenas os dados relativos as análises de metais nobres, uma vez que se relacionam mais diretamente com as características geoquímicas das fontes mantélicas desses complexos e apresentam maior possibilidade de fornecer indicações quanto ao potencial metalogenético dos PGEs nos corpos relacionados.

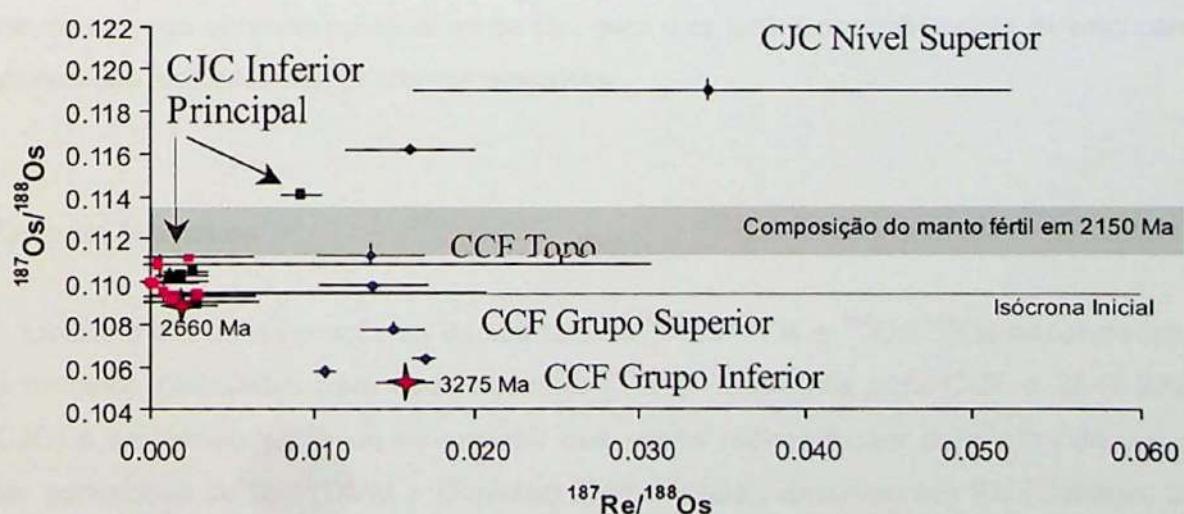
## 7.0 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

### 7.1 Re-Os

De acordo com a tabela 3, percebe-se que as razões isotópicas  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  das amostras do CCF são menores que as razões das amostras do CJC, estando em conformidade com o contexto geológico mais antigo do Bloco Gavião, apresentado no ítem relacionado a geologia regional. Estas razões determinam idades modelos mais antigas para este complexo, mesoarqueanas (3.0 a 3.1 Ga), revelam também valores de  $\gamma_{\text{Os}}$  mais negativos, em torno de -6. Já as amostras do Rio Jacurici, as idades Re-Os são mais novas, Neoarqueana a Paleoproterozóica (2.1 a 2.6 Ga.) e apresentam valores de  $\gamma_{\text{Os}}$  variando de -1 a -3. Estes padrões já são suficientes para diferenciar cronologicamente esses dois complexos, o que até hoje não estava descrito na literatura. Essa diferença de idades e na geoquímica do par Re-Os permite concluir que são dois complexos distintos formados segundo diferentes contextos cronológicos e geotectônicos.

As razões  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  e  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  obtidas em cromitas não permitiram construir isócrona, porque conforme observa-se na figura 10, há uma dispersão dos dados, provavelmente face à processos pós magmáticos que podem ter mudado a composição isotópica desde a idade de cristalização. No entanto, essas razões indicam que as cromitas preservaram as características dos magmas a partir das quais se cristalizaram, guardando correspondências com as razões das fontes mantélicas, conforme já apresentado na apresentação de dados da tabela 3.

### Composição Isotópica Re-Os

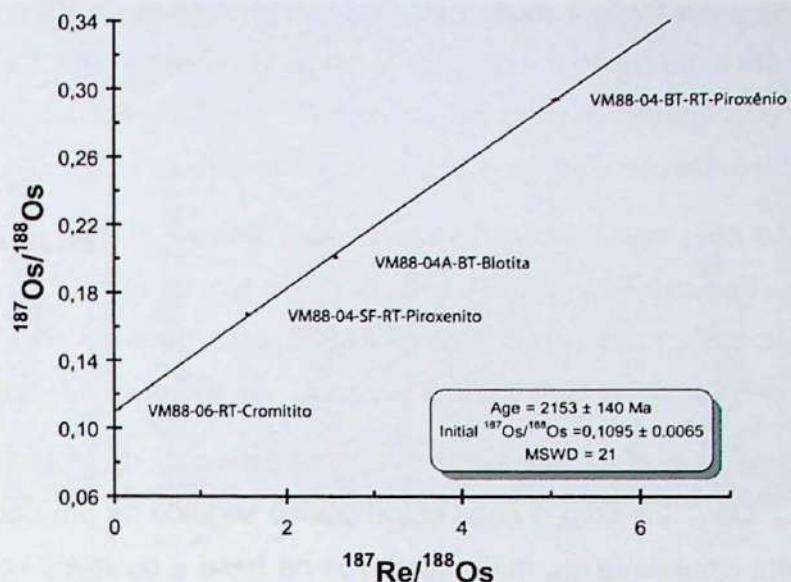


A distribuição das razões também revela um controle estratigráfico, como pode ser observado na figura 9, as cromitas de CCF, de acordo com as razões obtidas, se distribuem em 3 grupos distintos (inferior, superior e topo). Para o CJC, este padrão é evidenciado quando adiciona-se os dados do trabalho de Marques *et al.* (2003), separando o grupo de amostras em 2 conjuntos (principal e superior). As amostras com as razões mais baixas (4JcJv – Logradouro do Juvenal) para CJC e (3CCFa – Camarinha) para CCF possuem composições isotópicas mais próximas ao magma progenitor.

A variação de razões  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  e  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  e consequentemente idades, tanto para CJC como para CCF, pode estar associada à perda de Re durante eventos metamórficos (serpentinização) pós-cristalização, conforme aponta Marques *et al.* (2003), tornando a idade modelo mais jovem que a idade verdadeira. Garuti *et al.* (2007) aponta que processos hidrotermais pós-magmáticos alteraram os cristais de cromitas no CCF, permanecendo inalterado somente os PGM que estavam nos núcleos da cromita, o que provavelmente pode ter em algum grau modificado as razões  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ .

Para o distrito de Varzea do Macaco, um com claras evidências de campo de remobilização e reconcentração de sulfetos por processos metassomáticos, tem-se a isócrona apresentada na figura 11, que foi realizada com base em três determinações em rochas totais (1 cromitito e 2 piroxenitos) e uma fase mineral (biotita), a idade obtida é 2153 Ma, representando a idade de fechamento do sistema Re-Os associado a este evento. A composição inicial  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  dessa isócrona fornece um valor de 0.1095.

### Diagrama isocrônico Re-Os Várzea do Macaco



**Figura 11:** Diagrama isocrônico para o distrito de Varzea do Macaco (Kirk *et al.* 2008b)

Este valor é mais jovem que as idades modelos encontradas nas cromitas, pode estar associado a metassomatismo potássico devido a colocação do Sienito de Itiúba. As amostra Vm-88-04Bt está metassomatizada com formação de flogopita conforme apontado no capítulo de petrografia e a idade obtida registra este evento, que é concordante com a idade obtida por Conceição *et al.* (2003).

O erro relativamente alto desta isócrona (140 Ma) pode estar associado a formação de sulfetos secundários, como pirrotita, calcopirita e molibdenita, principalmente este último, que geralmente carrega concentrações altas de Os, sem que tenha ocorrido neste evento completa homogenização isotópica das diferentes amostras.

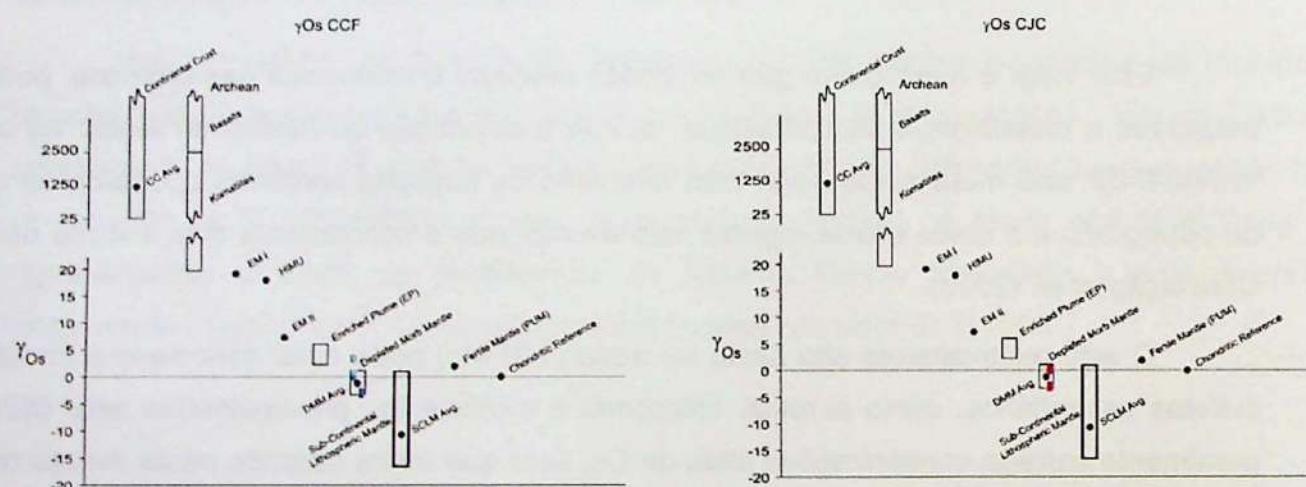
#### 7.1.1 Origem Mantélica

Levando em consideração as baixas razões  $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$  e  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  encontradas, e as idades modelos calculadas para cada depósito (3150 – 2297 Ma para CCF e 2647-2323 Ma para CJC) e as razões  $\gamma_{\text{Os}}$ , pode-se assumir que essas rochas foram derivadas de um manto superior convectivo do tipo (DMM – Depleted Morb Mantle), exaurido em Re (Carlson, 2005 e Lambert *et al.* 1994), como é ilustrado na figura 12.

Outra fonte para as rochas dos complexos estudados seria uma derivação de manto litosférico sub-continental (SCLM, figura 12) como indicado no trabalho de Marques *et al.* (2003), mas essa fonte é muito heterogênea em termos de Re e Os, resultado de sua história metassomática, de fusão e extração de magmas (Walker 1989, Carlson e Irvine 1994). Devido a essas características, a variação da razão  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  encontrada, impossibilita determinar a idade de cristalização com exatidão, se for considerada essa fonte.

De outra parte, as características geoquímicas do CJC apontadas por Oliveira Jr. (2001) e Marque e Ferreira Filho (2003), tais como alto teor de Fo nas Olivinas, bandamentos cílicos e críptico, espessura dos níveis de cromititos, teores elevados de elementos terras raras leves e geoquímica compatível com toleítos sugerem que essas rochas tem como fonte DMM.

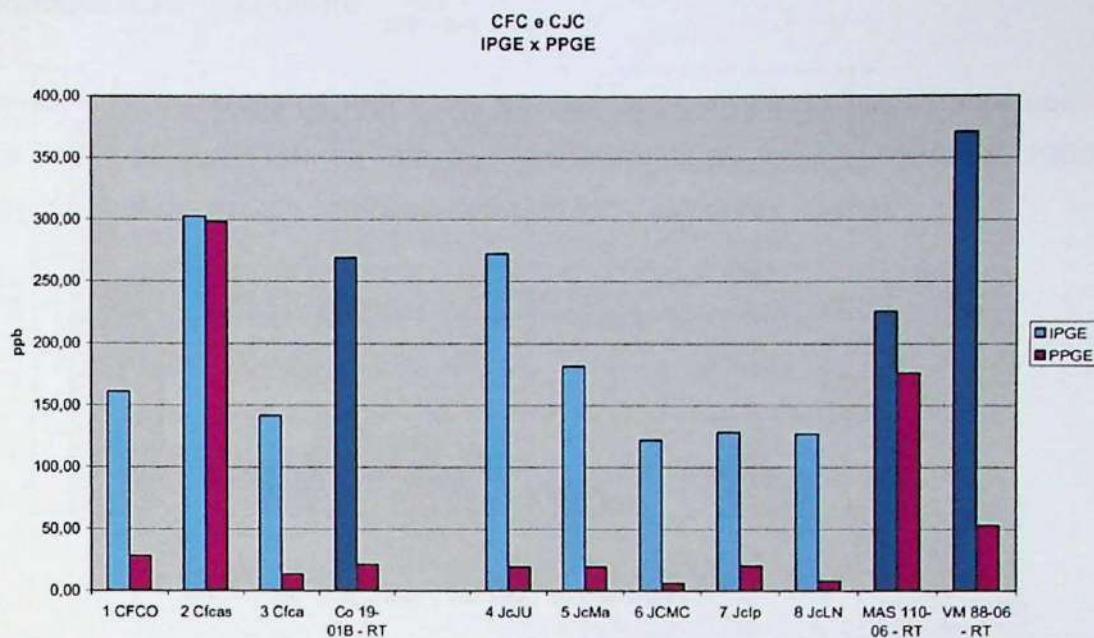
Marques *et al.* (2003) também aponta para o *sill* de Medrado-Ipueira (CJC) um aumento da razão  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  com o nível estratigráfico seguido de um decréscimo da concentração de Os, também apresenta  $\gamma_{\text{Os}}$  mais negativos na base e positivos no topo, que segundo autores, seria o resultado de 30% de contaminação crustal.



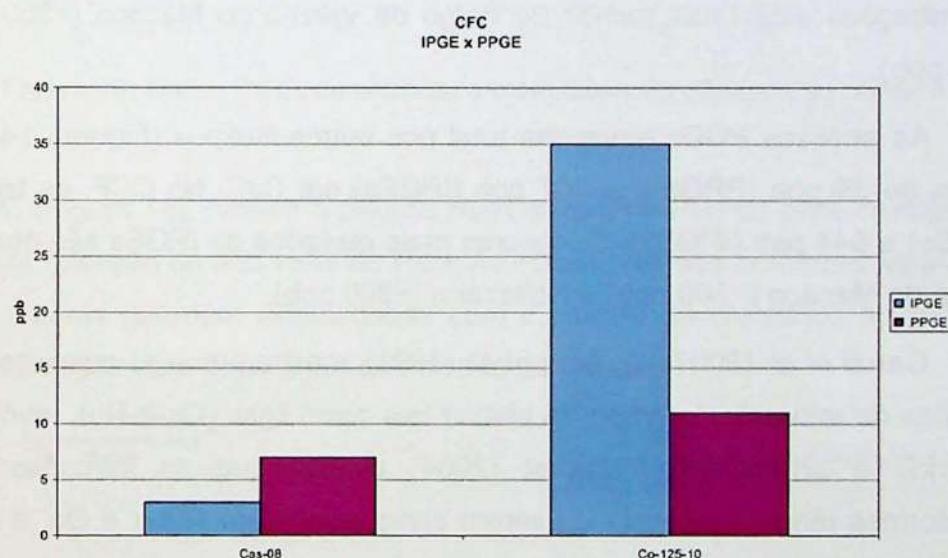
**Figura 12:** Variação do  $\gamma_{\text{Os}}$  em vários tipos de rochas, CCF (2.0 e 2.5 Ga) e CFC (2.5 e 3.0 Ga), calculados a partir da razão  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ , usando um valor para o manto presente de 0,127 (Shirey and Walker, 1998; Pearson *et al.*, 1999). Obs. Azul mais claro, amostra 2CFCas.

## 7.2 PGEs

Os resultados obtidos nas amostras de cromititos e litotipos associados sugerem que em ambos complexos há um enriquecimento em IPGEs (Figuras 13, 14 e 15), sendo este mais elevado nos níveis de rochas com maior porcentagem modal de cromita (ex. cromitito) do que nas outras rochas dos complexos (Figura 14 e 15).



**Figura 13:** Teores PGEs em concentrados de cromitas e cromititos rocha total (barras em azul escuro).



**Figura 14:** Teor de PGEs em piroxenitos rocha total.

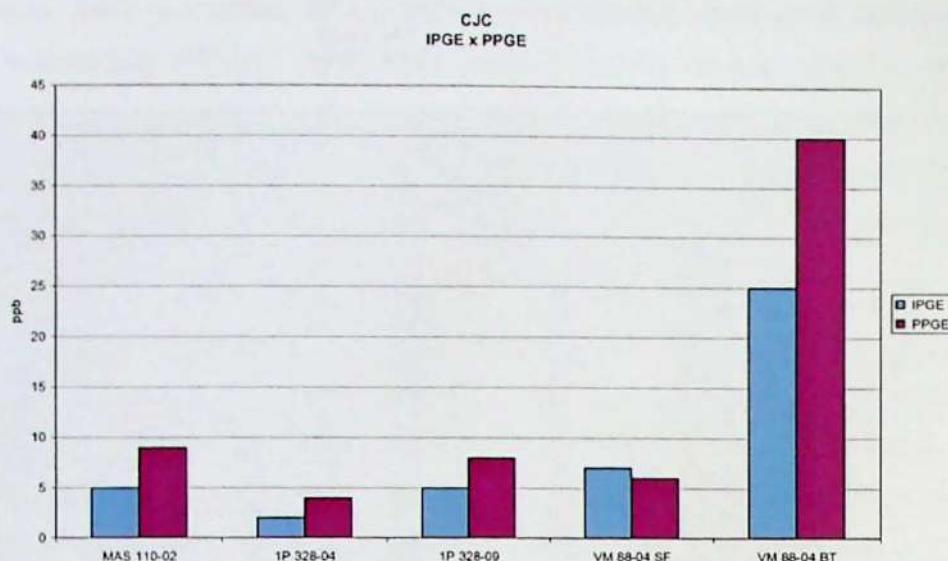


Figura 15: Teor de PGEs em rocha total.

Para os concentrados de cromitas (figura 13), a soma dos PPGEs é 339 ppb e dos IPGEs 604,8 ppb em CCF, no CJC temos 72 ppb e 830,6 ppb respectivamente. As maiores concentrações estão nas rochas do corpo de Varzea do Macaco (>350 ppb) e Cascabulhos (~300 ppb).

As análises PGEs em rocha total nos outros litotipos (Figuras 14 e 15), apresentando valores de 39 ppb (PPGEs) e 307 ppb (IPGEs) em CJC. No CCF, os teores são de 296 ppb (PPGEs) e 641 ppb (IPGEs). Os valores mais elevados de IPGEs são observados no corpo de Várzea do Macaco (~360 ppb) e Coitezeiro (~300 ppb).

Garuti *et al.* (2007) e Garuti *et al.* (1991), mostram que as cromitas geralmente possuem inclusões de minerais do grupo da platina tais como ligas (Os-Ir-Ru), laurita e erlichmanita (Ru, Os, Ir)<sub>2</sub>S<sub>3</sub> e antimonides. Naldret (2004) explica que as intrusões maficas-ultramáficas estratiformes têm a tendência de serem enriquecidos em Ru, Ir e Os, e empobrecidas em Ni, Cu, Pt, Pd e Au, sendo um dos fatores para esse enriquecimento o coeficiente de partição (cristal/magma) desses elementos.

A influência dos IPGEs e o coeficiente de partição desse grupo de elementos podem explicar os altos teores nos níveis principais de cromitito e também o enriquecimento em IPGEs observado nessas amostras.

### 7.2.1 – Normalização ao condrito

Geralmente os dados de PGEs são apresentados de modo semelhante aos dados de Elementos Terras Raras (ETR), ou seja, são padronizados ao condrito (Naldrett, 1980) e então são construídas curvas padrão conforme apresentado nas figuras abaixo.

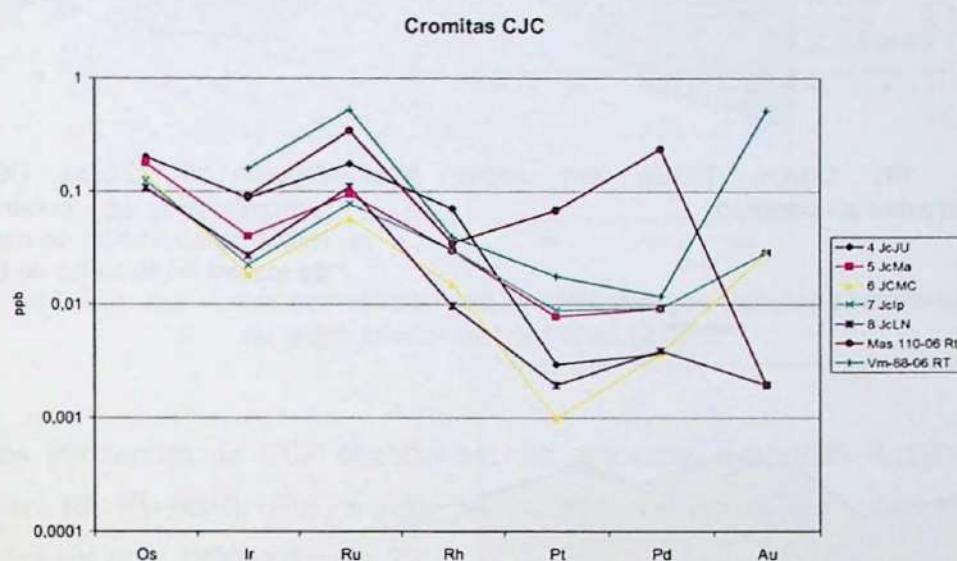


Figura 16: Dados PGEs de cromitas e cromititos normalizados ao condrito.

No CJC (Figura 16), tem-se o padrão Ru>Os>Ir>(Rh+Pt+Pd) para cromitas e cromititos rocha total, com exceção do alto valor de Pd e Au observado nas amostras Mas-110-06 e .Vm-88-06. Esses valores guardam similaridades com o padrão de cromititos do grupo principal e inferior encontrado por Lord *et al.* (2004) no distrito de Ipueira.

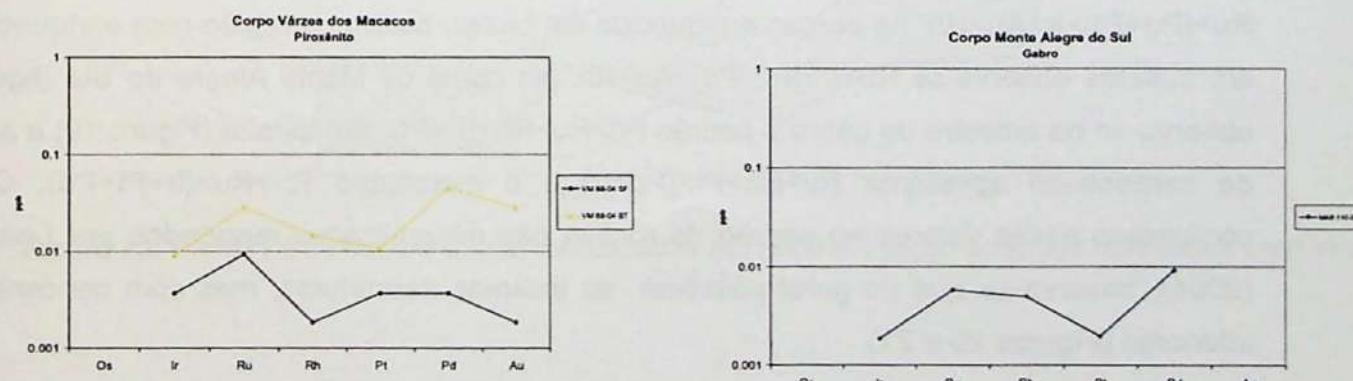
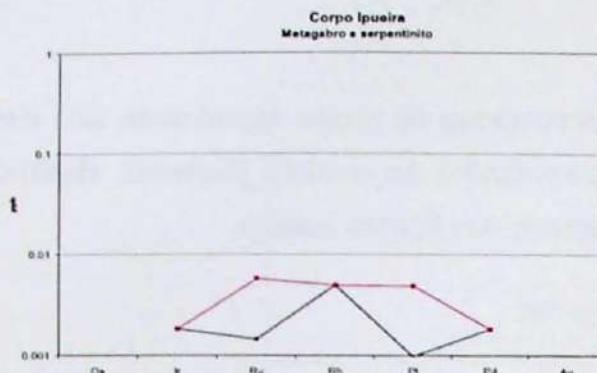
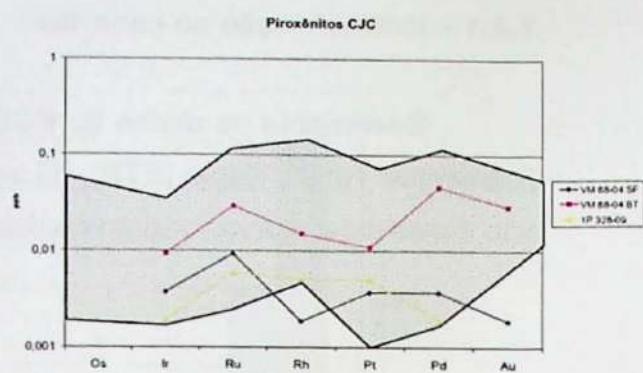


Figura 17: Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito.

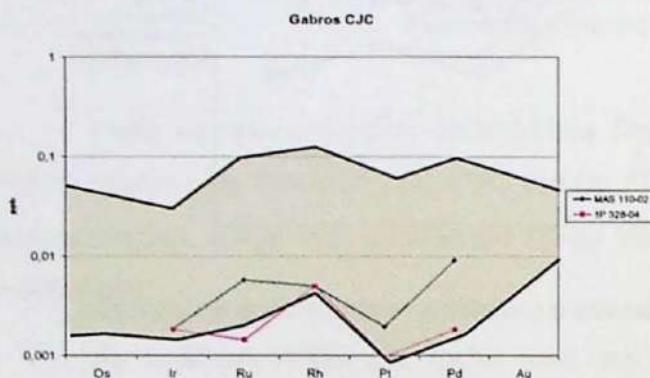
Fig. 18: Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito.



**Figura 19:** Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito.



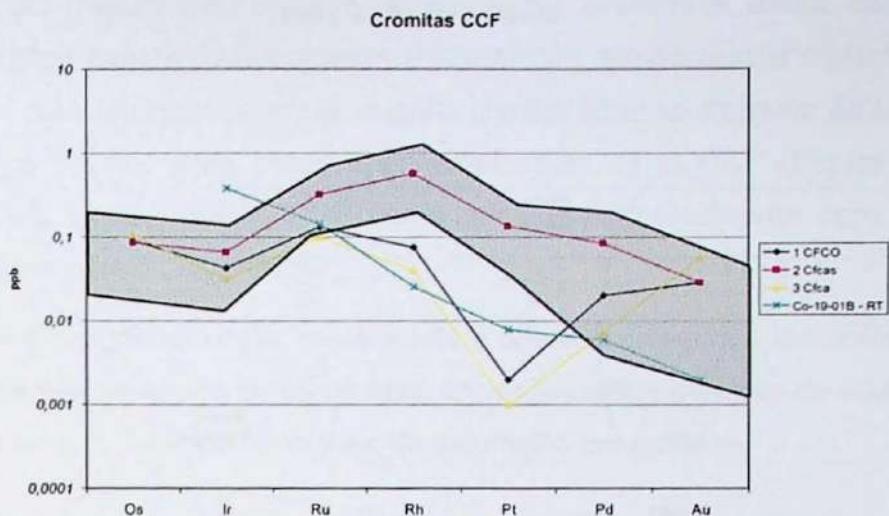
**Figura 20:** Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito. Porção achurada referente ao padrão de rochas silicáticas do corpo de Igueira no trabalho de Lord *et al.* (2004).



**Figura 21:** Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito. Porção achurada referente a Lord *et al.* (2004).

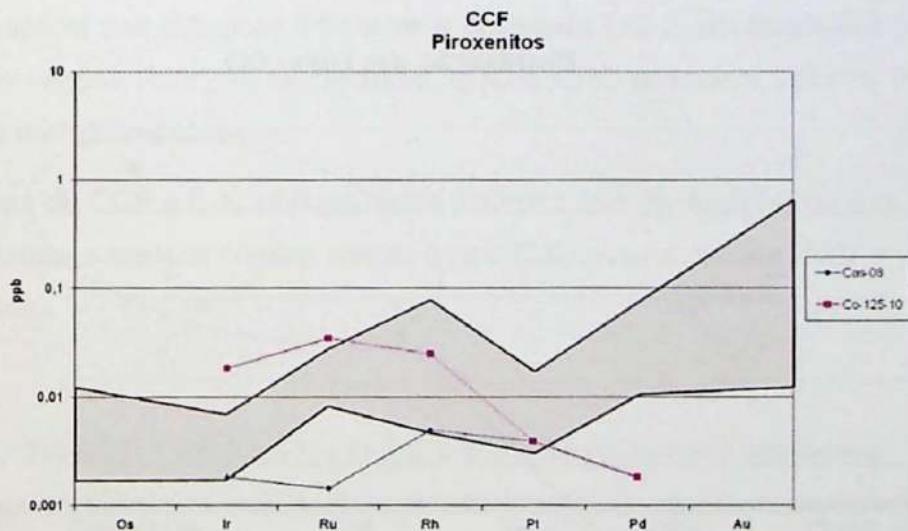
No corpo Varzea do Macaco (Figura 17), observa-se piroxenitos com  $\text{Ru} > (\text{Pd} + \text{Pt}) > \text{Ir} > \text{Au} > \text{Rh}$ , na porção enriquecida em biotita, porém na região com enriquecimento em sulfetos observa-se  $\text{Ru} > \text{Ir} > (\text{Pt}, \text{Pd}) > \text{Au} > \text{Rh}$ . No corpo de Monte Alegre do Sul (figura 18) observa-se na amostra de gabro o padrão  $\text{Pd} > \text{Ru} > \text{Rh} > (\text{Ir} + \text{Pt})$ . Em Igueira (Figura 19) a amostra de serpentinito apresenta  $\text{Ru} > \text{Rh} > \text{Pt} > (\text{Pd} + \text{Ir})$  e o metagabro  $\text{Rh} > \text{Ru} > (\text{Ir} + \text{Pt} + \text{Pd})$ . Quando comparado esses valores ao padrão de rochas não mineralizadas reportados por Lord *et al.* (2004), observa-se que no geral possuem as mesmas assinaturas, mas com concentrações inferiores (Figuras 20 e 21).

Em CCF, de acordo com os dados normalizados ao condrito (Figura 22), tem-se  $\text{Ru} > (\text{Os} + \text{Ir}) > \text{Rh} > (\text{Pt}, \text{Pd})$ . Quando comparado ao padrão estabelecido para os cromititos de Cascabulho por Lord *et al.* (2004) (porção achurada no gráfico), percebe-se que os cromititos de Coitizeiro e Camarinha possuem menores concentrações de Rh e Pt.



**Figura 22:** Dados PGEs de cromitas normalizados ao condrito. Porção achurada referente aos cromititos do grupo inferior de Lord *et al.* (2004).

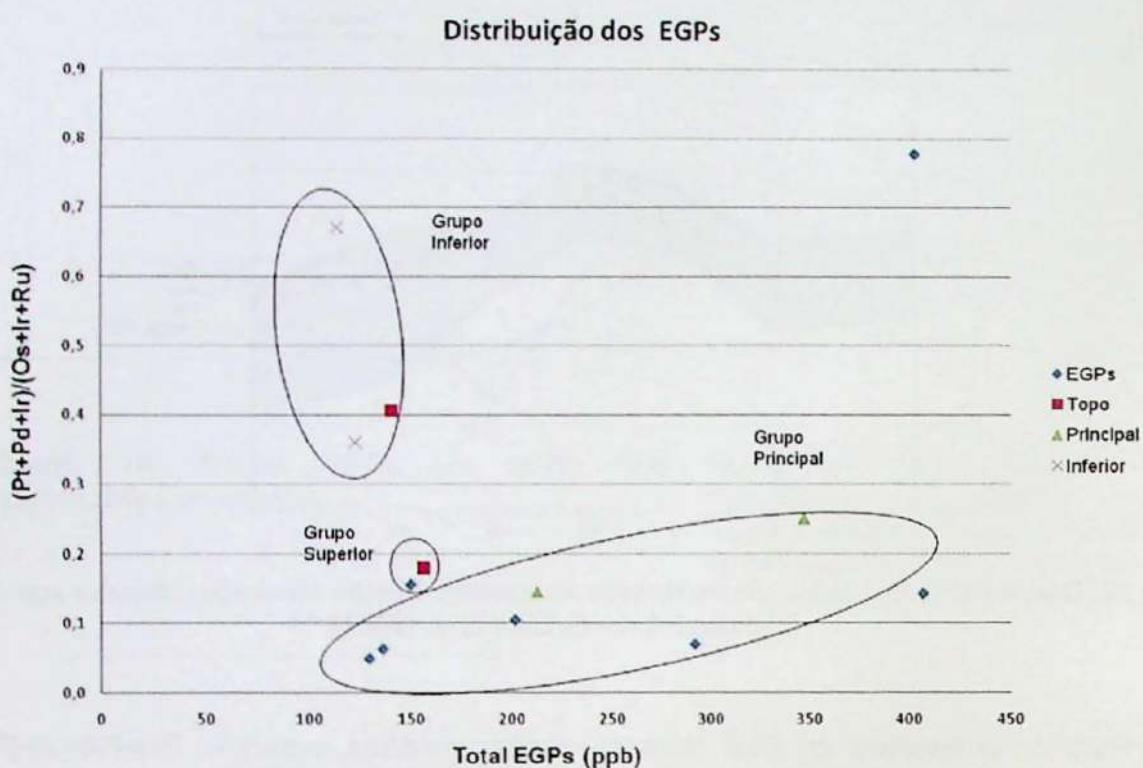
Para os piroxenitos do CCF observa-se nas amostras o padrão Ru>Rh>Ir>(Pt+Pd) e para Coitezeiro Rh>Pt>Pd>(Ir+Ru), sendo os valores de Pd e Ru inferiores ao padrão encontrado por Lord *et al.* (2004) (Figura 23).



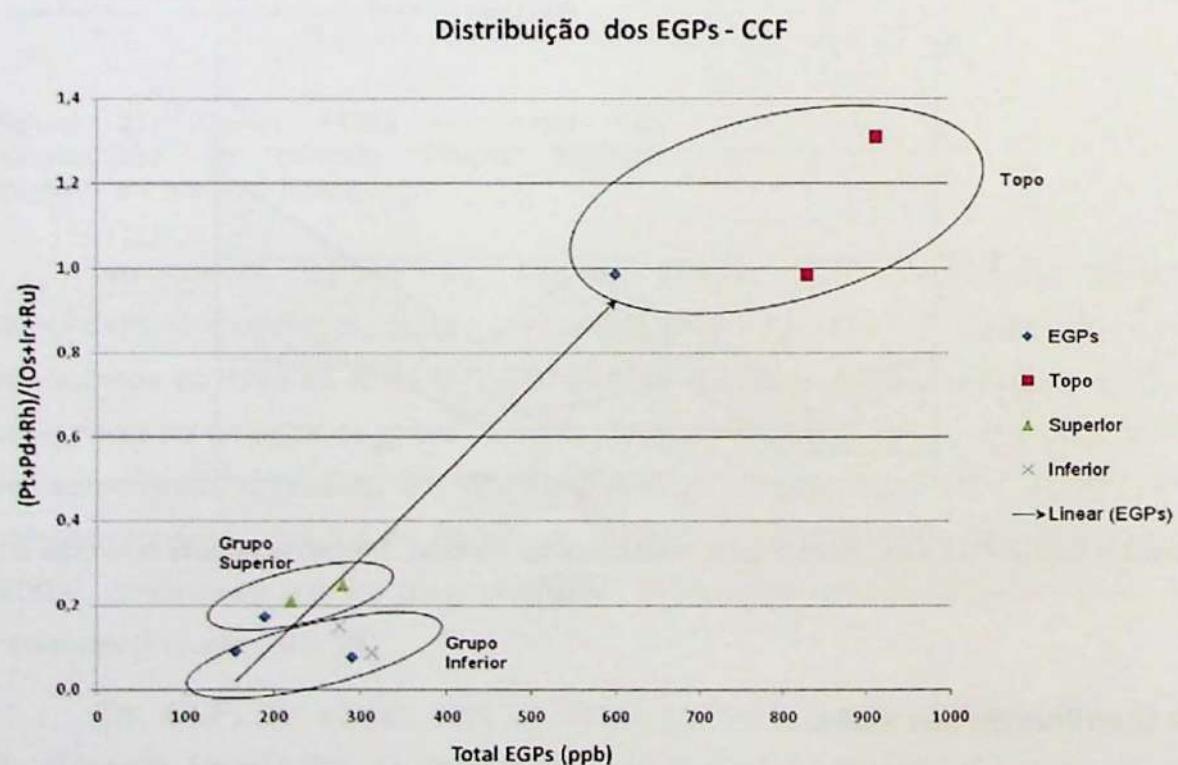
**Figura 23:** Dados PGEs em rocha total normalizados ao condrito. Porção achurada referente a Lord *et al.* (2004).

### 7.2.2 Distribuição dos PGEs.

O padrão de distribuição dos PGEs nos complexos podem ser ilustrado de acordo com as figuras 24 e 25 a seguir.



**Figura 24:** Distribuição dos PGEs no CJC. Losangos em azul=teor em cromitas e cromititos deste trabalho; Polígonos de outras cores retirado de Lord *et al.* (2004); figura modificada de Kirk *et al.* (2008).



**Figura 25:** Distribuição dos PGEs no CCF, losangos em azul=teor em cromitas e cromititos deste trabalho; Polígonos de outras cores retirado de Lord *et al.* (2004); figura modificada de Kirk *et al.* (2008).

Para o CJC (Figura 24), percebe-se que estes elementos estão dispostos sem um controle estratigráfico para o fracionamento PPGE/IPGE, sendo que a maioria das amostras analisadas fazem parte do nível principal, quando comparados ao trabalho de Lord *et al.* (2004) e os valores encontrados estão próximo ao condrílicos. Já o CCF (Figura 25) possui um fracionamento para a razão PPGE/IPGE controlado estratigraficamente com um progressivo enriquecimento para o todo dos IPGEs.

Estas diferenças podem estar relacionada a diferentes regimes tectônicos de colocação dos corpos ou diferenças no momento da fase principal de assimilação de rochas encaixantes permitindo que o magma alcance condições de saturação em sulfetos.

### 7.2.3 Razão Pd/Ir

Com relação a origem dos PGEs, resolveu-se adotar razões Pd/Ir contra  $\Sigma$ PGEs (Figura 26 e tabela 7). Esse índice, de acordo com Fryer e Greenough (1992) pode ser relacionado ao grau de fusão parcial das fontes geradoras dos complexos, pois o Pd entra na fusão e o Ir tende a ser retido no resíduo. Girardi *et al.* (2006), usando essas razões, concluem que o complexo de Luanga é comparável aos clássicos Stillwater e horizonte UG-2 em Bushveld (altos conteúdos de PGEs e altas razões Pd/Ir), já Niquelândia, CJC e CFC possuem valores Pd/Ir e conteúdo PGE similares a manto empobrecido.

Os valores de CCF e CJC obtidos neste trabalho são muito próximo aos de Girardi *et al.* (2006), configurando a mesma origem, sendo que o CJC possui razões Pd/Ir e valores totais de PGEs mais baixos.

Tabela 7: Teores médios de Pd, Ir e  $\Sigma$ PGEs de diversos complexos

Complexos	Pd	Ir	Pd/Ir	$\Sigma$ PGE
Luanga	2300	95	24.2	2785
Campo formoso	111	153	0.72	388
Niquelândia	33.6	81.4	0.45	170
UG-II	2 182	4 130	14	6517
Chondrite	545	540	1	3509
Stillwater	960	66	14.5	1951
Newfoundland	5.8	44.3	0.12	270
Oman	3.4	50	0.17	228

Kef	2,7	35	0,08	134
CJC	3,2	25	0,128	<b>181,5</b>
CCF	16	37,25	0,430	<b>316</b>
<b>Cuiteiro</b>	<b>3</b>	<b>73</b>	<b>0,041</b>	<b>290</b>
VM	6	81	0,074	407
Mas	122	47	2,596	403

Retirado de Girardi *et al.* (2006). Dados em negritos são deste trabalho.

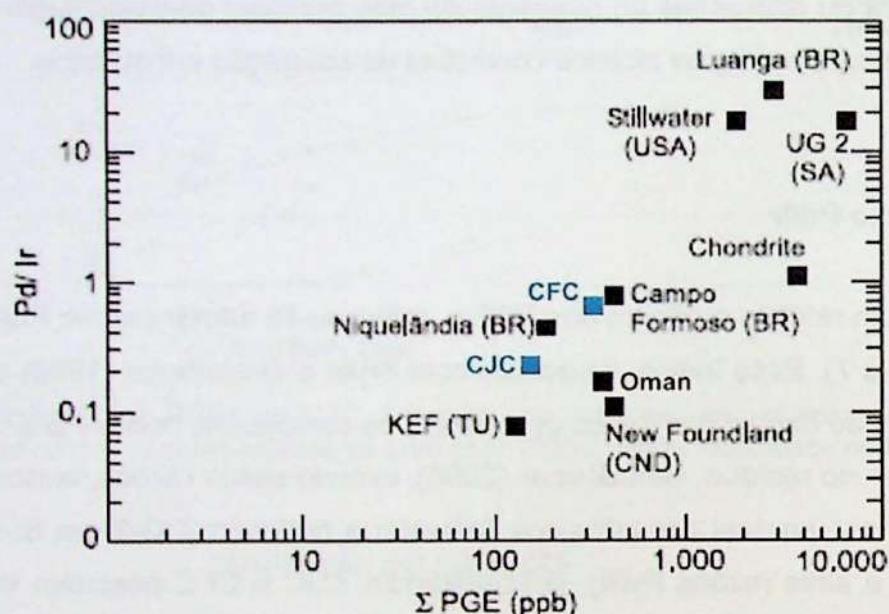


Fig. 26 - Concentração media Pd, Ir e Pd/Ir contra  $\Sigma$ PGE de diversos complexos. Modificado de Girardi *et al.* 2006.

Quando esses dados são locados em corpos individuais (Figura 26), as concentrações obtidas indicam que o distrito de Monte Alegre Sul e Várzea dos Macacos são mais enriquecidos do que o distrito de Coitezeiro, em termos da razão Pd/Ir contra  $\Sigma$ PGE.

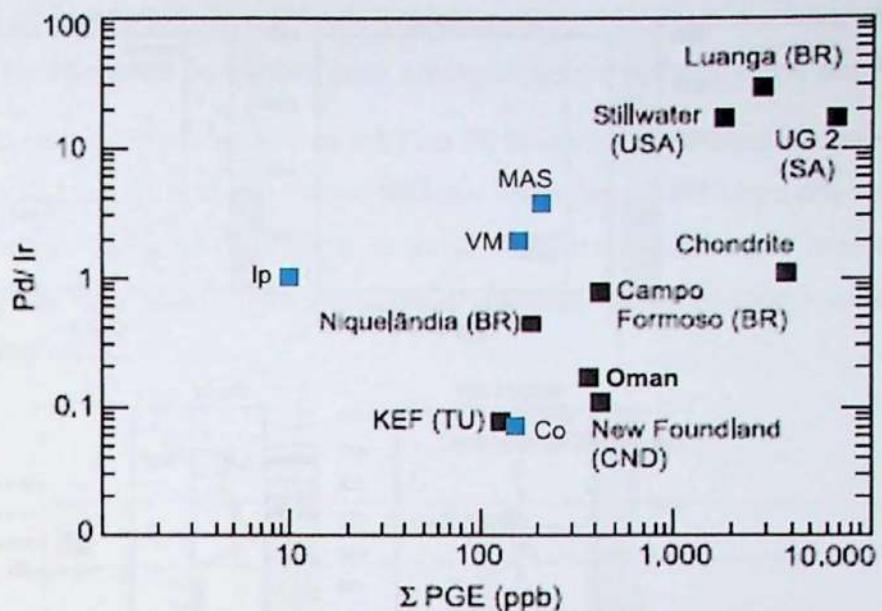


Figura 27 - Concentração media Pd, Ir e Pd/Ir contra  $\Sigma$ PGE de diversos complexos. Retirado de Girardi *et al.* (2006). Obs. (VM = Várzea dos Macacos, CJC; MAS = Monte Alegre do Sul, CJC; Ip = Ipueira, CJC; Co = Cotizeiro, CCF). Modificado de Girardi *et al.* (2006).

#### 7.2.4 Razão Cu/Pd

Como pode ser observado na figura 28, em todos os complexos, o horizonte enriquecido em PGEs deve-se a mudança drática da razão Cu/Pd quando ela atinge valores maiores do que a do manto primitivo.

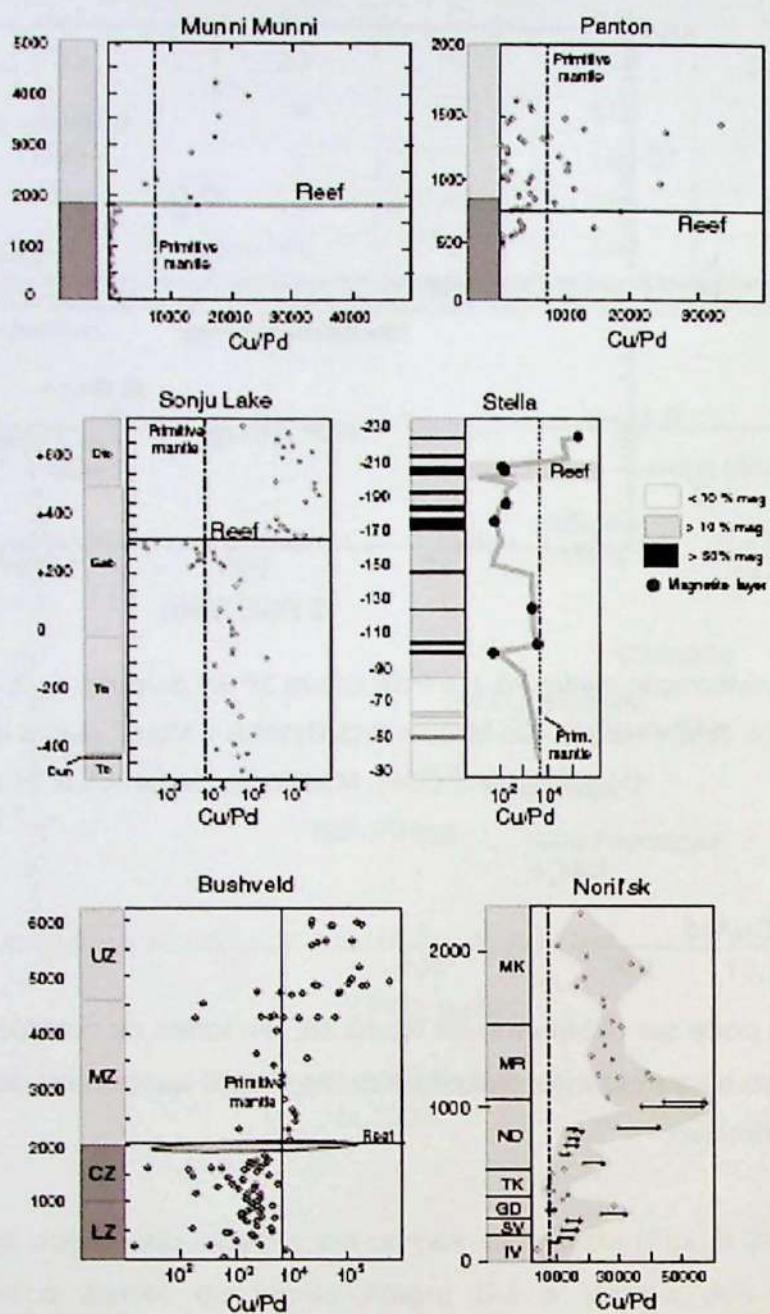


Figura 28: Compilação de Maier (2005), uso da razão Cu/Pd em depósitos de PGEs.

De acordo com Maier (2005), se a razão Cu/Pd é maior que a do manto primitivo ao longo da intrusão, a precipitação de sulfetos ocorre em níveis crustais inferiores, tornando se baixa a possibilidade da intrusão hospedar mineralizações PGEs a níveis para exploração. Se a razão Cu/Pd for menor ou igual a do manto primitivo, a saturação em sulfeto não foi atingida durante a ascensão e alojamento da câmara magmática, aumentando a possibilidade da presença de um horizonte enriquecido em PGEs. Quando há um gradiente de distribuição

abaixo e acima do manto primitivo (Figura 28), esse horizonte deve ser investigado, pois nele é aonde deve-se ter atingindo condições para precipitação de sulfetos ricos em PGEs.

Baseado nesse conceito, tem-se a figura 29 abaixo, demonstrando os resultados obtidos para o corpo de Varzea do Macaco, com base nas determinações feitas em 6 amostras. Porém, para se obter uma maior confiabilidade, o ideal seria ter um número maior de análises em diferentes porções do corpo, mas com esses dados, já é possível obter uma idéia da distribuição dessa razão.

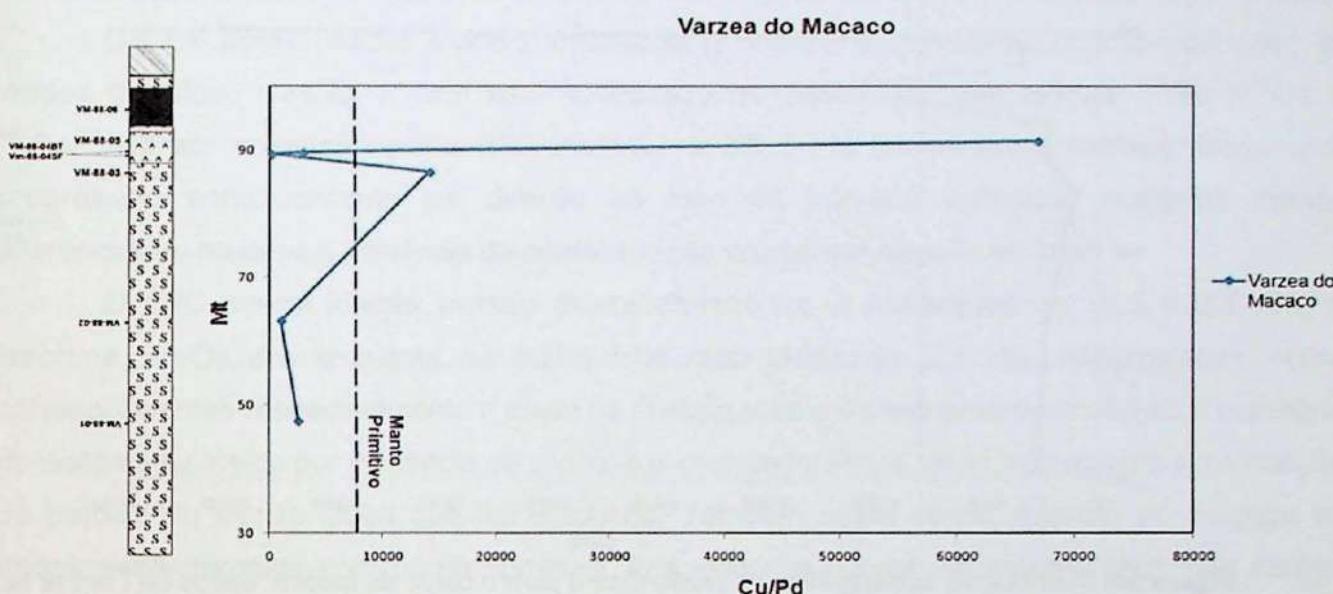


Figura 29: Distribuição estratigráfica da razão Cu/Pd.

Como pode ser observado na figura 29, os dados indicam um aumento expressivo da razão Cu/Pd, conforme aponta Barnes *et al.* (1993), Maier *et al.* (1996) e Maier (2005) para o nível de piroxenitos com sulfetos de Varzea do Macaco. Os dados, apesar de preliminares, configuram o corpo de Varzea do Macaco semelhante ao Complexo de Munni Munni, na Austrália, em termos de distribuição Cu/Pd, sendo portanto um modelo para exploração em níveis piroxeníticos, onde há um grande incremento nessa razão.

Na zona ultramáfica onde há um predomínio de serpentinitos, as razões são baixas, com valores menores que a manto primitivo, em níveis mais elevados da estratigrafia, como o nível piroxenítico, essa razão tem um grande salto, chegando a teores de Pt e Cu chegando a 159 ppb e 750 ppm, associado a um ligeiro decréscimo de Ni (4600 para 3600 ppb).

Para efeitos de comparação, foram plotados os dados de Ipueira que consta no trabalho de Lord *et al.* (2004) e a mesma característica pode ser observada (Figura 29). O que pode

indicar que esse corpo atingiu a saturação em sulfetos, mas estudos mais detalhados deve ser analisados para se ter maior confiabilidade e controle do nível estratigráfico potencialmente mineralizado.

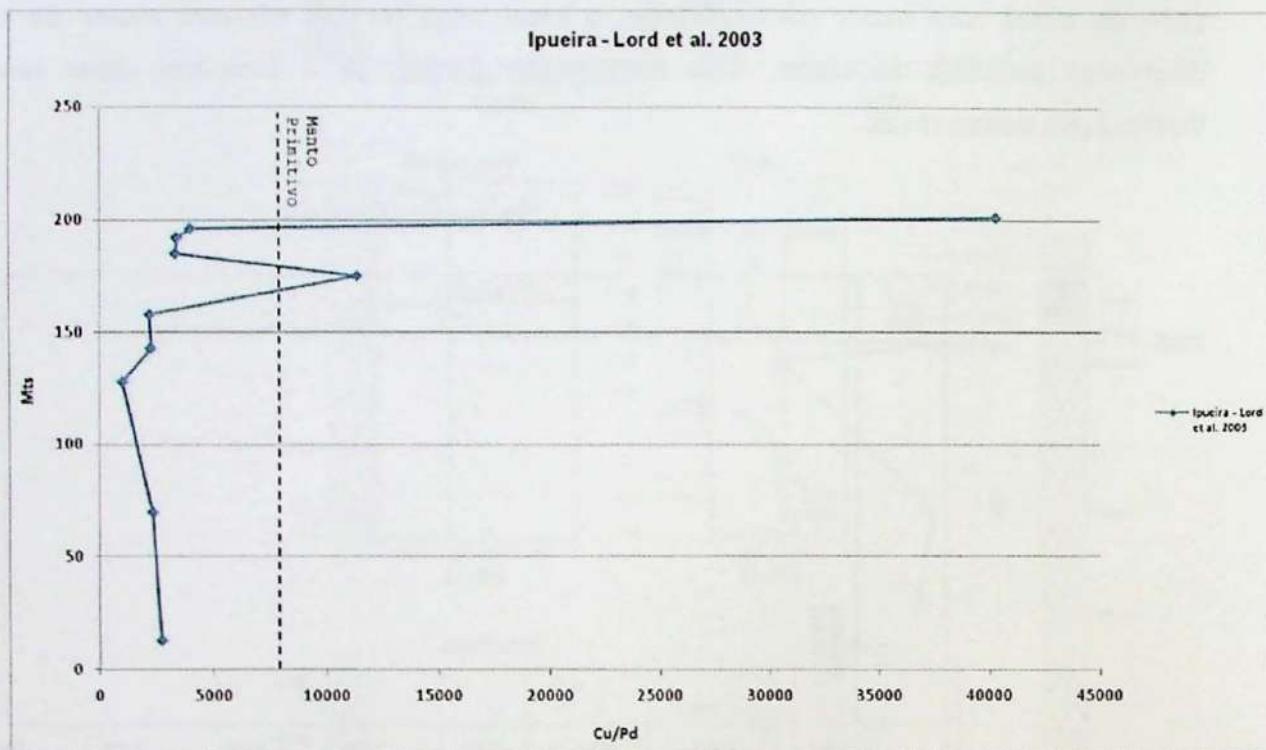


Figura 30: Distribuição estratigráfica da razão Cu/Pd para o corpo de Ipueira, dados de Lord et al. (2004).

## 8.0 Conclusões

O estudo de cromitas e dos litotipos associados dos complexos máficos-ultramáficos do Vale do Rio Jacurici e Campo Formoso através do método Re-Os e da geoquímica dos Elementos do Grupo da Platina permitiram diferenciar esses dois complexos em termos de idade, composição isotópica, composição e distribuição dos PGEs, permitindo avançar no conhecimento destas unidades com relação as informações até então disponíveis na literatura.

O CCF possui idades modelo arqueanas (2.6 e 3.2 Ga), valores condizentes com as idades do Bloco Gavião, o qual está hospedado. A distribuição das razões  $^{187}\text{Re} / ^{188}\text{Os}$  e  $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$  em cromitas para o CCF mostram a influência de controles estratigráficos com progressivo enriquecimento em direção ao topo da intrusão indicando magmas menos diferenciados na base e influência de contaminação crustal em direção ao topo.

O CJC possui idades modelo paleoproterozóicas a neoarqueanas (2.3 a 2.6 Ga) e isócrona Re-Os em amostras de rocha total com idade de 2,1 Ma. interpretadas como correspondentes respectivamente a idade da cristalização e ao fechamento tardio sem equilíbrio do sistema isotópico por influência de processos metassomáticos relacionados com a colocação do batólito do sienito Itiúba que lhe é vizinho. Também neste corpo, quando se conjuga os dados deste trabalho com os da literatura, fica evidente o controle estratigráfico nas razões  $^{187}\text{Re} / ^{188}\text{Os}$  e  $^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$  com progressivo enriquecimento em relação ao topo, também provavelmente condicionada processo de assimilação crustal.

O padrão de distribuição dos PGEs com predominância do padrão enriquecido dos IPGEs quando confrontados com os PPGEs são coerentes com o reconhecido caráter estratiforme destes complexos.

Para o complexo de Jacurici, composto por vários corpos descontínuos as semelhanças estratigráficas e dos padrões geoquímicos dos EPGs sugerem que correspondam partes de uma mesma intrusão desmembrada por processos tectono-estruturais posteriores à fase magmática.

A geoquímica isotópica Re-Os conjugada com a correlação das razões Pd/Ir em confronto com outras complexos estratiformes sugerem fontes mantélicas com características de manto empobrecido, semelhante ao padrão sugerido para Niquelândia. Comparados entre si o complexo de Campo Formoso mostra concentrações maiores na somatória dos valores de EPGs, enquanto em Jacurici, os corpos de Varzea do Macaco e Monte Alegre do Sul atingem

os picos de concentração para esses elementos e apresentam enriquecimento em níveis sulfetados e características geoquímicas específicas que os diferenciam como de maior potencial para mineralizações desses elementos.

Razões Cu/Pd para o corpo de Varzea do Macaco e Ipueira revelam concentrações maiores que a do manto primitivo e forte incremento da razão em níveis piroxeníticos, indicando semelhanças com a do complexo Muni Muni na Austrália, sendo necessário estudos mais detalhados que permitam melhor configurar essa indicação o que vai além do escopo deste trabalho de formatura.

## 9.0 Referências Bibliográficas

- ALLEGRE, J.C.; LUCK J.M. Osmium isotopes as petrogenetic and geologic and geologic tracers. *Earth Planet. Sci. lett.* 1980. 49:148-154.
- ALMEIDA, F.F.M. O Craton do São Francisco. *Rev. Brasileira Geociências*. 1977. 7, 349-364.
- BARBOSA J.S.F., Dominguez J.M.L. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM. Edição Especial, Salvador. 1996. 400 p.
- BARBOSA J.S.F. Síntese do Conhecimento sobre a Evolução Geotectônica das Rochas Metamórficas Arqueanas e Paleoproterozóicas do Embasamento do Cráton do S. Francisco na Bahia. *Rev. Brasileira Geociências*, 1997. 27, 241-256.
- BARBOSA, J.S.F.; PIERRE S. P.; MARINHO, M.M. O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO NA BAHIA: UMA SÍNTESE. *Rev. Brasileira Geociências*, 2003. 33(1):3-6.
- BARNES, S.-J.; COUTURE, J.-F.; SAWYER, E.W.; BOUCHAIB, C. 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*, 1993. v. 88, p. 1402-1418
- BIRCK, J.L.; ROY BARMAN, M.; CAPMAS, F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter*, 1997. v. 20, 19-27pp.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Senhor do Bonfin. Folha SC-24-Y-B, Região Nordeste. DNPM, 1985.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, G.C.; TORQUATO, J.R.F. Evolução Geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. In: INDA, H.A.V.; DUARTE, F.B. (Eds.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia; textos básicos*. Salvador: SME/CPM. 1980, v.3, p. 1-101
- CARLSON, R. W. Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology. *Lithos* 2005. Vol. (82) 249- 272
- CORREIA, C. T. O método Re-Os e o estudo da origem e da evolução tectônica dos grandes complexos maficos-ultramáficos, do Centro-Oeste do Brasil. Dissertação de Livre Docência. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 59p. 2001.

CORREIA, C.T.; KIRK, J.D.; FRICK, L.R.; PETRONILHO,L.A.; TASSINARI, C.C.G.; SATO, K. 2007. The Re-Os Isotopic System: Geochemistry and Methodology at the Geochronological Research Center (CPGeo) of the University of São Paulo, Brazil. *Revista do Instituto de Geociencias-USP*, 7, 45-56.p., Washington.

DEL LAMA, E. A. ; Candia, M.A.F. ; Szabó, G.A.J. . Petrography and metamorphism of the metasedimentary country-rocks of the Jacurici Valley chromitite-hosting mafic-ultramafic complexes, Bahia, Northeastern Brazil. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 1-15, 2001.

DNPM. Anuário Mineral Brasileiro. Departamento Nacional de Produção Mineral.. 2006. Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/conteudo.asp?IDSecao=68&IDPagina=789>. Acesso em 18/10/2008.

FAURE, G. *Isotopes: principles and applications*, 13 e 17. Hoboken, N.J. 3rd ed., 897pp. 2005.

FOSTER, J.G.; LAMBERT, D.D.; FRICK, L.R.; MAAS, R. Re-Os isotopic evidence for genesis of Archaean nickel ores from uncontaminated komatiites. 1996. *Nature* 382, pp. 703-706.

FRYER, B.J., Greenough, J.D., Evidence for mantle heterogeneity from PGE abundance in Indian Ocean basalts. *Can. J. Earth Sci.* 1992. 29, 2329-2340.

GARUTI, G. Platinum-group element mineralogy and concentrations in variably altered chromitites from Niquelandia and Campo Formoso (Brazil). CSIRO, 6th Intern. Platinum Symposium, Perth (Australia). Program and Abstracts: 1991. pp 20-21.

GARUTI, G.; PROENZA J. A; ZACCARINI, F. Distribution and mineralogy of platinum-group elements in altered chromitites of the Campo Formoso layered intrusion (Bahia State, Brazil): control by magmatic and hydrothermal processes. *Mineralogy and Petrology*. 2007. Vol. 89, pp. 159-188.

GIRARDI, V.A.V.; FERRARIO, A.; CORREIA, C.T.; DIELLA, V. A comparison of selected Precambrian Brasilian Chromitite: Chromite: PGE-PGM, and Re/Os as parental source indicators. *Jornal of South American Earth Sciences*, 2006. Vol 20, pp. 303-313.

HIRT, B., HERR, W. & HOFFMEISTER, W. Age determinations by the rhenium-osmium method. In: *Radioactive Dating*, pp. 35-43. 1963. Internat. Atomic Energy Agency, Vienna.

JOHNSTON, W.D.; SOUZA, H.C.A. Layered or banded chromite at Campo Formoso, Bahia. Brazil: *ECONOMIC GEOLOGY*. 1943 v. 38, p. 287–297.

KIRK, J.D.; CORREIA, C.T.; GIRARDI, V.A.V.; TASSINARI, C.C.G.; PETRONILHO, L.A.; SÁ, J.H.S.; OLIVEIRA, P.H. The Re-Os isotopic systematics and PGE signatures of chromites from the Campo Formoso and Jacurici Valley mafic-ultramafic stratiform complexes of northern Bahia, Brazil. VI SSAGI - VI South American Symposium on Isotope Geology, 2008. S.C. De Bariloche.

KIRK, J.D.; CORREIA, C.T.; OLIVEIRA, P.H.; GIRARDI, V.A.V.; SÁ, J.H.S.; QUEIROZ, W. E CARVALHO, C. Padrão Re-Os e distribuição de EPG nos complexos de Campo Formoso e Jacurici na Bahia: proveniência mantélica e potencial metalogenético. *Anais do 44º Congresso Brasileiro de Geologia*, Curitiba. 2008b.

KLEIN, CORNELIS. & JUNIOR, C.S.H. *Manual of mineralogy*, 11. New York, 21st ed., 681pp. 1999.

LAMBERT, D.D.; FOSTER, J.G.; FRICK, L.R.; HOATSON, D.M.; PURVIS, A.C.. Application of the Re–Os isotopic system to the study of Precambrian magmatic sulfide deposits of Western Australia. *Australian J. Earth Sci.* 1998. **45**, pp. 265–284

LEO, G.W.; COX, D.P.; CARVALHO, J.P.P. *Geologia da parte Sul da Serra da Jacobina, Bahia, Brasil*. DNPM. Div. Geol. Min. Bol. nº 209, 87p. Rio de Janeiro. 1964

LINDNER, M.; LEICH, D. A.; RUSS, G. P.; BAZAN, J. M.; BORG, R. J. *Geochim. cosmochim. Acta* 1989. **53**, 1597–1606.

LORD, R. A.; PRICHARD, H. M.; SÁ J. H.; NEARY, C. R. Chromite Geochemistry and PGE Fractionation in the Campo Formoso Complex and Ipueira-Medrado Sill, Bahia State, Brazil, Bahia State, Brazil, *Economic Geology*. 2004. **99**, 339–363.

LOUREIRO, H.S.C. (Org.) *Mundo Novo*, folha SC.24-Y-D-IV; Estado da Bahia. Brasília: DNPM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB). Convênio DNPM/CPRM. 1991.

MAIER, W.D.; BARNES, S.-J; DE KLERK, W.J.; TEIGLER, B.; MITCHELL, A.A. Cu/Pd and Cu/Pt ratios of silicate rocks in the Bushveld Complex: Implications for PGE exploration. *Economic Geology*. 1996 **91**, 1151–1158.

MAIER, W.D., Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: mineralisation styles, genetic concepts, and exploration criteria. *Journal of African Earth Sciences* 41, 165–191 2005.

MARQUES, J. C.; FERREIRA FILHO, C. F.; CARLSON, R. W.; PIMENTEL, M. M. Re-Os and Sm-Nd isotope systematics and trace elements geochemistry setting constraints in the chromite deposits of Ipueira-Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Journal of Petrology*. 2003 Vol. 44, pp. 659-678.

MARQUES, J.C.; FERREIRA FILHO, C.F. The chromite deposit of the Ipueira-Medrado sill, São Francisco craton, Bahia State, Brazil: *ECONOMIC GEOLOGY*. 2003. v. 98, p. 87-108.

MARINHO, M.M.; ROCHA, G.M.F.; SILVA, O.A., Projeto Vale do Jacurici, Relatório Final. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais. Bahia. 1984. 119p.

MASCARENHAS, J. F.; LEDRU, P., SOUZA, S.L.; FILHO, V.M.C.; MELO, L.F.A.; LORENZO C.L. MILÉSI J.P. *Geologia e Recursos Minerais do Grupo Jacobina e da parte sul do Greenstone Belt de Mundo Novo*. CBPM, Salvador. 1995 Arquivos abertos n°13. 58 pp.

MASCARENHAS J.F. & SILVA E.F.A. *Greenstone Belt de Mundo Novo (Bahia): caracterização e implicações metalogenéticas no Cráton do São Francisco*. CBPM, Salvador. 1994. *Spec Publ.* 32 p.

MASCARENHAS J.F.; CONCEIÇÃO FILHO V.M.; GRIFFON J.C. Contribuição à geologia do Grupo Jacobina na região Jacobina/Pindobaçu. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. *Res. Expand.*, 2:141-142

MASCARENHAS, J. F.; SÁ, J.H. DA SÁ. Geological and metallogenic patterns in the Archean and Early Proterozoic of Bahia State, eastern Brazil: *Revista Brasileira de Geociências*. 1982. v. 12, p. 193-214.

MELO, R.C. (Org.). Pintadas Folha SC.24-Y-D-V; Estado da Bahia. Texto explicativo. Brasília: DNPM (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB). Convênio DNPM/ CPRM. 1991. 173 p.il. 2 mapas.

MELO R.C.; Loureiro H. S. C.; Pereira L.H. M. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serrinha. Folha SC-24-Y-D. Escala 1: 250.000. Brasília, 1995. MME/CPRM, 80 p.

NALDRETT, A.J.; Duke, J.M. Platinum metals in magmatic sulfide ores: *Science*. 1980. Vol. 208, pp. 1417-1424.

NALDRETT, A. J. *Magmatic sulfide deposits : geology, geochemistry and exploration*. Berlin, Springer, 727 pp. 2004.

OLIVEIRA JUNIOR, T.R. Petrologia, litogeoquímica e caracterização tipológica das rochas máfico-ultramáficas do Vale do Jacurici: Implicações metalogenéticas e significado no contexto geodinâmico da porção NNE do Cráton do São Francisco, Bahia. Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, 241p. 2001.

OLIVEIRA, E. P. ; CARVALHO, Marcelo Juliano de ; MCNAUGHTON, Neal . Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curacá: cronologia de acréscio de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 1, p. 41-53, 2004.

ROLLISON. H.R. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Longman, UK (1995) 352 pp. 1995.

SABATÉ P.; MARINHO M.M.; VIDAL P.; VACHETTE M.C. The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia-Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chem. Geol.*, 1990. **83**:325-338.

SILVA, M.G.; MISI A. Embasamento Arqueano-Proterozóico inferior do Cráton de São Francisco, no nordeste da Bahia. *Geologia e depósitos minerais, Série Roteiros Geológicos*. SGM, Salvador, Bahia. 1998. 164p.

SHIREY, S. B.; WALKER, R. J. The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 1988. **26**, 423-500;

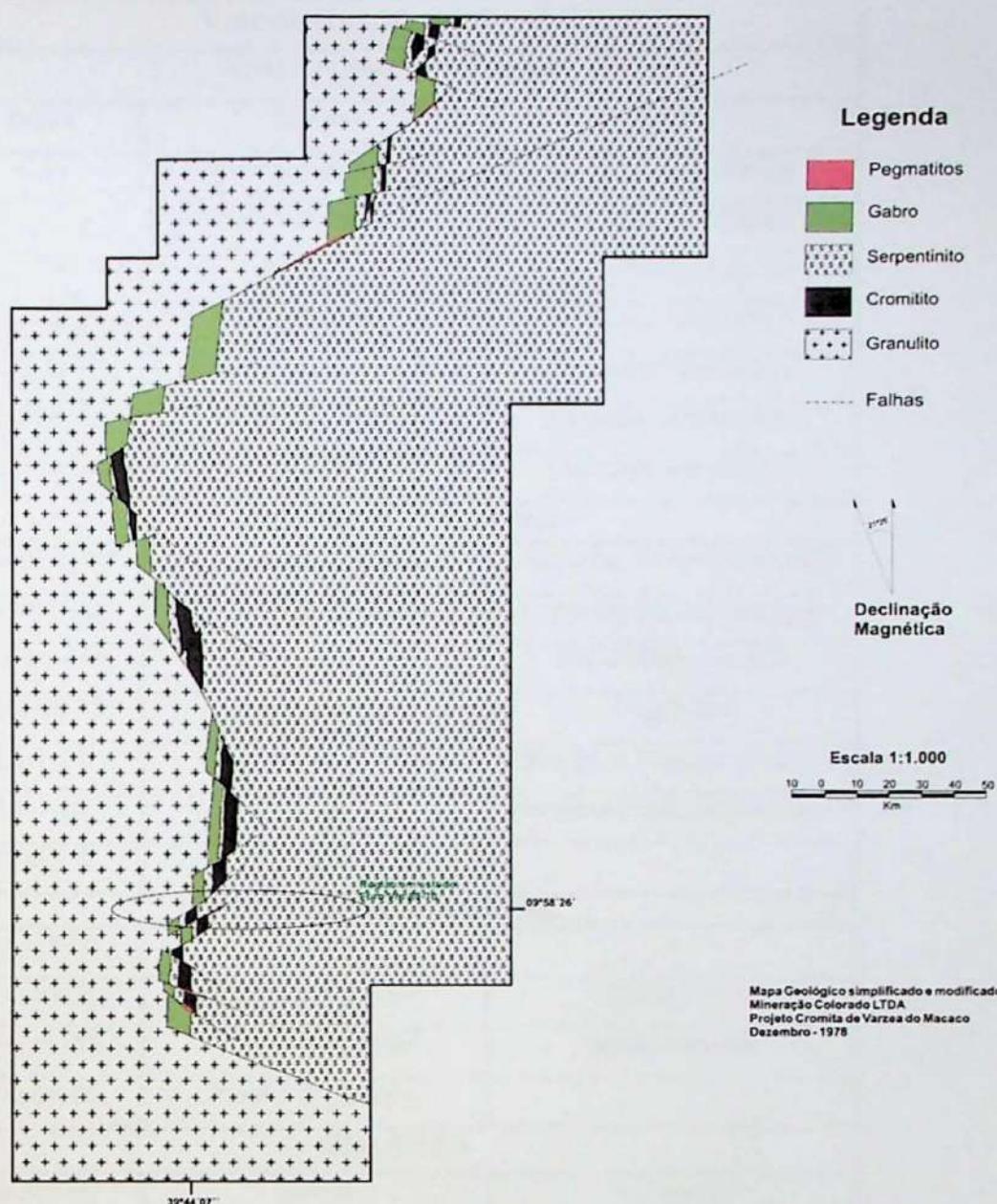
SMOLIAR M. I.; WALKER R. J.; MORGAN J. W. Re-Os ages of group IIa, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites. 1996. *Science* **271**, 1099-1102.

SUITA, M.T., HARTMANN L.A. Controle das transformações nos padrões de EGP pelo estudo dageoquímica da cromita. *Revista Brasileira de Geociências*. 1997. Vol. 27(2), pp. 181-188.

WALKER, R. J.; MORGAN, J. W. Rhenium-osmium isotope systematics in carbonaceous chondrites. 1989. *Science*, **243**, 519-522.

## **ANEXOS**

## ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO CORPO DE VÁRZEA DO MACACO

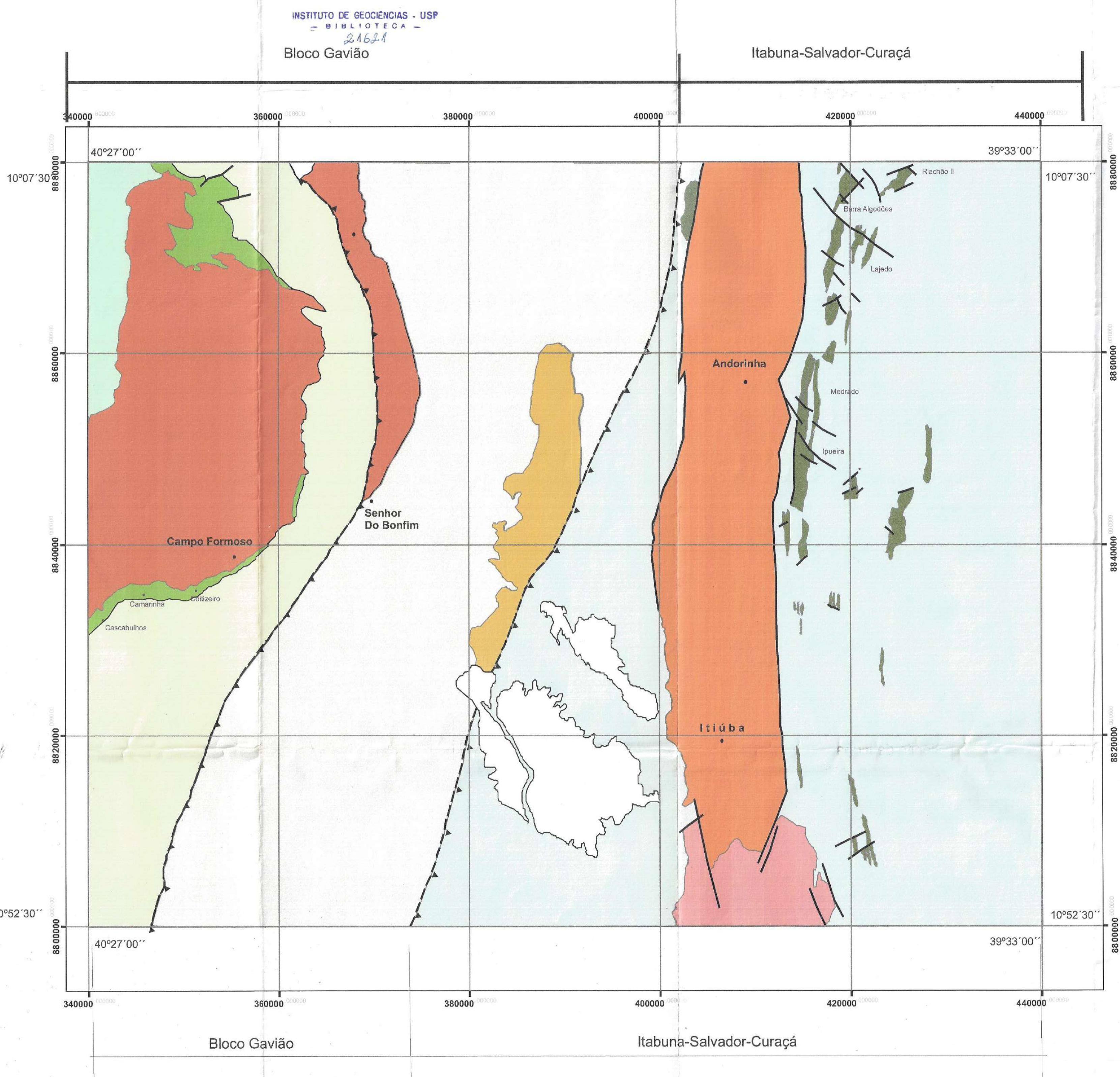


**ANEXO 2: RELAÇÃO DE SEÇÕES DELGADAS E POLIDAS ANALISADAS**

<b>Vale do Rio Jacurici – CJC</b>		
<b>Nível do Cromitito Principal</b>		
Seção	Corpo	Rocha
4jcjv	Logradouro do Juvenal	Cromitito cumulático
5jcma*	Várzea do Macaco	Cromitito cumulático
6jcme*	Medrado	Cromitito cumulático
7jcip	Ipueira	Cromitito cumulático
8jcln	Laje Nova	Cromitito cumulático
Vm-88-06	Várzea do Macaco	Cromitito cumulático
Mas-110-06*	Monte Alegre do Sul	Cromitito cumulático
<b>Zona Inferior – Piroxênitos</b>		
Vm-88-04Bt*	Várzea do Macaco	Diopsidito Metassomatizado
Vm-88-04Sf*	Várzea do Macaco	Diopsidito Metassomatizado
Vm-88-05*	Várzea do Macaco	Hbl-Clinopiroxênito
Med-98-32	Medrado	Diopsidito
L1-1-14	Lajedo	Piroxenito Metassomatizado
L1-1-15	Lajedo	Piroxenito Metassomatizado
T2-01-12	Teiu	
<b>Zona Inferior – Peridotitos</b>		
Ip-328-09	Ipueira	S
Vm-88-01	Várzea do Macaco	Serpentinito
Vm-88-03	Várzea do Macaco	Metaperidotito
Vm-96-06	Várzea do Macaco	
<b>Zona Máfica</b>		
Ip-328-04	Ipueira	Metagabro
Mas-110-02	Monte Alegre do Sul	Metagabro
Vm-31	Várzea do Macaco	Metagabro
Mas-127-7	Monte Alegre do Sul	Anortosito
<b>Campo Formoso – CCF</b>		
<b>Nível do Cromitito Principal</b>		
Co-125-03	Coitizeiro	Cromitito
Co-19-01b*	Coitizeiro	Cromitito
1CFCo	Coitizeiro	Cromitito
2CFCas*	Cascabulhos	Cromitito
3CFCa	Camarinha	Cromitito
<b>Zona Inferior - Dunitos e Piroxênitos</b>		
Co-125-10	Coitizeiro	Piroxênito
Cas-08	Cascabulhos	Dunito serpentinizado

ANEXO 3: MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO COM O CONTEXTO GEOTECTÔNICO

# Mapa Geológico e Contexto Geotectônico simplificado do Norte do Cráton do São Francisco, ênfase para os Complexos Máfico-Ultramáficos de Campo Formoso e Rio Jacurici



## Legendas

## Unidades Litoloestratigráficas

## Bloco Gavião

- Coberturas Fanerozóicas
  - Grupo Una - Neoproterozoico  
Formações Bebedouro (diamictitos) e Salitre (carbonatos)
  - Granito Campo Formoso  
Granitóides porfiríticos a muscovita, granitóides com duas micas, granitóides com muscovita, granada e albita e leucogranitos
  - Grupo Jacobina  
metaconglomerados, quartzitos, ortoquartzitos, xistos grafitosos e rochas máfica-ultramáficas
  - Complexo Itapicuru  
Greenstone do Rio Itapicuru (Filitos, Quartzitos, Rochas Metavulcânicas Félsica, Rocha Metavulcânica Máfica, Metarritmitos, Mica xistos, Xisto aluminosos, Quartz Xistos), corpos de Anfibolito, Formação Ferrífera Bandada e Metaconglomerados
  - Complexo Máfico-Ultramáfico de Campo Formoso  
Metaperidotitos serpentinizados, metapiroxênitos e cromititos
  - Complexo Mairi  
Granitos, Ortognaisse de composição tonalítica-throndhjemítico-granodiorítica (TTGs) e gabros localmente anfibolitzados

## Itabuna-Salvador Curaçá

- Coberturas Fanerozóicas
  - Sienito de Itiuba  
Alcali feldspato sienitos com sodalita, anfibólio, biotita, rico em apatita.
  - Granitóides de Pé de Serra de Ipirá, Pedra Solta e Castro Alves  
Granito, Granodiorito, Monzonito, Sienito
  - Complexo Máfico Ultramáfico do Vale do Rio Jacurici  
Dunitos e Harzburgitos serpentinizados, Metapiroxênitos, Cromititos e Gabros-Noritos
  - Complexo Máfico-Ultramáfico de Caraíba  
Metaperidotitos, Piroxênitos, Noritos e Gabros
  - Complexo Caraíba  
Ortognaisse granulíticos de composição tonalíticas , trondhjemítica e granodiorítica.

## Simbologia

- Contato normal
  - Falhas
  - ▲ Contato por Cavalgamento

## Bibliografia

Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Senhor do Bonfim : folha sc.24-y-b, região nordeste. Dnpm, 1985.

Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. 1996. Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM. Edição Especial, Salvador. 400 p.

BARBOSA JSF. (1997). Síntese do Conhecimento sobre a Evolução Geotectônica das Rochas Metamórficas Arqueanas e Paleoproterozóicas do Embasamento do Craton do S. Francisco na Bahia. *Rev Bras Geoc.* 27, 241-256.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha SC.24-Aracaju.

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Programa Nacional de Prospeção de Ouro. Mapa de jazimentos auríferos Itapicuru Sul. 2000.

Costa L. A. M., Neto R. A. Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Mapa geológico do Estado da Bahia. CBPM, 2000

Kosin, M., Melo, R.C., Souza, J.D., Oliveira, E.P., Carvalho, M.J., leite, C.M.M., 2003. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. Revista Brasileira de Geociências, 33.

1:250,000



0 6,250 12,500 25,000 37,500 50,000 Mts.

Desenhado por Paulo Henrique de Oliveira. Aluno de Iniciação Científica.  
Projeto Fapesp. Estudo do Padrão Isotópico Re-Os de Cromitas Associadas a Corpos  
Máficos-Ultramáficos do Brasil.



## Articulação da Área

42°00'	40°30'	39°00'	37°30'	
9°00'	Petrolina SC. 24-V-C	Uauá SC. 24-V-D	Paulo Afonso SC. 24-X-C	9°00'
10°00'	Mirangaba SC. 24-Y-A	Senhor do Bonfim SC. 24-Y-B	Jeremoabo SC. 24-Z-A	10°00'
11°00'	Jacobina SC. 24-Y-C	Serrinha SC. 24-Y-D	Tobias Barreto SC. 24-Z-C	11°00'
12°00'	20°00'	40°30'	39°00'	12°00'

