



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**MARCELUS GLAUCUS DE SOUZA ARAÚJO**

**CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO  
DE PEDRAS PRETAS, SANTA LUZ – BA.**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências  
como parte dos requisitos para obtenção do título de  
Mestre em Geociências.

**Orientador:** Professor Doutor

Elson Paiva de Oliveira

Este exemplar corresponde à  
redação final da tese defendida  
por marcelus g. de Souza Araújo  
e aprovada pela Comissão Julgadora  
em 22/05/98.

Asit Choudhury  
ORIENTADOR

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

MAIO - 1998

Ar15c

36647/BC



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**MARCELUS GLAUCUS DE SOUZA ARAÚJO**

**CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO  
DE PEDRAS PRETAS, SANTA LUZ – BA.**

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

**Orientador:** Elson Paiva de Oliveira – IG/UNICAMP

**Co-Orientador:** Asit Choudhuri – IG/UNICAMP

**CAMPINAS - SÃO PAULO**

**MAIO - 1998**



9905501

|                 |                                     |
|-----------------|-------------------------------------|
| UNIDADE         | BC                                  |
| N.º DE ARQUIVO: | UNICAMP                             |
| Ex.             |                                     |
| TLW             | BC/36647                            |
| PRG             | 229199                              |
| Q               | <input type="checkbox"/>            |
| D               | <input checked="" type="checkbox"/> |
| PRELO           | R\$ 11,00                           |
| DATA            | 05/03/99                            |
| N.º CPD         |                                     |

CM-00121312-1

**FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA  
BIBLIOTECA do I.G. - UNICAMP**

Araújo, Marcelus Glaucus de Souza

AR15c Caracterização metalogenética do depósito cromitífero de Pedras Pretas, Santa Luz - BA: área de metalogênese/Marcelus Glaucus de Souza Araújo - Campinas, SP: [s.n.], 1998.

Orientador: Elson Paiva de Oliveira.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Cromita - Rio Itapicuru - Bahia. 2. Metalogenia. 3. Rochas Ultrabásicas. I. Oliveira, Elson Paiva de. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**AUTOR: MARCELUS GLAUCUS DE SOUZA ARAÚJO**

**TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DO  
DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS, SANTA LUZ – BA.**

**ORIENTADOR: ELSON PAIVA DE OLIVEIRA**

**CO-ORIENTADOR: ASIT CHOUDHURI**

**Aprovada em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_**

**PRESIDENTE: ASIT CHOUDHURI**

**EXAMINADORES:**

**Prof. Dr. Asit Choudhuri - IG/UNICAMP - Presidente**

*Asit Choudhuri*

**Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho - IG/UNICAMP**

*Carlos R. S. Filho*

**Prof. Dr. Nelson Angeli - IGCE/UNESP**

*Nelson Angeli*

Campinas, de de



## DEDICATÓRIA

*À Flávia, João Leandro, Marlene e  
Expedito. O mais importante da vitória não  
é só vencer, mas também compartilhar os  
louros a quem tanto se emocionou com ela.  
A vocês com muito amor.*

*Marcelus Glaucus.*

## AGRADECIMENTOS

Venho a público externar o apoio dado por aquelas pessoas que conhecendo as dificuldades atravessadas durante esta pesquisa e compreendendo as renúncias profissionais feitas, nunca deixaram de acreditar no meu potencial científico. A todos vocês o meu sincero obrigado.

De forma especial gostaria de agradecer e elencar aqueles(as), entidades e pessoas, que contribuíram com este trabalho:

À Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP, por ter permitido o desenvolvimento deste estudo.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq) pela bolsa concedida durante o primeiro ano de trabalho.

À FAPESP pela bolsa concedida durante 17 meses e pelo apoio financeiro a esta pesquisa através do projeto 95/9206-0.

Aos Profs. Drs. Elson Paiva de Oliveira e Zorano Sérgio de Souza (UFRN) pelas discussões, acompanhamento e orientação nas diversas etapas desta pesquisa.

À Magnesita S.A., na pessoa do Geólogo Lauro Casais, pelo apoio de campo e livre acesso as informações sobre a geologia do depósito cromífero de Pedras Pretas.

Ao Prof. Dr. Asit Choudhuri pela paciência oriental nos dias finais da elaboração deste texto e pela co-orientação desta dissertação.

Aos Profs. Carlos Roberto de Souza Filho e Gilberto Amaral pela presteza em participar do exame de qualificação e pelas sugestões e recomendações apresentadas para melhoria da qualidade do texto final.

À Valdirene Pinotti pela gentileza, educação, solidariedade, companheirismo e acima de tudo pela competência e exemplo digno de funcionária pública. Sem dúvida a secretária mais competente e querida que conheço. À você, os meus parabéns.

Aos mestres do IG/UNICAMP pelos debates e "debates"...

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte pelo acesso às instalações técnicas e pela formação dada a este profissional.

Ao Dr. Francisco Oliveira da Silva pelas "dicas" nas análises de microsonda eletrônica, e pelo aprofundamento científico dos temas que propiciaram o amadurecimento deste trabalho.

Ao Mestre Alberto de Araújo Sales pela cessão de material bibliográfico.

Aos companheiros de pós-graduação César Correa Gomes, Carla Maria Lacerda, Ronaldo Mincato, André Fornari, Márcio Ferrari e Hector Barrueto pelas discussões sobre o trabalho.

Aos companheiros de residência que suportaram a convivência diária, parceiros de lutas árduas: Gilberto de Lima P. Silva, Robson H.P. Silva e Heitor Neves Maia.

A Dailto Silva pelo acolhimento dos “retirantes” potiguares (conterrâneos) e pelas análises laboratoriais de suma importância nesta pesquisa.

À Dora, Helena, Juarez, Valdenir e Luciana pelos favores prestados.

A Amintas, Irian, Mary Anne (Meri Well), Ricardo (Blau-Blau), Regla e Solange pela solidariedade na editoração deste trabalho e grande torcida.

Aos companheiros de pós-graduação já citados e aqueles mencionados a seguir: Teófilo (Janjão), Andréa Mecchi (Forrozeira), Liliana (Zulu), Márcia (Louraça), Wagner (Baratinha), Mauro (Pastor), Amadou (“Negão”), Enrico (Dr. Spok), Adriana (Adriba), Manoel (“Véio” do Rio), Wilson (Tonelada) e Cleiri (a menor parte do Tonelada, antes do Júnior), Flávio (“Tainha”) e Dora, Ionara e Flávia (“as Festeiras”), Clarete, Silvania, Sílvia, Erasmo, Alexandre e Aurélio (“Os Novos Baianos”), “Tiçoca”, Gutemberg, Renato, Marcelo(s) (Marmo, Bendelak e “Sorvetão”) Tápia, Aurélia, Glícia, Tatiana, Polli, Hector (peruano), Francisco (cubano), Rose, Adoniran, Carmem e Zé Mário, pelos bons e maus, felizes e tristes, convergentes e divergentes momentos vivenciados juntos. Valeu pessoal!

Aos demais colegas e funcionários pelo respeito e convivência pacífica durante o tempo em que dividimos os mesmos espaços.

Aos meus sogros (Melo e Salete) pelo acolhimento e ajuda na educação do meu filho.

A Expedito, Marlene, Marcus, Magna, Mariza, Marina, Marcus, Uda e Gonzaga por servirem de base para o que sou.

À Flávia e João Leandro, mais uma vez, pelas renúncias e por estarmos juntos em Família.

A Deus por manter-me na luta com toda força e garra para alcançar os meus objetivos.

## EPÍGRAFE

*“Porque eu já estou sendo oferecido por  
aspersão de sacrifício, e o tempo da  
minha partida está próximo. Combati o  
bom combate, acabei a carreira, guardei  
a fé.”*

*(2 Tm 4.6,7)*

*“Um sonho que se sonha só é só um  
sonho, o sonho que se sonha junto é  
realidade.”*

*(Raul Seixas).*

# SUMÁRIO

|                                                                                                            |             |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| <i>Dedicatória</i>                                                                                         | <i>i</i>    |
| <i>Agradecimentos</i>                                                                                      | <i>ii</i>   |
| <i>Epígrafe</i>                                                                                            | <i>iv</i>   |
| <i>Sumário</i>                                                                                             | <i>v</i>    |
| <i>Lista de figuras</i>                                                                                    | <i>viii</i> |
| <i>Lista de quadros</i>                                                                                    | <i>xii</i>  |
| <i>Lista de abreviaturas</i>                                                                               | <i>xii</i>  |
| <i>Resumo</i>                                                                                              | <i>xiii</i> |
| <i>Abstract</i>                                                                                            | <i>xiv</i>  |
| <br>                                                                                                       |             |
| <b>1 - INTRODUÇÃO</b>                                                                                      | <b>1</b>    |
| <br>                                                                                                       |             |
| 1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS                                                                             | 1           |
| 1.2 - GEOGRAFIA DA REGIÃO ESTUDADA                                                                         | 2           |
| 1.3 - ETAPAS DE TRABALHO, MATERIAIS E MÉTODOS                                                              | 4           |
| <br>                                                                                                       |             |
| <b>2 - SÍNTESE DOS DADOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE SANTA LUZ E DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS.</b> | <b>8</b>    |
| <br>                                                                                                       |             |
| <b>2.1 - A GEOLOGIA DA PORÇÃO NORDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO</b>                                      | <b>8</b>    |
| 2.1.1 - INTRODUÇÃO                                                                                         | 8           |
| 2.1.2 - O EMBASAMENTO DO BLOCO CRUSTAL DE SERRINHA                                                         | 8           |
| 2.1.3 - O <i>GREENSTONE BELT</i> DO RIO ITAPICURU                                                          | 10          |
| 2.1.4 - GRANITÓIDES                                                                                        | 11          |
| 2.1.4.1) GRANITOS TIPO SANTA LUZ                                                                           | 12          |
| 2.1.4.2) GRANITO TIPO SERRA DA CARACONHA                                                                   | 13          |
| 2.1.4.3) GRANITOS TIPO DOMO DE AMBRÓSIO                                                                    | 13          |
| 2.1.4.4) GRANITOS TIPO NORDESTINA                                                                          | 14          |
| 2.1.4.5) GRANODIORITO TIPO MORRO DOS LOPES                                                                 | 14          |
| 2.1.4.6) SIENITO TIPO SERRA DOS AFONSOS                                                                    | 14          |
| 2.1.5 - ESTRUTURAS E TECTÔNICA                                                                             | 15          |
| 2.1.6 - EVOLUÇÃO CRUSTAL DA PORÇÃO NORDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO                                     | 17          |
| <b>2.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS</b>                                   | <b>20</b>   |
| 2.2.1 - LOCALIZAÇÃO                                                                                        | 20          |
| 2.2.2 - HISTÓRICO DA MINERAÇÃO                                                                             | 21          |
| 2.2.3 - REGISTROS ACERCA DA GEOLOGIA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS                              | 22          |
| 2.2.4 - TIPOS DE MINÉRIO                                                                                   | 26          |
| 2.2.5 - FORMA DE OCORRÊNCIA DA MINERALIZAÇÃO                                                               | 27          |
| <br>                                                                                                       |             |
| <b>3 - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS UNIDADES MAPEADAS</b>                                                    | <b>29</b>   |
| <br>                                                                                                       |             |
| <b>3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS</b>                                                                        | <b>29</b>   |

|                                                                                                                                                                |               |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| <b>3.2 - O COMPLEXO METAMÓRFICO BASAL</b>                                                                                                                      | <b>30</b>     |
| 3.2.1 - GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS                                                                                                                          | 35            |
| 3.2.2 - ANFIBOLITOS                                                                                                                                            | 36            |
| 3.1.3 - MÁRMORES                                                                                                                                               | 41            |
| 3.1.4 - CALCIOSSILICÁTICAS                                                                                                                                     | 42            |
| <b>3.2 - GRANITÓIDES</b>                                                                                                                                       | <b>44</b>     |
| 3.2.1 GRANITÓIDES SIN-TECTÔNICOS                                                                                                                               | 45            |
| 3.2.2 - GRANITÓIDES TARDITECTÔNICOS                                                                                                                            | 48            |
| <b>3.3 - SEDIMENTOS ALUVIONARES</b>                                                                                                                            | <b>50</b>     |
| <br><b>4 - A GEOLOGIA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS: UMA NOVA ABORDAGEM A PARTIR DO RECONHECIMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DOS TERRENOS ADJACENTES</b> | <br><b>51</b> |
| <br><b>4.1 - INTRODUÇÃO</b>                                                                                                                                    | <br><b>51</b> |
| <b>4.2 - PETROGRAFIA</b>                                                                                                                                       | <b>52</b>     |
| 4.2.1 - ASSOCIAÇÃO ULTRABÁSICA                                                                                                                                 | 53            |
| 4.2.1.1 - SERPENTINITOS                                                                                                                                        | 55            |
| 4.2.1.2 - DIOPSIDITO                                                                                                                                           | 58            |
| 4.2.3 - ASSOCIAÇÃO BÁSICA BANDADA                                                                                                                              | 60            |
| 4.2.3.1 - BANDAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS                                                                                                                          | 60            |
| 4.2.2.2 - BANDAS FÉLSICAS                                                                                                                                      | 63            |
| 4.2.3 - ROCHAS INTRUSIVAS                                                                                                                                      | 65            |
| <b>4.3 - RELAÇÕES PETROGRÁFICAS E UM NOVO EMPILHAMENTO LITOESTRATIGRÁFICO PARA O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS</b>                                     | <b>69</b>     |
| <br><b>5 - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL</b>                                                                                                                             | <br><b>71</b> |
| <br><b>5.1 - INTRODUÇÃO</b>                                                                                                                                    | <br><b>71</b> |
| <b>5.2 - A FASE DE DEFORMAÇÃO F<sub>1</sub></b>                                                                                                                | <b>74</b>     |
| <b>5.3 - A FASE DE DEFORMAÇÃO F<sub>2</sub></b>                                                                                                                | <b>75</b>     |
| <b>5.4 - A FASE DE DEFORMAÇÃO F<sub>3</sub></b>                                                                                                                | <b>76</b>     |
| <b>5.5 - A FASE DE DEFORMAÇÃO F<sub>4</sub></b>                                                                                                                | <b>79</b>     |
| <b>5.6 - INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA</b>                                                                                                                           | <b>80</b>     |
| <br><b>6 - METAMORFISMO</b>                                                                                                                                    | <br><b>84</b> |
| <br><b>6.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS</b>                                                                                                                        | <br><b>84</b> |
| <b>6.2 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>1</sub></b>                                                                                                                | <b>85</b>     |
| <b>6.3 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>2</sub></b>                                                                                                                | <b>85</b>     |
| <b>6.4 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>3</sub></b>                                                                                                                | <b>88</b>     |
| <b>6.5 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>4</sub></b>                                                                                                                | <b>93</b>     |
| <b>6.6 - EVOLUÇÃO METAMÓRFICA</b>                                                                                                                              | <b>94</b>     |
| <br><b>7 - A CROMITA E SUA UTILIZAÇÃO NA CARACTERIZAÇÃO DE PROCESSOS GEOLÓGICOS: UMA SÍNTESE</b>                                                               | <br><b>97</b> |

|                                                                                                                |                   |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|
| <b>7.1 - A CROMITA</b>                                                                                         | <b>97</b>         |
| <b>7.2 - IMPORTÂNCIA DO ESTUDO DE CROMITAS</b>                                                                 | <b>98</b>         |
| <b>7.3 - CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS CROMITÍFEROS PRIMÁRIOS</b>                                               | <b>99</b>         |
| 7.3.1 - DEPÓSITOS ESTRATIFORMES                                                                                | 100               |
| 7.3.2- DEPÓSITOS TIPO-ALPINO OU PODIFORMES                                                                     | 102               |
| <b>7.4 - GEOQUÍMICA DAS CROMITAS</b>                                                                           | <b>105</b>        |
| <b>7.5 - PARÂMETROS GEOQUÍMICOS, CARACTERIZAÇÃO TECTÔNICA E<br/>CRONOLÓGICA DE MINERALIZAÇÕES CROMITÍFERAS</b> | <b>107</b>        |
| <b><u>8 - O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS</u></b>                                                      | <b><u>110</u></b> |
| <b>8.1 - INTRODUÇÃO</b>                                                                                        | <b>110</b>        |
| <b>8.2 - A MINERALIZAÇÃO CROMITÍFERA DE PEDRAS PRETAS</b>                                                      | <b>110</b>        |
| <b>8.3 - TIPOS E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO MINÉRIO</b>                                                         | <b>111</b>        |
| <b>8.4 - PETROQUÍMICA DAS CROMITAS DE PEDRAS PRETAS</b>                                                        | <b>114</b>        |
| 8.7.2 - CLASSIFICAÇÃO DAS CROMITAS DE PEDRAS PRETAS                                                            | 114               |
| 8.7.3 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS CROMITAS DISSEMINADAS DE PEDRAS PRETAS                                        | 116               |
| 8.7.3 - ASPECTOS GEOQUÍMICOS DAS CROMITAS MACIÇAS DE PEDRAS PRETAS                                             | 119               |
| <b>8.8 - DISCUSSÕES</b>                                                                                        | <b>125</b>        |
| <b><u>9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS</u></b>                                                                         | <b><u>128</u></b> |
| <b>9.1 - CONCLUSÕES</b>                                                                                        | <b>128</b>        |
| <b>9.2 - SUGESTÕES</b>                                                                                         | <b>130</b>        |
| <b><u>10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u></b>                                                                  | <b><u>132</u></b> |

## **ANEXOS**

- ANEXO 1 - MAPA GEOLÓGICO**
- ANEXO 2 - MAPA DE PONTOS**
- ANEXO 3 - DADOS ANALÍTICOS**

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** - Localização da área estudada no Estado da Bahia. No mapa inferior destaque para a cidade de Santa Luz e a localidade de Fazenda Pedras Pretas (onde ocorre a mineralização cromitífera). No mapa em destaque, principais vias de acesso e logradouros da área mapeada. ... 3
- Figura 2.1** - Carta geológica da porção nordeste do Cráton do São Francisco, Estado da Bahia (modificado de Teixeira e Figueiredo, 1991). Localização da região de Santa Luz- Valente por Argolo *et al.* (1994). 1. Cinturão Móvel Salvador-Curaçá; 2. Fragmento Arqueano do Bloco Gavião; 3. Complexo Santa Luz; 4. Rochas Supracrustais do Grupo Jacobina; 5. *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; 6. Granitóides Transamazônicos; 7. Sienito Itiuba; 8. Diques Máficos de Uauá; 9. Rochas Neoproterozóicas; 10. Cobertura Mesozóica. .... 9
- Figura 2.2** - Carta geológica da região de Valente-Santa Luz (Argolo *et al.* 1994). 1. Granitóides Tardios; 2. Rochas Supracrustais do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; 3. Augen-Gnaisses; 4. Gnaisses Santa Luz; 5. Migmatitos; 6. Gnaisses Caraíba; 7. Zonas Miloníticas. .... 9
- Figura 2.3** - Esboço geológico enfatizando as principais ocorrências de granitóides nas porções central e oeste do Bloco Crustal de Serrinha (Matos e Conceição 1993). .... 12
- Figura 2.4** - Mapa de localização do depósito de cromitas de Pedras Pretas, enfatizando a compartimentação em setores e a área estratégica de pesquisa (Carvalho *et al.* 1982). .... 21
- Figura 2.5** - Mapa geológico da região de Pedras Pretas, Santa Luz - BA (modificado de Carvalho *et al.* 1986). .... 24
- Figura 2.6** - Padrão geométrico dos dobramentos resultantes de dois ciclos de deformação superimpostos, segundo Carvalho *et al.* (1986). .... 26
- Figura 3.1** - Intercalação entre níveis de gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos da unidade basal. No topo da seqüência observa-se a formação de solo pouco espesso de grande abrangência areal, ocorrendo em toda a extensão da unidade mapeada (ponto - A67). .... 32
- Figura 3.2** - Detalhe de litotipos calciossilicáticos contendo bandamento metamórfico composicional ( $S_0/S_1/S_2$ ), composto por diopsídio e quartzo, e foliação co-planar ( $S_3$ ) às superfícies mais antigas (ponto - A50). .... 32
- Figura 3.3** - Intrusão de granito róseo foliado ( $S_3$ ) seccionando em ângulo moderado o bandamento gnáissico ( $S_2$ ) dos litotipos do Complexo Metamórfico Basal (ponto - SLM 1). .... 33
- Figura 3.4** - Intrusão de dique de metagabro foliado ( $S_3$ ), truncando em baixo ângulo o bandamento gnáissico ( $S_2$ ) dos gnaisses quartzo feldspáticos do unidade basal (ponto - SLM 2). .... 33
- Figura 3.5** - Padrão de dobramento imposto pela deformação tangencial nos litotipos da unidade basal. Superfícies  $S_0/S_1$  são dobradas gerando foliação plano axial  $S_2$  (ponto SLM 21). .... 34
- Figura 3.11** - Fotomicrografia da porção mais impura dos níveis de mármore. Observe os grandes cristais de calcita com lamelas de geminação defletidas, indicando a participação de deformação mecânica neste litotipo. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes. .... 43
- Figura 3.12** - Fotomicrografia de detalhe de uma das associações petrográficas dos escarnitos, onde a mineralogia da rocha inicial se preserva parcialmente. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 10 X 10 vezes. .... 43
- Figura 3.13** - Fotomicrografia de litotipo calciossilicático bandado, no qual se observa a presença da fina faixa rica em diopsídio se alternando com outras mais enriquecida em quartzo. Tremolita e calcita são minerais raros nesse contexto. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes. .... 44
- Figura 3.14** - Contatos sinuosos e interdigitados entre granitos porfíricos à esquerda e leucogranitos atestando penecontemporaneidade à fase de deformação  $F_3$ . Domínio dos granitóides tipo Santa Luz, Zona de Cisalhamento Lajedo Grande (ponto SLM 40). .... 46
- Figura 3.15** - Aspectos micropetrográficos dos principais granitóides sintectônicos. 3.15a) Assembléia mineralógica dos granitóides  $G_{3a}$  onde se observa a grande quantidade de minerais máficos e uma moderada orientação da petrotrama. 3.15b) Exposição dos granitóides porfíricos



|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| G3b com destaque para a concentração dos minerais máficos e a maior granulação dos feldspatos. 3.15c) Orientação moderada marcada pelos minerais félsicos que retratam a mineralogia mais diferenciada dos granitóides G3c.....                                                                                       | 47 |
| <b>Figura 3.16</b> - Aspecto de campo do granodiorito fino relacionado ao evento magmático mais recente, contudo afetado de forma incipiente pela deformação regional. Em seus núcleos há preservação de estruturas de fluxo (SLM 33).....                                                                            | 49 |
| <b>Figura 3.17</b> - Fotomicrografia do granodiorito apresentado na figura anterior onde já se pode observar contatos interlobados, zonação de cristais de plagioclásio e formação de epidoto. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes.....                                                      | 49 |
| <b>Figura 3.18</b> - Dique composto assimétrico, com borda norte pegmatítica e borda sul granítica contendo fragmentos angulosos de granito porfirítico. A obliquidade do eixo maior dos encraves dá o sentido de fluxo para leste.....                                                                               | 50 |
| <b>Figura 4.1</b> - Perfil W-E da parede norte da cava central. Relação de contato entre a Associação Básica Bandada e a Associação Ultrabásica. Contatos retos com forte caimento para E preenchidos por finas faixas de tremolita. No interior da Associação Ultrabásica tem-se a presença de diques félsicos ..... | 54 |
| <b>Figura 4.2</b> - Acamamento mágmático marcado pela alternância de níveis serpentiniticos (em verde) e cromitíticos em negro. Obliquamente a caneta vermelha tenta mostrar uma foliação deformacional incipiente (S <sub>3</sub> ). .....                                                                           | 54 |
| <b>Figura 4.3</b> - Esboço das relações de contatos em afloramento no setor C da mina. Relação de inclusão de níveis félsicos da associação bandada no interior dos serpentinitos. ....                                                                                                                               | 55 |
| <b>Figura 4.4</b> - Fotomicrografia retratando a textura <i>mesh</i> provocada pela redução da temperatura e aumento do volume devido a injeção de água em litotipos ultramáficos.....                                                                                                                                | 59 |
| <b>Figura 4.5</b> - Fotomicrografia de paragênese típica de fácies xisto-verde constituída por tremolita associada a clorita, serpentina e cromita. Em detalhe, observa-se a presença de cromita no interior das clivagens de clorita. ....                                                                           | 59 |
| <b>Figura 4.6</b> - Fotomicrografia de relíquias da paragênese ígneas. No detalhe cristais de olivina e augita.....                                                                                                                                                                                                   | 59 |
| <b>Figura 4.7</b> - Fotomicrografia de relíquias da paragênese ígneas. No detalhe, cristal de enstatita. ....                                                                                                                                                                                                         | 59 |
| <b>Figura 4.8</b> - Fotomicrografia de textura cumulática reliquiar onde a serpentina substitui o mineral de cumulus e clorita e cromita preenchem parcialmente os espaços <i>intercumulus</i> . ....                                                                                                                 | 59 |
| <b>Figura 4.9</b> - Fotomicrografia refletindo a recristalização granoblástica dos clinopiroxênios sem orientação preferencial dos minerais. Ao centro opacos circundando completamente cristais de diopsídio.....                                                                                                    | 59 |
| <b>Figura 4.10</b> - Acamamento magmático, refletindo a alternância composicional entre níveis félsicos e máficos, paralelizado ao bandamento gnáissico regional (S <sub>2</sub> ). Setor A, parede W da cava central da mina.....                                                                                    | 67 |
| <b>Figura 4.11</b> - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica, interlobada, dos metabasitos. Ao centro cristal de clinopiroxênio cálcico contornado por minerais félsicos. Nos limites superior e inferior do Cpx observa-se petrotrama orientada de cristais de hornblenda. ....                              | 67 |
| <b>Figura 4.12</b> - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica nos metabasitos. Observe a mudança da paragênese quando comparada a figura 4.11. Enriquecida em clinopiroxênio e epidoto.....                                                                                                                    | 68 |
| <b>Figura 4.13</b> - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica interlobada dos cristais de plagioclásio, no interior dos termos félsicos dos metabasitos. Ao centro cristal de biotita ligeiramente orientada. ....                                                                                             | 68 |
| <b>Figura 4.14</b> - Inclusão de níveis félsicos (xenólitos) da Associação Básica Bandada no interior de diques intrusivos de composição anortosítica. ....                                                                                                                                                           | 68 |
| <b>Figura 4.15</b> - Fotomicrografia de dique de anortosito onde ainda é registrado aspectos da deformação mecânica. Ao centro fratura preenchida por cristais de clorita. ....                                                                                                                                       | 68 |
| <b>Figura 4.16</b> - Fotomicrografia retratando a textura hetetoadcumulática grossa em intrusões pegmatíticas. ....                                                                                                                                                                                                   | 68 |
| <b>Figura 4.17</b> - Fotomicrografia de diques básicos que seccionam os serpentinitos apresentando textura grtanoblástica poligonalizada. ....                                                                                                                                                                        | 68 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Figura 5.1</b> - Estereogramas mostrando em: a) projeção dos pólos das foliações S <sub>2</sub> e S <sub>3</sub> , responsáveis pela geometria da deformação dúctil; b) densidade de contornos das superfícies S <sub>2</sub> e S <sub>3</sub> , onde visualiza-se o registro de dobras apertadas e assimétricas. A maior concentração de pólos representa a orientação das principais zonas de cisalhamento. Rede de Schmidt, hemisfério inferior. .... | 73 |
| <b>Figura 5.2</b> - Estereogramas mostrando em: a) projeções dos elementos lineares com concentração preferencial no quadrante NW; b) densidade de contornos dos elementos lineares. Rede de Schmidt, hemisfério inferior. ....                                                                                                                                                                                                                             | 73 |
| <b>Figura 5.4</b> - Representação em escala de afloramento de sinformes e antiformes apertados, assimétricos com plano axial inclinado relacionados a F <sub>2</sub> (ponto A 6). ....                                                                                                                                                                                                                                                                      | 76 |
| <b>Figura 5.5</b> - Dobramento inclinado e cilíndrico, onde o flanco leste tem mergulho mais verticalizado do que seu par a oeste. Eixos de dobras mergulham em 25°/330° Az. Setor A, base da parede oeste da cava da mina ....                                                                                                                                                                                                                             | 76 |
| <b>Figura 5.6</b> - Bandamento gnáissico da fase F <sub>2</sub> mergulhando suavemente para SW. Ao fundo dique de pegmatito cortando a foliação S <sub>2</sub> , sendo dobrado por F <sub>3</sub> (ponto SLM 21) ....                                                                                                                                                                                                                                       | 76 |
| <b>Figura 5.7</b> - Bandamento gnáissico da fase F <sub>2</sub> truncado por apófises de pegmatitos que são dobrados pela fase de deformação subsequente (ponto SLM 21). ....                                                                                                                                                                                                                                                                               | 76 |
| <b>Figura 5.8</b> - Padrão de superposição de dobras observados em migmatitos na porção sul da região de Santa Luz, fora dos domínios dos terrenos mapeados (ponto SLM 35). ....                                                                                                                                                                                                                                                                            | 77 |
| <b>Figura 5.9</b> - Padrão de superposição de dobras das fases de deformação entre as fases de deformação F <sub>2</sub> e F <sub>3</sub> . ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 78 |
| <b>Figura 5.10</b> - Veio de pegmatito rotacionado por cisalhamento dúctil indicando transporte tectônico para sul. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 78 |
| <b>Figura 5.11</b> - Dobramentos suaves com planos axiais verticais orientados na direção E-W relacionados à fase de deformação F <sub>4</sub> (afloramento A 110). ....                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 80 |
| <b>Figura 6.1</b> - Fotomicrografia de poiquiloblasto de granada com inclusões de quartzo e plagioclásio e fraturas preenchidas por clorita. Este último mineral sugerem formação tardias a (F <sub>3</sub> /M <sub>3</sub> ). A característica sin-tectônica da granada é definida pela deflexão da superfície (S <sub>2</sub> ) e coroas reacionais de plagioclásios. Luz transmitida, nicóis paralelos. ....                                             | 87 |
| <b>Figura 6.2</b> - Fotomicrografia mostrando textura nematogranoblástica com foliação moderadamente orientada, formada por cristais de hornblenda que seccionam ao centro uma possível relíquia de clinopiroxênio (ígneo ?). Luz transmitida, nicóis cruzados ....                                                                                                                                                                                         | 87 |
| <b>Figura 6.3</b> - Fotomicrografia de poiquiloblastos de microclina com inclusões de plagioclásio (6.3a) e microclina (6.3b) pretéritos. Domínio dos gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Metamórfico Basal. A neorformação do feldspato potássico requer aporte de fluidos ricos em K <sup>+</sup> em condições de fácies anfibolito alto. Luz transmitida, nicóis cruzados. ....                                                                    | 87 |
| <b>Figura 6.4</b> - Granitóide tipo Santa Luz portando no seu interior diques de anfibolitos (?). Em algumas porções é observado a presença de remobilizados anatéticos (A 31). ....                                                                                                                                                                                                                                                                        | 89 |
| <b>Figura 6.5</b> - Fotomicrografia de anfibolito retratando a recristalização plano axial da paragênese hornblenda + plagioclásio (An > 17%) em S <sub>3</sub> . Atestando condições de metamorfismo similar entre ambas as fases de deformação. Luz transmitida, nicóis paralelos. ....                                                                                                                                                                   | 89 |
| <b>Figura 6.6</b> - Fotomicrografia de anfibolito retratando a desestabilização do plagioclásio para mica branca. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 x 10 vezes. ....                                                                                                                                                                                                                                                                        | 90 |
| <b>Figura 6.7</b> - Fotomicrografias mostrando: (6.7a) textura adcumulática de pseudomorfos de olivina definindo os minerais de <i>cumulus</i> enquanto clorita e cromita representariam os minerais <i>intrercumulus</i> . Luz transmitida, nicóis paralelos; (6.7b) substancial substituição da mineralogia primária por cristais de serpentina (lizardita) e mais raramente clorita. Luz transmitida, nicóis cruzados. ....                              | 93 |
| <b>Figura 6.8</b> - Diagrama pressão <i>versus</i> temperatura mostrando os campos de fácies metamórfica e a evolução cronológica esquemática para o metamorfismo na região de Santa Luz - Ba                                                                                                                                                                                                                                                               |    |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| (fundamentados nos trabalhos de Cordani <i>et al.</i> 1969 <i>apud</i> Matos e Conceição 1993, Brito Neves <i>et al.</i> 1980, Silva 1992).....                                                                                                                                                                                                                                     | 96  |
| <b>Figura 8.1</b> - Vista geral da cava principal (setores A e B) onde se destaca o horizonte mineralizado em cromita sob a forma de bolsão no interior dos serpentinitos e alinhado segundo a direção NNE-SSW.....                                                                                                                                                                 | 113 |
| <b>Figura 8.2</b> - Inclusões de minerais silicatados no interior das cromitas maciças. Textura cumulática sub-coalescente. Luz refletida, aumento de 100 vezes.....                                                                                                                                                                                                                | 113 |
| <b>Figura 8.3</b> - Fotomicrografia em destaque de grão de cromita euédrica, de borda retilinear, seccionada por vênulas ricas em carbonato e mostrando textura tipo <i>pull-apart</i> . Boras circundadas por clorita e serpentina. Nas porções marginais observa-se textura cumulática coalescente de granulação fina. Luz transmitida (nicóis cruzados) aumento de 25 vezes..... | 113 |
| <b>Figura 8.4</b> - Fotomicrografia de níveis de cromititos maciços com textura cumulática sub-coalescente seccionados por veios ricos em serpentina atestando a participação de uma tectônica rúptil em condições de fácies xisto-verde na história evolutiva do depósito. Em bordas de cromitas observa-se mineral de cor marrom (clorita cromífera - kaminerita). .....          | 113 |
| <b>Figura 8.5</b> - Fotomicrografia retratando o acamamento rítmico dos níveis ricos em serpentina e níveis ricos em cromita (luz transmitida, aumento de 25 vezes). .....                                                                                                                                                                                                          | 113 |
| <b>Figura 8.6.</b> - Cromitas de hábitos sub-édricos disseminadas no interior de serpentinitos. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                | 113 |
| <b>Figura 8.7-</b> Projção das cromitas de Pedras Pretas no diagrama ternário dos cátions trivalentes. Seção lateral do prisma de classificação dos espinélios (Irvine 1965, Haggerty 1991). Os campos de classificação discriminados são do trabalho de Stevens (1944). (→ - cromita maciça; * - cromita disseminada). .....                                                       | 115 |
| <b>Figura 8.8</b> - Projção das cromitas de Pedras Pretas nas fácies retangulares do prisma de classificação dos espinélios (Irvine 1965, Haggerty 1991). Predomínio das cromitas de alto Cr (maciças) e alto Fe (disseminadas). a) seção basal; b) seção frontal. (→ - cromita maciça; * - cromita disseminada). .....                                                             | 115 |
| <b>Figura 8.9</b> - Diagrama do número de cátions dos elementos trivalentes vs. a razão $Mg^*$ para as cromitas de Pedras Pretas. Observe o amplo espectro da razão $Mg^*$ e a mobilidade de $Fe^{+3}$ e Cr entre os dois grupos populacionais, indicando origem distinta para ambos. ....                                                                                          | 118 |
| <b>Figura 8.10</b> - Diagramas das razões $Cr/(Cr+Al)$ versus o nº de cátions de: a) Mg; b) $Fe^{+2}$ . Observe a nítida separação dos agrupamentos populacionais e a formação de dois alinhamentos químicos sugerindo origem distintas para ambos os grupos. ....                                                                                                                  | 118 |
| <b>Figura 8.11</b> - Diagrama do nº de cátions dos elementos menores vs. a razão $Mg^*$ . Observe aqui o enriquecimento relativo de Ti, Ni, V e Zn, o empobrecimento e realinhamento do Mn nas cromitas disseminadas, e o aumento de Si em alguns grãos de cromitas maciças associado a zona de borda dos cristais. ....                                                            | 119 |
| <b>Figura 8.12</b> - Diagramas multi elemental nºs de cátions versus razão $Mg^*$ mostrando a ausência de disparidades dos dados de centro e borda dos grão de cromitas maciças, atestando uma possível homogeneidade composicional.....                                                                                                                                            | 120 |
| <b>Figura 8.13</b> - Diagrama ternário Cr-Al- $Fe^{+3}$ , proposto por Suita e Strieder (1997), mostrando os campos de concentração das cromitas estratiformes e de cromitas de seqüências ofiolíticas ricas em Cr e Al. Observe a ampla concentração das cromitas maciças no campo das seqüências ofiolíticas ricas em Cr.....                                                     | 124 |
| <b>Figura 8.14</b> - Diagrama de correlação das razões $Cr^*$ vs. $Mg^*$ com os campos estratiforme e podiforme (Irvine 1967, Duke 1983). Concentração das cromitas maciças essencialmente no campo podiforme mas, com sobreposição no campo estratiforme. (→ - cromita maciça; * - cromita disseminada). .....                                                                     | 124 |
| <b>Figura 8.15</b> - Diagrama de correlação das razões $TiO_2$ vs. $Cr_2O_3$ com os campos de ofiolitos e de alguns depósitos tipicamente estratiformes (Suita e Strieder 1997). Notória predominância de cromitas com afinidade ofiolítica. (→ - cromita maciça; * - cromita disseminada). ....                                                                                    | 125 |

## LISTA DE QUADROS

|                                                                                                                                                                                                       |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Quadro 2.1</b> - Evolução tectônica do Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá, segundo Padilha (1992).....                                                                                     | 15  |
| <b>Quadro 2.2</b> - Evolução tectônica dos domínios central e meridional do <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru, segundo Jardim de Sá (1982) e Teixeira (1985), sintetizada em Rocha (1994). .... | 16  |
| <b>Quadro 2.3</b> - Evolução tectônica do <i>Greenstone Belt</i> do Rio Itapicuru, segundo Silva e Matos (1991), sintetizada em Rocha (1994). ....                                                    | 16  |
| <b>Quadro 7.1</b> - Composição dos espinélios (elaborado a partir de Stowe 1987a). ....                                                                                                               | 98  |
| <b>Quadro 7.2</b> - Classificações para as cromitas (elaborada a partir de Stowe 1987a). ....                                                                                                         | 98  |
| <b>Quadro 7.3</b> - Parâmetros geoquímico de cromitas associados aos seus respectivos ambientes tectônicos (Stowe 1994). ....                                                                         | 107 |

## LISTA DE ABREVIATURAS

|                      |                          |                                                             |
|----------------------|--------------------------|-------------------------------------------------------------|
| Aln - alanita        | Ep – epídoto             | IAT – tholeiítos de arco de ilhas                           |
| An - anortita        | Fo – forsterita          | Tr - tremolita                                              |
| Atg - antigorita     | Grt - granada            | Cr* - (Cr/(Cr+Al))                                          |
| Ap - apatita         | Hbl - hornblenda         | Mg* - $\text{Fe}(\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+2}+\text{Mg})$  |
| Ab - albita          | Ttn - titanita           | Tlc - talco                                                 |
| En - enstatita       | Kf – feldspato potássico | Anf – anfibólio                                             |
| Aug - augita         | Lz – lizardita           | Fe# - $\text{Fe}^{+3}/(\text{Fe}^{+3}+\text{Al}+\text{Cr})$ |
| Bt - biotita         | Ol – olivina             | F <sub>i</sub> – fase de deformação (i)                     |
| Cpx - clinopiroxênio | Opx - ortopiroxênio      | S <sub>i</sub> – foliação ou acamamento igneo e sedimentar  |
| Cal - calcita        | Phl - flogopita          | M <sub>i</sub> – evento metamórfico (i)                     |
| Chl - clorita        | Pl – plagioclásio        | L <sub>i</sub> – lineação (i)                               |
| Chr - cromita        | Qtz - quartzo            | Ma – milhões de anos                                        |
| Di - diopsídio       | Srp - serpentina         | MORB – basaltos de cadeia meso-oceânica                     |



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**CARACTERIZAÇÃO METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE  
PEDRAS PRETAS, SANTA LUZ – BA.**

**RESUMO**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Marcelus Glaucus de Souza Araújo**

A mineralização cromitífera de Pedras Pretas encontra-se alojada em horizontes serpentiniticos da suíte intrusiva homônima. O magmatismo ultrabásico intrude litotipos de origem sedimentar e ígnea, que sofreram no mínimo a ação direta de quatro fases de deformação. O ambiente de colocação da referida suíte compreende sítios extensionais sob condições de saturação de água e metamorfismo de fácies xisto-verde.

A evolução tectono-metamórfica para a região investigada é marcada inicialmente por condições progradante de metamorfismo caracterizada em fácies anfibolito. O ápice do *loop* metamórfico é atingido em fácies anfibolito alto, identificado nas paragêneses formadoras de bandamento gnáissico regional e pela presença de remobilizados anatéticos. Tais condições ocorreram até o início da formação dos grandes cisalhamentos, produto de uma fase de deformação subsequente. Estas estruturas de escala litosférica receberam aporte de fluidos que propiciaram a redução das condições térmicas para a fácies xisto-verde. As características químicas dos fluidos infiltrantes foram comprovadamente modificadas no decorrer da evolução das estruturas frágeis.

Dados petroquímicos obtidos para as cromitas de Pedras Pretas permitiram a separação em dois agrupamentos distintos: cromitas disseminadas em serpentinitos e cromitas de cromititos maciços. A primeira associação foi modificada por processos posteriores a cristalização magmática enquanto que a última conservou as suas características primárias. As análises químicas das cromitas maciças de Pedras Pretas retratam que as mesmas se cristalizaram-se por processo de diferenciação, onde os termos finais tornaram-se enriquecidos em cromo. Isto torna necessário a participação de um líquido originalmente peridotítico saturado em cromo sob condições de baixa  $fO_2$ . Tal característica aliado ao baixo conteúdo de Ti e a razão  $Cr/(Cr+Al) > 0,6$ , além de dados do mapeamento geológico e correlações com trabalhos de cunho regional suportam a idéia de que a mineralização cromitífera se formou em ambiente tectônico relacionados à arcas de ilha.



**UNICAMP**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS  
ÁREA DE METALOGÊNESE**

**METALLOGENETIC CHARACTERIZATION OF THE CROMITIFEROUS  
DEPOSIT OF PEDRAS PRETAS, SANTA LUZ , BAHIA, BRAZIL.**

**ABSTRACT**

**MASTER DISSERTATION**

**Marcelus Glaucus de Souza Araújo**

The chromitiferous mineralization of Pedras Pretas Intrusive Suite, Bahia, Brazil, is host in serpentinites intrusive into meta-sedimentary and meta-igneous rocks comparable to the 2.2-2.0 Ga-old Itapicuru River Greenstone Belt.

Field relationships and petrographic data indicate that the study area has undergone four major deformation phases with metamorphic grade reaching upper amphibolite facies conditions during the second to the third ductile deformation episodes. The fourth deformation phase was mostly brittle with mineral assemblages typical of greenschist facies metamorphic grade.

Petrographic observations combined with mineral chemical data show that the Pedras Pretas chromites can be grouped into two types, viz. disseminated and massive chromites. Whereas the first one had its primary chemistry modified by sub-solidus metamorphic and/or hydrothermal processes, the second has preserved most of its magmatic characteristics, thus rendering comparisons with its Phanerozoic counterparts for which the tectonic settings are relatively well known. As such, the massive-type chromites are Ti-poor, Cr-rich, show  $Cr/(Cr+Al) > 0.6$  and fall in the ophiolite field on Cr-Al-Fe and Cr/(Cr+Al)-Mg/(Mg+Fe) tectonic settings discriminating diagrams. Since the Pedras Pretas Intrusive Suite is host in rocks comparable to the Itapicuru River greenstone belt, which contains juvenile back-arc basalts, it is suggested that its origin may be linked to a geologic scenario similar to present-day island arc.

# 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1 - APRESENTAÇÃO E OBJETIVOS

A utilização de suítes máficas-ultramáficas como objeto de estudos geológicos vem se tornando relevante nos últimos tempos para caracterizar ambientes petrogenéticos. Da mesma forma e principalmente após os trabalhos de Irvine (1965, 1967) as características químicas dos espinélios (cromitas) passaram a ser usadas para definir a assinatura de ambientes geotectônicos. Por conseguinte, investigações baseadas na natureza química, composição mineralógica e distribuição espaço-tempo em suítes máficas e ultramáficas portando mineralizações cromitíferas, começaram a subsidiar o entendimento de processos magmáticos e metamórficos, a dinâmica de esforços crustais e a reconstrução de ambientes tectônicos. Além disso, tais entidades geológicas despertam atração peculiar por apresentarem, em várias regiões, depósitos minerais economicamente explotáveis.

O contexto acima foi observado por Queiroz (1986), na porção nordeste do Cráton do São Francisco. O referido autor relatou em seu trabalho a presença de um alinhamento de nove exposições máficas-ultramáficas mineralizadas em cromita e orientadas preferencialmente na direção N-S. Oliveira e Knauer (1993) advogaram que grande parte destas suítes são de afinidade geoquímica tholeiítica e idade proterozóica, estando intrudida num embasamento siálico, sendo também relacionadas às intrusões do tipo estratiforme.

Em trabalhos de prospecção geológica para o reconhecimento do depósito de cromitas de Pedras Pretas, Carvalho *et al.* (1982) estabeleceram preliminarmente o arcabouço geológico-estrutural, a litoestratigrafia da suíte intrusiva e a pontecialidade metalogenética da mineralização. Todavia, a interpretação tectônica efetuada no referido trabalho foi fundamentada preferencialmente nos conceitos de vergência de dobras, prática essa atualmente em desuso para definir movimentos tectônicos.

A variação do grau metamórfico entre a porção ultrabásica ( fácies xisto-verde) e a básica ( fácies anfibolito), a presença de xenolitos de litotipos básico na porção ultrabásica, além de

novos dados petroquímicos de cromitas obtidos neste estudo possibilitam novas interpretações que não seja aquela de comparar a suíte intrusiva de Pedras Pretas com as intrusões do tipo Grande Dique do Zimbábue (Carvalho *et al.* 1982, 1986).

Buscando entender a evolução da mineralização cromitífera de Pedras Pretas ao longo do tempo geológico este trabalho teve por objetivo:

a) caracterizar o ambiente metalogenético do depósito cromitífero de Pedras Pretas com base nos aspectos estruturais, petrográficos e litoestratigráficos dos litotipos básicos e ultrabásicos e petroquímicos das cromitas;

b) discutir o tempo de colocação da mineralização em função das fases de deformação estabelecidas neste trabalho e correlacioná-la com os dados bibliográficos existentes e;

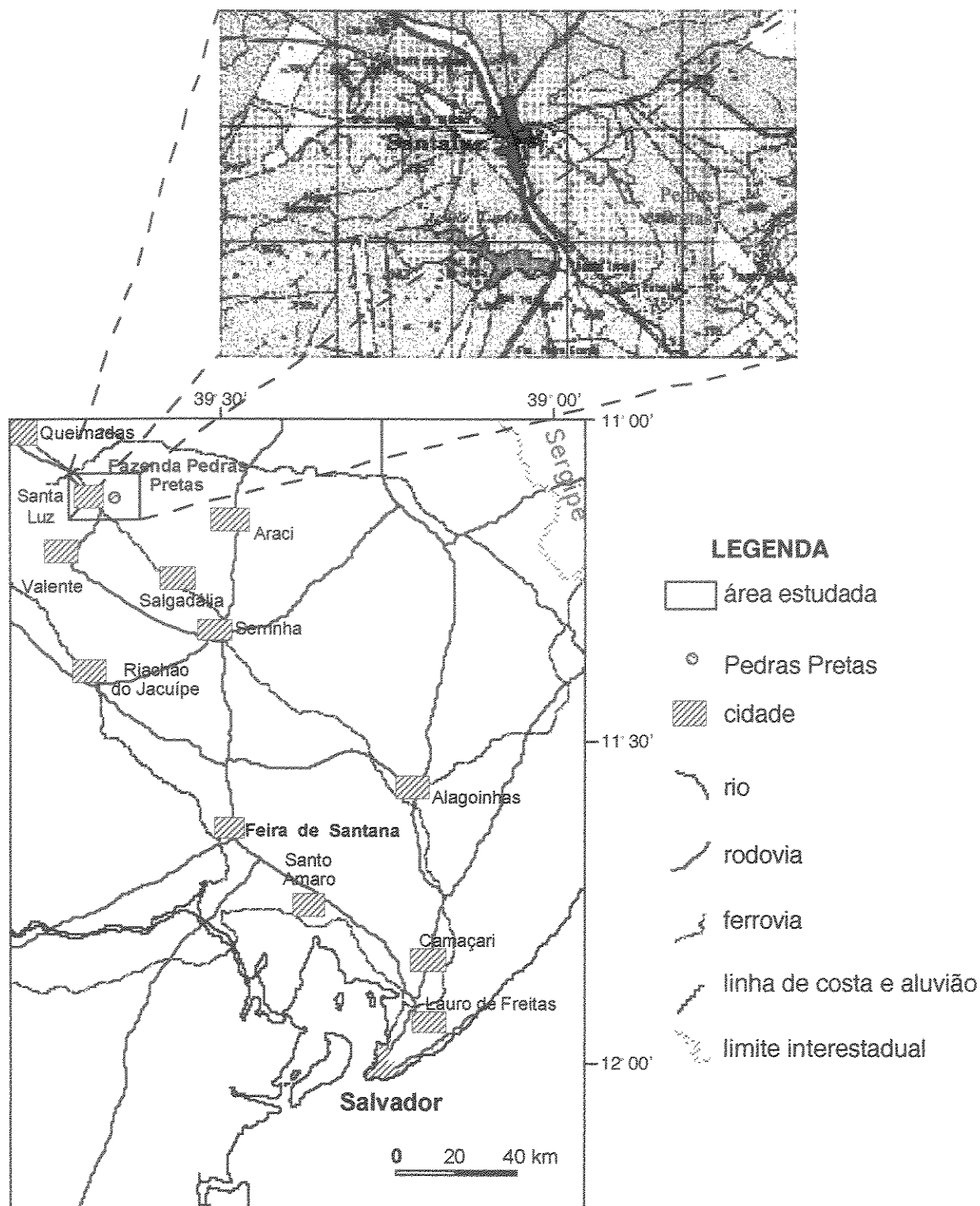
c) estabelecer um modelo de evolução tectônica da região de Santa Luz, bem como, definir de forma relativa as condições termobarométricas reinantes registradas nas unidades litoestratigráficas mapeadas.

## **1.2 - GEOGRAFIA DA REGIÃO ESTUDADA**

A área mapeada situa-se no município de Santa Luz, na porção nordeste do Estado da Bahia, sendo representada por um polígono regular delimitado aproximadamente pelas coordenadas geográficas 11° 14' 06" e 11° 17' 21" de latitude sul, e 39° 24' 11" e 39° 19' 47" de longitude oeste, perfazendo área de 60 km<sup>2</sup>.

A cidade de Santa Luz dista 262 km no sentido noroeste de Salvador. O Acesso a partir da capital baiana é feito em rodovias asfaltadas, inicialmente percorrendo 110 km através da Br-324, até a cidade de Feira de Santana. Neste ponto toma-se a Br-116 e desloca-se 68 km no sentido de Serrinha. O percurso final até Santa Luz é de 84 km e se dá através da Ba-324. Santa Luz também dispõem de acesso ferroviário interligando-se a Salvador e Jucazeiro. O mapa de localização geográfica e as principais vias de acesso à área encontram-se representadas na Figura 1.1.





**Figura 1.1** - Localização da área estudada no Estado da Bahia. No mapa inferior destaque para a cidade de Santa Luz e a localidade de Fazenda Pedras Pretas (onde ocorre a mineralização cromitífera). No mapa em destaque, principais vias de acesso e logradouros da área mapeada.

Santa Luz está inserida no domínio morfoclimático do semi-árido do sertão nordestino, caracterizado por clima quente do tipo BSH, de Köppen (1948 *apud* Coelho & Soncim 1982), com temperaturas anuais variando de 22 a 40 °C. As chuvas são irregulares e mal distribuídas se concentrando entre os meses de março a junho. As drenagens próximas a sede do município são em geral temporárias, dificultando bastante o abastecimento d'água. Os principais reservatórios estão na bacia do rio Itapicuru a cerca de 40 km a Norte da cidade de Santa Luz. A vegetação observadas é do tipo xerófila, composta por arbustos, em planícies de inundação, cactáceas e bromeliáceas nos terrenos mais elevados. O relevo consta de planícies peneplanizadas a exceção do Morro do Lopes (noroeste da área mapeada) que consiste de um *inselberg*.

A economia da região de Santa Luz é sustentada pelo repasse de verbas do Fundo de Participação Municipal (FPM) do Governo Federal. A produção de sisal, criação de caprinos para a produção de leite e abate, exploração de minério de cromo e garimpagem de ouro, mármore e granitos são outras atividades econômicas da região.

### **1.3 - ETAPAS DE TRABALHO, MATERIAIS E MÉTODOS**

O início dos trabalhos constou do levantamento e reconhecimento bibliográfico sobre a geologia da região nordeste do Estado da Bahia, leitura dos relatórios internos e interpretação dos mapas prévios estabelecidos pela Magnesita S.A. (empresa responsável pela exploração da cromita). Concomitantemente a etapa inicial e por toda a extensão da pesquisa, ocorreu o acompanhamento bibliográfico de temas relativos a corpos máficos-ultramáficos, enfatizando os aspectos sobre petrologia, ambiência tectônica e mineralização cromitífera.

No decorrer da pesquisa foram efetuadas duas etapas de campo, perfazendo um total de trinta e três dias na área, com o intuito de elaborar a carta geológica de uma porção do município de Santa Luz, em escala de 1:25.000, auxiliado pela folha topográfica homônima (SC-24-Y-D-III; escala 1:100.000 da SUDENE) e fotografia aérea (escala aproximada - 1:108.000 ampliada para 1:10.000, do Serviços Aerofotogramétricos Cruzeiro do Sul).

Os trabalhos de campo constaram da identificação das unidades litoestratigráficas, coleta de parâmetros estruturais e amostragem para estudo petrográfico e isotópico<sup>1</sup>. Durante a primeira campanha ocorreu o reconhecimento geológico regional, o acompanhamento do mapeamento geológico de detalhe da cava principal (aos cuidados do corpo técnico da empresa) e descrição em detalhe de seis furos de sondagem (cada um com cerca de 130 metros e com inclinação de 60° no sentido leste) com intuito de observar as relações de contato entre os diversos litotipos, especialmente aqueles da suíte intrusiva. A segunda etapa constou basicamente do mapeamento geológico semi-regional que foi executado preferencialmente através de perfis transversais às estruturas regionais.

Em complementação as etapas de campo ocorreu a investigação petrográfica de 97 lâminas delgadas e delgadas-polidas, através de microscópio petrográfico Carl Zeiss modelos Jenapol e Axiophoto com a finalidade de identificar e registrar as associações metálicas e silicatadas. Esta investigação contribuiu para distinguir paragêneses primárias das de origem metamórfica, estabelecer relativamente as condições termobarométricas dos eventos tectonometamórficos atuantes na região e reconhecer os tipos petrográficos das diferentes unidades.

A classificação petrográfica adotada nos litotipos ígneos e metamórficos de origem ígnea foi baseada nas proposições de Streckeisen (1976), enquanto que os demais litotipos metamórficos seguirão critérios mineralógicos (quantitativos) e texturais, procurando evidenciar os minerais índices de metamorfismo ou estabelecer conotações genéticas. A identificação mineral dos litotipos foi efetuada em secções delgadas e delgadas-polidas, através do estudo das propriedades óticas, com subsídios dos livros textos de Roubalt (1972), Mackenzie & Guilford (1982) e Deer *et al.* (1981). O estudo dos aspectos composicionais, texturais e estruturais das rochas levou em consideração as publicações de Spry (1969), Winkler (1977), Bard (1980), Mackenzie *et al.* (1984), Sial & McReath (1984), Barkley (1990), Passchier *et al.* (1993), Yardley (1994) e Spear (1994).

---

<sup>1</sup> Este estudo constaria de cinco análises isotópicas pelo método Sm/Nd para as rochas básicas e ultrabásicas da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas. As amostras foram coletadas e remetidas ao CPEGEO da USP desde de setembro de 1996. Até a presente data não se obteve qualquer resultado nem ressarcimento do investimento aplicado.

Em litotipo ultrabásico, em função da dificuldade em se caracterizar que mineral do grupo da serpentina que se faz presente, executou-se o reconhecimento desta fase mineral através do método de microespectroscopia Raman calibrado nas seguintes condições de análise: linha do laser 514,5 nm; potência do laser 300 mW; tempo de integração 20 s; objetiva de 100 vezes. O espectro obtido encontra-se em anexo, sendo interpretado como o da lizardita em comparação aos estudos experimentais de Bard *et al.* (1997).

Reconhecida as assembléias minerais buscou-se através do estudo de microsonda eletrônica definir a composição de algumas fases silicatadas e prioritariamente caracterizar a composição química das cromitas de Pedras Pretas. Neste estudo foram efetuadas cerca de duas centenas de análises mineraloquímicas selecionadas de quatro amostras representativas dos horizontes mineralizados em níveis de cromitito maciço além de algumas dezenas de pontos em grãos de cromitas disseminadas nos serpentinitos.

As análises foram processadas na Microsonda Eletrônica Cameca SX 50 utilizando-se de uma aceleração de voltagem de 15 kV e uma corrente contínua de aproximadamente 40 nA. A calibração do equipamento foi efetuada usando variação de padrão sintético e mineral, sempre procurando a composição mais aproximada das amostras analisadas. Os resultados foram apresentados em percentagem de peso de óxidos e proporção catiônica, na base de 24 cátions para 32 Oxigênios. O conteúdo de Ferro foi determinado como Ferro(total), sendo corrigido e redistribuído com base na fórmula estrutural dos espinélios (Irvine 1965) em um programa computacional acoplado à microsonda.

Nas cromitas disseminadas dos serpentinitos foram analisados os centros dos grãos, partindo do princípio que poderia ter havido mobilidade de elementos químicos em toda a extensão dos mesmos devido a participação de processos físico-químicos posteriores a cristalização magmática (Stowe 1994). Em 33 grãos de cromitas primárias foram investigados centro e borda com o intuito de verificar a variação composicional. No decorrer do capítulo 8 será discutido os dados pertinentes a cada agrupamento populacional.

Resultados analíticos insatisfatórios em função da precisão da análise ( $\pm 2,0\%$ ) foram descartados. Para a caracterização petrogenética, as análise de cromitas com teores de SiO<sub>2</sub>

superiores a 2% também foram desprezadas. Esta restrição se deve a grande facilidade que o silício tem em substituir os elementos trivalentes através de processos físico-químicos, especificamente em zonas de borda dos cristais, posteriores a cristalização magmática. Análises representativas e alguns parâmetros estatísticos de cromita encontram-se listados no anexo 3.

A etapa final deste trabalho constou da integração e descrição de todos os dados obtidos e suas possíveis interpretações, os quais possibilitam a elaboração desta dissertação, a qual representa uma das condições necessárias para obtenção do grau de Mestre em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas.

## **2 - SÍNTESE DOS DADOS GEOLÓGICOS DA REGIÃO DE SANTA LUZE DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS.**

### **2.1 - A GEOLOGIA DA PORÇÃO NORDESTE DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

#### **2.1.1 - Introdução**

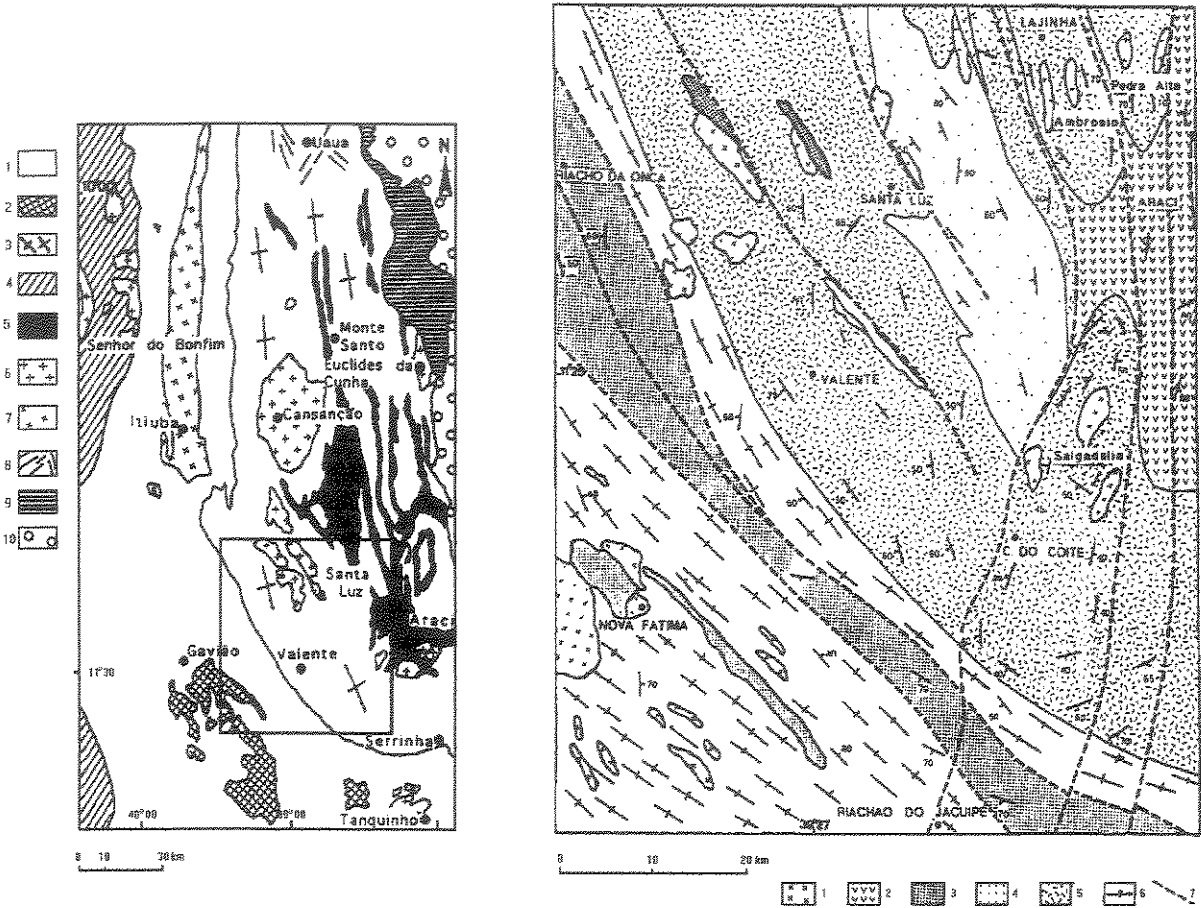
As rochas cristalinas do Estado da Bahia, em quase toda a sua totalidade, encontram-se situadas dentro do Cráton do São Francisco, unidade tectônica estabilizada durante o Paleoproterozóico (Almeida *et al.* 1977), ao final do Ciclo Transamazônico (Hurley *et al.* 1967), estando delimitada por cinturões móveis relacionados ao Ciclo Brasileiro.

A região de Santa Luz está inserida no compartimento geotectônico leste do Estado da Bahia, em um dos “blocos estáveis” que compõem o Cráton do São Francisco, denominado de Bloco Crustal de Serrinha (Barbosa 1996). Este bloco limita-se a oeste com o Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá, de idade paleoproterozóica, e a leste com as coberturas mesozóicas da Bacia do Tucano (Figuras 2.1 e 2.2). O referido bloco cratônico é constituído, da base para o topo, por terrenos metamórficos, de idade arqueana, variavelmente retrabalhados no Paleoproterozóico e sobrepostos por uma sequência vulcano-sedimentar paleoproterozóica, definida por Kishida (1979) e Kishida e Riccio (1980) como o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

#### **2.1.2 - O Embasamento do Bloco Crustal de Serrinha**

A unidade basal do Bloco Crustal de Serrinha é representada por metamorfitos em fácies anfibolito designados de Complexo Santa Luz (Gaál *et al.* 1987, Matos e Davison 1987, Figueiredo e Barbosa 1993). Padilha e Melo (1991) definiram tais metamorfitos como gnaisses bandados, com níveis pouco expressivos de calciossilicáticas e por ortognaisses tonalíticos a graníticos, com predominância dos termos granodioríticos, ambos litotipos frequentemente migmatizados. Silva (1994) identificou anfibolitos, rochas máficas e ultramáficas intrudindo a sequência infracrustal.

A estruturação principal da porção sudoeste do Bloco Crustal de Serrinha varia de direção: N-S, nas proximidades dos terrenos granitos-*greenstone* do Rio Itapicuru, a NW-SE, na cidade de Santa Luz. Padilha e Melo (1991) situaram a região em um cinturão de cisalhamento dúctil, desenvolvido em regimes compressionais a transcorrentes progressivos (onde o bloco W teve movimentação para S), contendo em seu interior diversos granitóides, cronocorrelatos a posteriores deformações de caráter tangencial e direcional. As condições crustais são consideradas como sendo de níveis inferior a intermediário, associadas a um evento metamórfico que gradou de fácies granulito para fácies anfibolito de oeste para leste.



**Figura 2.1** - Carta geológica da porção nordeste do Cráton do São Francisco, Estado da Bahia (modificado de Teixeira e Figueiredo, 1991). Localização da região de Santa Luz-Valente por Argolo *et al.* (1994). 1. Cinturão Móvel Salvador-Curaçá; 2. Fragmento Arqueano do Bloco Gavião; 3. Complexo Santa Luz; 4. Rochas Supracrustais do Grupo Jacobina; 5. *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; 6. Granitóides Transamazônicos; 7. Sienito Itiuba; 8. Diques Máficos de Uauá; 9. Rochas Neoproterozóicas; 10. Cobertura Mesozóica.

**Figura 2.2** - Carta geológica da região de Valente-Santa Luz (Argolo *et al.* 1994). 1. Granitóides Tardios; 2. Rochas Supracrustais do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru; 3. Augengnaisses; 4. Gnaisses Santa Luz; 5. Migmatitos; 6. Gnaisses Caraíba; 7. Zonas Miloníticas.

Estudo desenvolvido na região por Davison *et al.* (1988) apontou uma forte discordância estrutural<sup>1</sup> entre as rochas infracrustais e a seqüência vulcano-sedimentar, sugerindo a participação de um evento deformativo mais antigo no embasamento (Davison *et al.* 1988). Embora inexista a nítida definição do contato entre o Complexo Santa Luz e a seqüência vulcano-sedimentar, Silva (1992) propõe a existência de um contato tectônico entre essas unidades.

Datações radiométricas pelo método U/Pb em zircões apontam idades absolutas de  $2.930 \pm 32$  Ma para xenólitos de ortognaisses relacionados à crosta siálica preexistente, no Domo de Ambrósio (Gaál *et al.* 1987). No seio do contexto da unidade basal do Bloco Crustal de Serrinha as mineralizações cromitíferas são as principais ocorrências minerais.

### 2.1.3 - O *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru

Compreende rochas vulcano-sedimentares de estrutura alongada na direção norte-sul, ocupando área aproximada de 7.500 km<sup>2</sup>. Mascarenhas (1973 *apud* Rocha 1994) foi quem primeiro identificou as associações vulcânicas e sedimentares como uma seqüência do tipo *greenstone belt*<sup>2</sup>, em analogia a outras unidades geológicas do mundo. Kishida (1979), Kishida e Riccio (1980), Jardim de Sá (1982), Silva (1983), Teixeira (1985), Gaál *et al.* (1987), entre outros, corroboraram a idéia inicial através de contribuições nos campos da petrografia, metamorfismo, geologia estrutural, estratigrafia, geoquímica e geocronologia.

A divisão litoestratigráfica do cinturão de rochas verdes proposta por Kishida (1979) e reformulada por Silva (1983) inclui um domínio vulcânico máfico basal (basaltos maciços, *pillow* lavas e brechas de fluxo) de afinidade tholeiítica, oriundos de duas fontes distintas e com características transicionais entre MORB e IAT; um domínio vulcânico félsico (lavas, tufos e piroclásticas), de posição intermediária e afinidade cálcio-alcalina do tipo arco continental, e uma cobertura sedimentar constituída por turbiditos e arcóseos, gerados a partir da dissecação de

---

<sup>1</sup> A foliação dos gnaisses do Complexo Santa Luz está em inconformidade com a superfície sedimentar e/ou metamórfica das rochas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru

<sup>2</sup> Macarenhas (1975 *apud* Rocha 1994) designou de *Greensone Belt* de Serrinha a unidade geológica identificada.



rochas vulcânicas epiclásticas (Lebede e Hoppe 1990) e vulcanoquímicas do tipo formação ferífera bandada, formação manganesífera e *chert*.

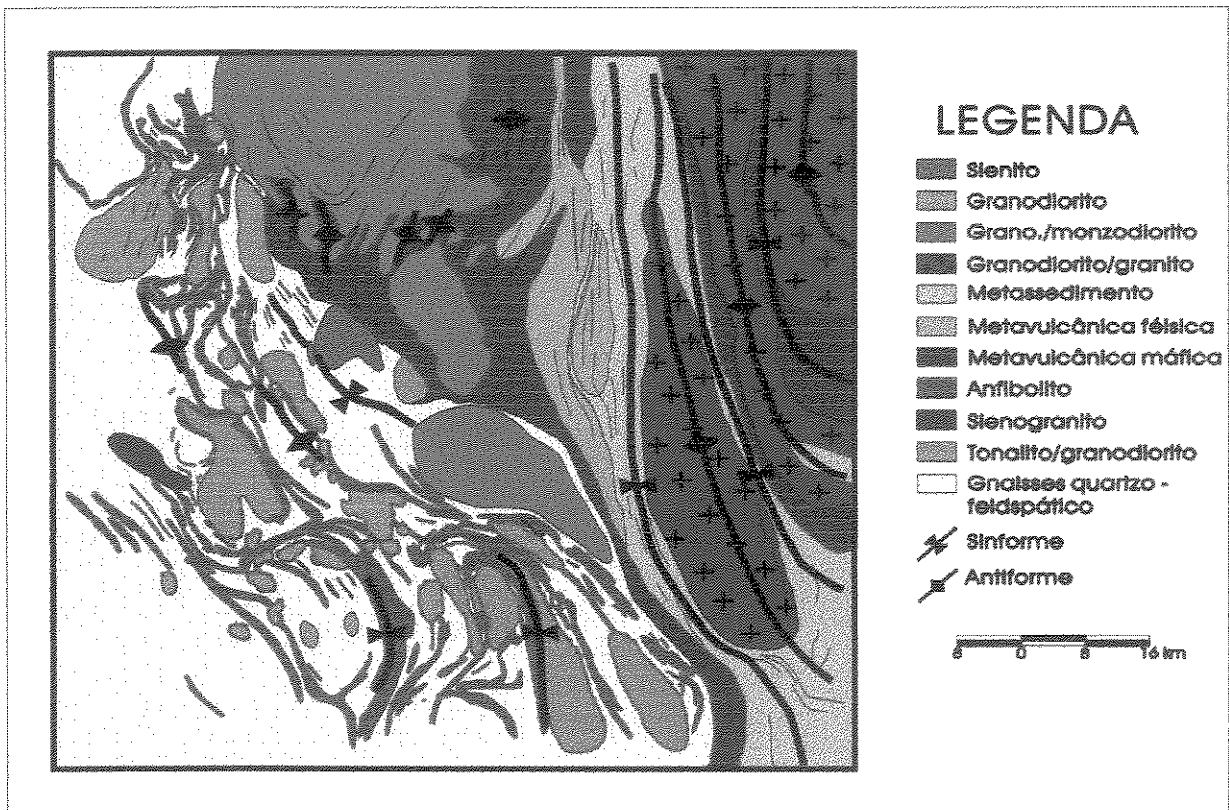
Todas as unidades litológicas apresentam-se intrudidas por granitóides sin- a pós-tectônicos e, subordinadamente, por corpos lamprofíricos, gabróicos e rochas ultramáficas cumuláticas. O metamorfismo regional atuante é progressivo de fácies xisto-verde a anfibolito. Entretanto, há espilitização inicial da pilha vulcânica máfica em condições de fácies xisto-verde e metamorfismo de contato em fácies anfibolito, provocado pelo alojamento de granitos pós-tectônicos (Silva 1992).

A estrutura geral do terreno granito-greenstone é uma calha sinclinorial, com vergência para leste, oriunda de uma deformação transpressiva sinistral (Silva e Matos 1992). Estudos geocronológicos revelaram idades de 2.200 Ma para os basaltos tholeiíticos, através dos métodos Sm/Nd (idade modelo) e Pb/Pb em monocristais de zircões (Silva 1992), e de 2.100 Ma para os andesitos cálcio-alcálicos, tanto pelo método Rb/Sr, em rocha total (Brito Neves *et al.* 1980), quanto pelo método Sm/Nd (idade modelo) e Pb/Pb em zircões (Silva 1992). Em função dos dados isotópicos e de estudos geoquímicos, Silva (1992) atribuiu uma cronocorrelação genética entre o vulcanismo félsico e a granitogênese sin- a pós-tectônica.

As mineralizações auríferas são as principais ocorrências minerais nos terrenos da sequência vulcano-sedimentar do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, destacando-se aquelas da Mina de Fazenda Brasileiro.

#### **2.1.4 - Granitóides**

Corpos graníticos gnaissificados intrudem as unidades arqueanas e paleoproterozóicas do Bloco Crustal de Serrinha e são relacionados ao Ciclo Transamazônico (McReath e Sabaté 1987). Segundo Matos e Conceição (1993) a compartimentação dos plutões sugere uma evolução de termos granodioríticos a oeste, para termos monzoníticos/sieníticos nas margens leste. Desta forma, os referidos autores baseados em parâmetros composicionais, deformacionais e geocronológicos, classificaram os granitóides em seis principais associações (Figura 2.3).



**Figura 2.3** - Esboço geológico enfatizando as principais ocorrências de granitóides nas porções central e oeste do Bloco Crustal de Serrinha (Matos e Conceição 1993).

#### 2.1.4.1) Granitos tipo Santa Luz

Compreendem plutões sintectônicos, de dimensão variada, intrudidos na unidade basal do Bloco Crustal de Serrinha. Foram designados preliminarmente de granito tipo Lagoa dos Bois (McReath e Sabaté 1987, Sabaté *et al.* 1987) e são representados por corpos fortemente deformados, onde o cisalhamento se paraleliza ao bandamento gnáissico embora, muitas vezes possam preservar núcleos de natureza mais isotrópica.

Duas fácies petrográficas foram reconhecidas: a primeira tem granulação média, rica em fenocristais de feldspato potássico e possui composição granodiorítica predominantemente nos centros dos corpos; a segunda exhibe granulação fina de natureza composicional granodiorítica a monzogranítica, associada à zona de borda das intrusões.

Em alguns corpos, estruturas primárias sofrem rotação e deformação pós- a tardi-magmáticas, em regime dúctil, indicando compressão NE-SW (Sabaté *et al.* 1987). Relações

estruturais sugerem um mecanismo de intrusão forçada, mesozonal, durante os principais eventos de deformação do embasamento (Matos e Conceição 1993). Esta consideração sustenta-se na ausência de deformação dos núcleos de alguns corpos e na geração de uma gnaissificação formada por oligoclásio-Ca e anfibólio nas bordas dos granitóides alongados na direção N-S.

Uma isócrona de referência Rb/Sr define uma idade de  $2.097 \pm 27$  Ma com  $R_i = 0,704$  (Brito Neves *et al.* 1980) sendo corroborada pela idade de 2.100 Ma obtida pelo método U-Pb em zircões (Gaál *et al.* 1987). A baixa razão isotópica para este conjunto de rochas aponta para uma fonte mantélica.

#### **2.1.4.2) Granito tipo Serra da Caraconha**

Consiste de um único plutão charnockítico situado na faixa limítrofe entre os terrenos granulíticos do Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá e o Bloco de Serrinha. Trata-se de um sieno-granito róseo com ortopiroxênio, com termos quartzo-sieníticos, contendo cristais de ortoclásio e andesina. Apresenta textura poligonalizada e retrometamorfismo de ortopiroxênio para anfibólio verde. Cronologicamente, seria similar aos do tipo Santa Luz.

#### **2.1.4.3) Granitos tipo Domo de Ambrósio**

São corpos sintectônicos, alongados na direção N-S e intrudidos na porção central do *Grenstone Belt* do Rio Itapicuru (Matos e Davison 1987). Os mesmos produziram metamorfismo de contato e posicionaram-se ao longo de antififormes revirados com vergência para leste. Possuem estrutura zonada, com a periferia gnaissificada de composição granítica a granodiorítica, ao centro tornam-se homogêneos com composição granodiorítica (Matos 1988).

Esses plutões têm mecanismo de colocação forçada, concomitante a uma compressão regional de oeste para leste, a qual estagna e evolui para um cisalhamento transcorrente (Silva *et al.* 1993). Datações radiométricas pelo método U/Pb em zircões, na porção central do Domo de Ambrósio, revelam idade de formação e intrusão magmática em  $2.079 \pm 47$  Ma (Gaál *et al.* 1987). A geoquímica do Domo de Ambrósio sugere que o magmatismo era de natureza cálcio-alcalina de ambiente pós-colisional.

#### **2.1.4.4) Granitos tipo Nordestina**

São corpos de forma ovalada, fracamente alongados segundo a direção N-S e raramente desenvolvem estruturas deformacionais, permitindo observar estruturas magmáticas bem preservadas (Silva 1994). As suas bordas são ricas em encraves/filões e portam uma foliação mais proeminente, evoluindo concentricamente a parte central isotrópica. Em contato com as supracrustais, desenvolveram auréolas metamórficas em fácies anfibolito.

Consistem de granodioritos a anfibólio com termos monzoníticos e monzograníticos subordinados. Dados isotópicos Rb/Sr em rocha total, para dois corpos desta associação, revelam idade de  $2.025 \pm 47$  Ma, para o plutão de Cansanção (Sabaté *et al.* 1990). Silva (1994) obteve uma idade de  $2.100 \pm 10$  Ma, através do método de evaporação de Pb em zircões, sendo esta idade considerada como o principal evento de cristalização desses corpos. Matos e Conceição (1993) advogam que os granitos tipo Nordestina indicam uma forte atividade magmática no paleoproterozóico, evoluindo de termos granodioríticos a monzoníticos.

#### **2.1.4.5) Granodiorito tipo Morro dos Lopes**

Constituem pequenos maciços intrusivos no embasamento e/ou nos granitos mais antigos. Em termos composicionais, são granodioritos e granitos com textura fina. Localmente, apresentam uma foliação N-S incipiente, com mergulho verticalizado e encraves de ortognaisses similares aos granitos do tipo Santa Luz. A idade K-Ar de  $1,8 \pm 60$  Ma (Cordani *et al.* 1967 *apud* Sabaté *et al.* 1987) e as estruturas de fluxo magmático preservadas e perpendiculares à foliação regional reforçam a idéia de intrusões tardias ao último evento tectônico no Transamazônico (McReath e Sabaté 1987).

#### **2.1.4.6) Sienito tipo Serra dos Afonsos**

Posiciona-se na interface entre o embasamento e o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru provocando nestas últimas metamorfismo de contato. Petrograficamente, são alcali-feldspato-sienitos *hipersolvus* com clinopiroxênio e anfibólio verde de textura grossa. A sua forma elipsoidal, truncando estruturas preexistentes, associado à sua textura isotrópica, reforça o caráter

de última expressão magmática paleoproterozóica no Bloco Crustal de Serrinha (Matos e Conceição 1993).

2.1.5 - Estruturas e Tectônica

Segundo Padilha (1992), a região de Santa Luz corresponde ao embasamento crustal do Bloco Crustal de Serrinha e situa-se entre duas áreas geologicamente mais estudadas: o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e o Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá. A oeste a faixa móvel representa a zona axial de uma flor positiva contendo grande parte dos elementos plano-lineares rotacionados e oriundos de dois eventos tectônicos, diacrônicos e progressivos (D<sub>1</sub> - compressional e D<sub>2</sub> - direcional) (Quadro 2.1). A porção leste dessa flor constitui escamas de cavalgamento empurradas no sentido N-NE sobre a sequência vulcano-sedimentar.

Quadro 2.1 - Evolução tectônica do Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá, segundo Padilha (1992).

| Fase de Deformação                       | Evento                          | Fenômenos                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |
|------------------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| D <sub>1</sub> - Tectônica Compressional | F <sub>1</sub>                  | Transposição de estruturas primárias, verificada somente nas charneiras das dobras F <sub>1</sub> , geração de foliação milonítica (S <sub>1</sub> ) e bandamento gnáissico de alto grau. Deslocamento e formação de <i>nappes</i> e escamas crustais.                                                                                                                                           |
|                                          | F <sub>2</sub>                  | Magmatismo cálcio-alcálico.                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      |
|                                          | F <sub>1</sub> + F <sub>2</sub> | Geração de foliação milonítica (S <sub>2</sub> ) a partir dos dobramentos secundários das <i>nappes</i> , originado por movimentação diferencial do pacote litológico. Magmatismo subalcalino/monzonítico e cálcio-alcálico. Padrão de interferência heterocoaxial entre as foliações S <sub>1</sub> e S <sub>2</sub> . Transporte tectônico compressivo para nordeste com componente sinistral. |
| D <sub>2</sub> - Tectônica Transcorrente | F3                              | Zonas de cisalhamento dúcteis, de direção NNW-SSE, anastomosadas, sub-verticalizadas, com espessuras milimétricas a quilométricas, desenvolvida em fácies xisto-verde a anfibolito. Tectônica transcorrente sinistral. Dobras sintranscorrentes <i>en échelon</i> com plano axial subparalelo a S <sub>3</sub> ; eixos de dobras horizontais a verticais. Magmatismo cálcio-alcálico.            |
|                                          | F4                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
|                                          | F5                              | Geração de <i>nappes</i> centrifugas à transcorrência, cujo o eixo de dobra é paralelo ao estiramento mineral. Tais <i>nappes</i> sobrepoem-se a blocos crustais mais antigos. Dobramentos amplos nas dobras F3 e F4. Falhamentos rúpteis NE-SW e NW-SE podem estar relacionados a essa fase. Magmatismo subalcalino.                                                                            |

Por outro lado, dentro do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, Jardim de Sá (1982), Teixeira (1985), Reinhardt e Davison (1990), Silva e Matos (1991) definiram as principais feições morfotectônicas e propuseram modelos evolutivos para a região (Quadros 2.2 e 2.3). A principal característica dessa região é uma forte orientação N-S, nos setores sententrional e central e, E-W,

no setor meridional, resultando numa sucessão de antiformes e sinformes com eixos orientados segundo esses *trends*. Acompanhando a mesma orientação, ocorrem zonas de cisalhamentos subparalelas ao acamamento e à foliação regional.

**Quadro 2.2** - Evolução tectônica dos domínios central e meridional do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, segundo Jardim de Sá (1982) e Teixeira (1985), sintetizada em Rocha (1994).

| Evento         | Características                                                                                                                                                                     |
|----------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| D <sub>1</sub> | Transposição de S <sub>0</sub> e geração de fábrica planar composta S <sub>0</sub> /S <sub>1</sub>                                                                                  |
| D <sub>2</sub> | Dobramento isoclinal apertado de grande amplitude com eixo N-S e crenulação da foliação S <sub>0</sub> /S <sub>1</sub> . Dobramento F <sub>2</sub> com eixo E-W (setor meridional). |
| D <sub>3</sub> | Dobras F <sub>3</sub> , verticalizadas, de eixo E-W. Clivagem de crenulação S <sub>3</sub> paralela ao plano axial                                                                  |
| D <sub>4</sub> | Clivagem de crenulação S <sub>4</sub> gerada por dobras abertas. Planos axiais verticais de direção NE-SW.                                                                          |
| D <sub>5</sub> | Tectônica rúptil relacionada a nível crustal mais elevado. Falhamentos de direção N-S e seus pares conjugados NE-SW e NW-SE.                                                        |

**Quadro 2.3** - Evolução tectônica do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, segundo Silva e Matos (1991), sintetizada em Rocha (1994).

| Fase de Deformação | Evento         | Fenômenos                                                                                                                                                    |
|--------------------|----------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| D <sub>1</sub>     | E <sub>1</sub> | Desenvolvimentos de zonas de cisalhamentos N-S, decorrentes de empurrões durante o fechamento da bacia de retro-arco. Foliação S <sub>1</sub> milonítica.    |
|                    | E <sub>2</sub> | Dobramento da sequência em sinclinais e anticlinais com vergência E. Tectônica tangencial marcada pela ascensão de corpos graníticos. Metamorfismo regional. |
| D <sub>2</sub>     |                | Dobramento regional de grande amplitude com envolvimento do embasamento.                                                                                     |

Alguns modelos tectônicos consideram que a estruturação do terreno *granito-greenstone* resultou de uma compressão E-W que desenvolveu dobramentos em grande escala, proporcionando o alojamento de granitóides diapiricamente e alongando-os segundo a direção N-S, na porção norte do *greenstone belt* (Davison *et al.* 1988, Argolo *et al.* 1994). A relação com as estruturas E-W, na porção sul, não foram explicadas.

Outros autores propõem uma evolução polifásica para explicar as estruturas complexas do domínio meridional (Jardim de Sá 1982, Teixeira 1985, Reinhardt e Davison 1990). Silva *et al.* (1993) sugerem que os cisalhamentos sinistrais e dextrais encontrados nos domínios norte/central

e sul, respectivamente, são pares conjugados devido a uma compressão NW-SE, responsável pelo fechamento da bacia do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Por fim, Argolo *et al.* (1994) consideram que o papel desempenhado pelas zonas de cisalhamento dúctil seria simplesmente o de canalizar fluidos mineralizantes, sobrepor a foliação regional e, por vezes, estar ligado a limites litológicos.

#### 2.1.6 - Evolução Crustal da Porção Nordeste do Cráton do São Francisco

Os modelos geotectônicos para a região, durante o Paleoproterozóico, fundamentam-se em um estágio final de colisão continente-continente similar àquele de ambientes modernos (Barbosa 1986, Gaál *et al.* 1987, Silva 1987, Figueiredo 1989, Padilha e Melo 1991, Teixeira e Figueiredo 1991, Silva 1992, Schrank e Silva 1993, Figueiredo e Barbosa 1993).

Segundo Figueiredo (1989), Teixeira e Figueiredo (1991), Figueiredo e Barbosa (1993), Ledru *et.al.* (1994), o Cinturão Móvel Granulítico Salvador-Curaçá seria a expressão final da referida colisão entre o maciço do Gabão e o microcontinente Jequié, onde, na porção sudeste, o orógeno representaria um arco magmático de margem continental ativa, com uma zona de subducção mergulhando para oeste (Figueiredo 1989), e entre aquele e o bloco Uauá-Serrinha, na porção central e setentrional (Figueiredo e Barbosa 1993, Barbosa 1996). Este cinturão paleoproterozóico seria caracterizado por uma forte foliação de direção NE-SW, sub-verticalizada e dividida em três domínios, abaixo descritos.

a) O domínio sudeste consiste de vulcânicas e plutônicas em fácies granulito com composição química similar àquelas de arcos de ilhas modernos. Incluem suítes shoshoníticas, cálcio-alcalinas e tholeiíticas (com o enriquecimento em  $K_2O$  em direção a NW), bem como termos ricos em Fe e Ti; b) O domínio noroeste compreende enderbitos a charnockitos, intrudidos por gabro-anortosito e rochas metavulcânicas e recobertos por metassedimentos em fácies granulito. Os granulitos máficos têm composição de elementos-traço similar a basaltos de fundo oceânico ou basaltos de retro-arco e, c) Este domínio intercala-se aos outros dois, consistindo em interlavas (anfíbolitos) e gnaisses félsicos em fácies anfíbolito.

Os dados geocronológicos discutidos e interpretados por Barbosa (1990) e Figueiredo e Barbosa (1993) propõem que o estágio inicial de formação de crosta ocorreu no Arqueano entre 2.700 e 3.000 Ma, com o alojamento de magmas cálcio-alcálicos e, subordinadamente, tholeiíticos (Complexo Santa Luz). Em 2.400 Ma, teria ocorrido um evento colisional, associado a um novo magmatismo cálcio-alcálico. Nesse contexto, o clímax do metamorfismo deu-se em 2.000 Ma.

Gaál *et al.* (1987) e Silva (1987, 1992), em contrapartida, propuseram um modelo de evolução para o Paleoproterozóico a partir da abertura oceânica da Bacia de Jacobina, seguida de uma subducção para leste da crosta oceânica formada. Nesse modelo, o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru corresponderia a uma bacia de retroarco, o bloco de Uauá-Serrinha seria remanescente cratônico e litologias do Complexo Caraíba representariam os sedimentos de frente de arco.

No modelo de subducção proposto por Silva (1992) e reafirmado por Matos e Conceição (1993), o sentido de subducção para leste seria caracterizado: a) pela zonalidade dos vulcanitos félsicos, com as lavas predominando a oeste e passando a leste para piroclásticas, vulcânicas epiclásticas e sedimentos clásticos e químicos, todos sobrepostos a basaltos de fundo oceânico; b) pelo aumento progressivo do grau metamórfico para leste; c) pela natureza e distribuição espacial dos sedimentos provenientes de arcos de ilhas imaturos transicionando a maturados; d) pela evolução da granitogênese, com termos cálcio-alcálicos de baixo potássio a oeste que passam para termos ricos em potássio a leste e e) pela vergência estrutural do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru.

Padilha e Melo (1991) integrando os dados existentes, propõem um modelo de múltiplos estágios evolutivos. Neste, a evolução dar-se-ia com: 1. implantação de um *rift* ( $2.750 \pm 50$  Ma) separando os blocos Mairi e Serrinha e formação de uma protocrosta oceânica; 2. subducção intra-oceânica de oeste para leste, produzindo os protólitos do Complexo Caraíba; 3. colisão oblíqua com a formação do Cinturão Móvel Salvador-Curaçá ( $2.300 \pm 50$  Ma); 4. rifteamento do Bloco Serrinha formando o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru ( $2.060 \pm 50$  Ma); 5. soldagem dos blocos Mairi e Serrinha por cisalhamento dúctil; 7. rifteamento do Bloco Mairi produzindo a Bacia de Jacobina e 8. formação de *nappes* tardias relacionadas ao fechamento do orógeno.



Argolo *et al.* (1994) sugeriram uma cronologia para os eventos arqueanos e paleoproterozóicos nos terrenos geológicos do NE do Cráton do São Francisco. No Arqueano, ocorreria a formação de crosta, oriunda do posicionamento de magmas juvenis cálcio-alcálicos diferenciados (gabros, dioritos, monzodioritos, enderbitos e charnockitos).

No Paleoproterozóico, preliminarmente, houve a abertura da bacia de retro-arco (em 2.400 Ma), com sedimentação e vulcanismo na presente área do *Greestone Belt* do Rio Itapicuru (em consonância com a proposição de Silva (1992) associada à migmatização e anatexia da sequência infracrustal. Posteriormente, um evento colisional (2.000 Ma) desenvolveu a foliação regional e retrabalhou os migmatitos da região. Em concomitância, tem-se o alojamento diapírico dos domos granítico-migmatíticos, definindo o padrão estrutural do Bloco de Serrinha.

Silva (1994), através de dados de análise estrutural, medidas de *strain* finito e idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  retomou a discussão sobre a evolução crustal proterozóica do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, caracterizando-a da seguinte forma: em 2.200 Ma ocorreria abertura de uma bacia intracontinental, preenchida por material vulcano-sedimentar. Posteriormente, em 2.127 Ma, um evento compressivo  $D_1$  de direção NW-SE geraria uma foliação regional, relacionada ao fechamento da bacia no sentido sudeste e concomitante ao posicionamento de plutões dioríticos precoces. Subseqüentemente, em 2.100 Ma, finalizando todo o processo, ter-se-ia a colocação de grande volume de plutões granodioríticos responsáveis pela mudança do estilo da deformação que formaria mega-estruturas sinclinais e anticlinais verticalizadas e desenvolveria as zonas de cisalhamento de direção N-S.

Essa hipótese diverge dos modelos pré-existentes que consideravam a origem do cinturão de rochas verdes dentro de uma bacia de retro-arco, com placa oceânica subductando para oeste, (Figueiredo 1989, Teixeira e Figueiredo 1991) ou para leste (Silva 1992, Schrank e Silva 1993). A proposição de Silva (1994) baseia-se na incerteza de localização do arco e pela falta de evidência de uma crosta oceânica. Em oposição ao modelo de formação de *greenstone belts* em ambientes do tipo *rift* continental. Silva (1996) ressalva os seguintes aspectos: i) bacias do tipo *rift* teriam sedimentos grossos na base e finos no topo, em decorrência da subsidência e; ii) o vulcanismo

atuante seria predominantemente alcalino e se instalaria posteriormente à deposição dos sedimentos.

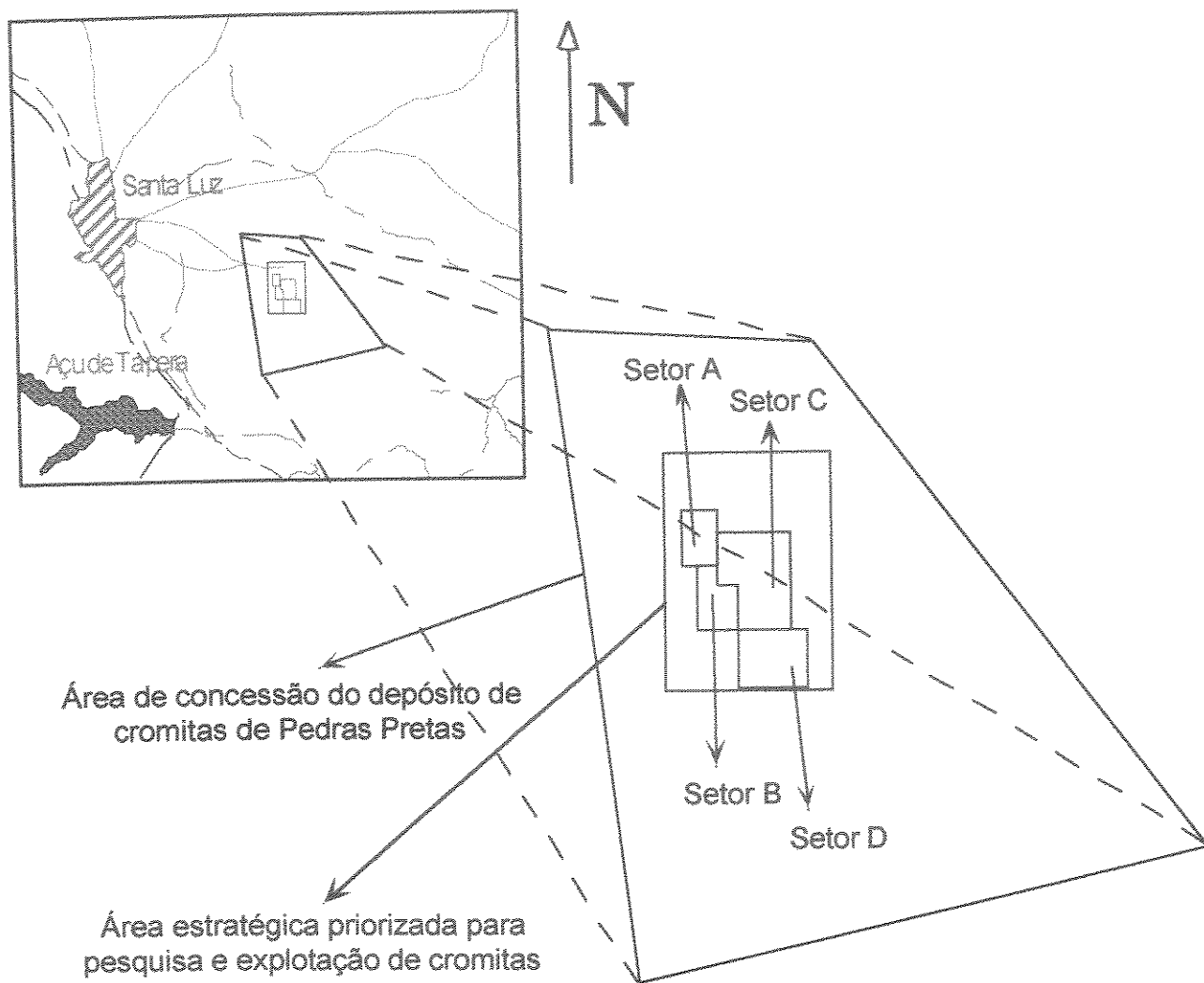
## **2.2 - CONSIDERAÇÕES SOBRE O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS**

### **2.2.1 - Localização**

O jazimento cromitífero, objeto deste estudo, é o último representante de uma série descontínua de corpos básico-ultrabásicos, mineralizados em cromo, alinhados na direção N-S, seguindo a direção dos principais lineamentos estruturais da porção nordeste do Estado da Bahia (Queiroz 1986). Estes corpos estão dispostos sob a forma de lentes isoladas de extensão hecto- a quilométrica e largura deca- a hectométrica, alojados em terrenos geológicos pertencentes ao Bloco Crustal de Serrinha.

O alinhamento das mineralizações cromitíferas encontra-se paralelizado ao lado oriental da Serra de Itiúba e tem extensão aflorante que excede os 200 km. A norte, ele se inicia no município de Curaçá, prolongando-se ao longo do vale do rio Jacurici, onde alcança a sua maior expressividade e onde a mineralização foi melhor estudada (Deus & Viana 1982, Melo *et al.* 1986). Próximo ao município de Queimadas esse alinhamento mineiro sofre inflexão para sudeste, acompanhando a estruturação regional, se encerrando nas proximidades da cidade de Santa Luz.

Dentro do contexto geográfico, a jazida de cromitas de Pedras Pretas está situada na fazenda homônima, distante 2,7 km, no sentido E-SE da cidade de Santa Luz-BA. Os limites da referida jazida são definidos por um polígono regular com área aproximada de 4 km<sup>2</sup> (Figura 2.4) e, atualmente, a concessão de lavra pertence à Magnesita S.A., grupo empresário-metalúrgico privado sediado no Estado de Minas Gerais.



**Figura 2.4** - Mapa de localização do depósito de cromitas de Pedras Pretas, enfatizando a compartimentação em setores e a área estratégica de pesquisa (Carvalho *et al.* 1982).

### 2.2.2 - Histórico da Mineração

O depósito de cromitas de Pedras Pretas consiste de uma mineralização volumetricamente pequena porém, explotada desde o início do século. Descrições históricas feitas por Carvalho *et al.* (1986), revelaram que a lavra esteve em produção em dois períodos distintos: o primeiro deles data da Primeira Guerra Mundial, no qual se estima uma produção entre 25.000 e 30.000 toneladas de cromo, em cinco anos de atividade. Atribui-se a esta fase a exploração do bem mineral em lavra a céu aberto e em pequenas galerias subterrâneas. O segundo período ocorreu entre 1943-1945, durante a Segunda Guerra Mundial, com produção estimada entre 5.000 e 8.000 toneladas de cromo. Neste período, a lavra resuniu-se à cata de minérios rolados ou oriundos de

pequenos desmontes. A partir de então, a atividade garimpeira predominou por cerca de 30 anos, de forma discreta, sem causar grande impacto à economia da região.

No final da década de 1970, em decorrência da concorrência pública pelo edital de disponibilidade do depósito, a Magnesita S.A. tornou-se a proprietária da concessão de lavra. Naquele período, foram desenvolvidas atividades de mapeamento geológico e prospecção geofísica (magnetometria), a fim de se conhecer o comportamento geométrico-estrutural da mineralização. Carvalho *et al.* (1982) efetuaram a cubagem da jazida baseados em sondagens de até 130 metros, atestando reserva total da ordem de 1.800.000 toneladas de minério, com teor de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de 35%, para uma lavra até a cota de 300 metros.

Apesar da Magnesita S.A. possuir o direito de lavra, a exploração de cromo no depósito durante a década de 1980 ocorreu de forma rudimentar, assistemática, e, em virtude das condicionantes de mercado, sofreu várias paralisações. Segundo Silva (1995), só em 1988 a empresa concessionária iniciou a lavra a céu aberto. Contudo, a estabilidade da produção ocorreu apenas em meados de 1993, quando foi instalada a usina de beneficiamento próximo à mina. O concentrado de minério passou a ser enviado à fábrica de refratários em Contagem-MG, representando economia de despesa com transporte. Em consequência, a produção anual estimada se estabilizou em torno de 12.000 toneladas de concentrado de minério (dados informais do corpo técnico da empresa). As reservas, segundo o DNPM, atingiram a ordem de 2.835.000 toneladas de minério, com teor de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de 35,40%, no ano de 1995.

### 2.2.3 - Registros Acerca da Geologia do Depósito Cromitífero de Pedras Pretas

Segundo Carvalho *et al.* (1982, 1986), a mineralização cromitífera estaria inserida em níveis estratigráficos distintos dentro do **Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas**<sup>3</sup>. Esta unidade geológica compreende uma associação de rochas ígneas acamadas, possivelmente

---

<sup>3</sup> De acordo com o Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica a associação de diversos tipos de uma única classe de rocha intrusiva ou metamórfica de alto grau deve ser denominada de **Suíte**. O termo **Complexo**, aplicado indevidamente por Carvalho *et al.* (1982, 1986), serve para definir uma unidade litoestratigráfica composta por rochas de diversos tipos de duas ou mais classes. Doravante, será utilizado a designação **Suíte Intrusiva de Pedras Pretas** para definir a associação de litotipos ultrabásicos de natureza intrusiva objeto desta investigação.

diferenciadas, de idade arqueana, sendo correlacionada às intrusões estratiformes de regiões intracratônicas, tipo Grande Dique do Zimbabwe.

Os litotipos encaixantes da mineralização e circundantes a estes mostram-se afetados por deformações de caráter dúctil e rúptil e por pulsos de intrusões félsicas a máficas sincrônicas a posteriores as fases de deformações de caráter dúctil a rúptil, reconhecidas neste trabalho. Nos níveis de cromititos há dúvida da participação de uma deformação de caráter dúctil. Todavia, os processos magmáticos e tectônicos podem provocar interrupções estruturais nas seqüências mineralizadas.

Trabalhos de mapeamento geológico de detalhe (Figura 2.5), levantamentos magnetométricos e sondagens desenvolvidas pela Magnesita S.A. e relatados nos trabalhos de Carvalho *et al.* (1982, 1986) são os dados mais recentes publicados sobre o contexto desse depósito. Segundo os referidos autores as rochas do depósito cromitífero em questão podem ser compartimentadas em três unidades maiores, definidas a seguir:

**a) Associação Básica** - compreende rochas híbridas de difícil individualização. Inclui, predominantemente, gabros com hornblenda, plagioclásio (oligoclásio-andesina), augita, biotita, quartzo e opacos e anortositos a plagioclásio (andesina) e, subordinadamente, quartzo e clorita. Em campo, podem ser gnaisses bandados ou não, com foliação desenvolvida por níveis máficos ou palhetas de biotita. A sua transição para a associação ultrabásica é gradacional;

**b) Associação Ultrabásica** - Consiste de piroxenitos, serpentinitos, peridotitos e rochas dunito-peridotíticas, apresentando ou não textura de acumulação. Alojamos diversos horizontes mineralizados sob a forma de cromititos compactos e friáveis ou zonas de cromita disseminada;

**c) Rochas Intrusivas** - abrange rochas ácidas e básicas de natureza distinta. São representadas por: 1. rochas básicas (hornblenditos, gabros, rochas gabro-anortosíticas e anortositos) em geral, discordantes à estrutura, podendo em certos locais permear planos de foliação, em que se apresentam concordantes a subconcordantes ao pacote básico-ultrabásico; 2. diques e soleiras de pegmatitos e aplitos de composição granítica a leucotonalítica; 3. granitos (*strictu sensu*) intrusivos de textura granular, localmente, com características deformantes e interpenetrativas em outras litologias.

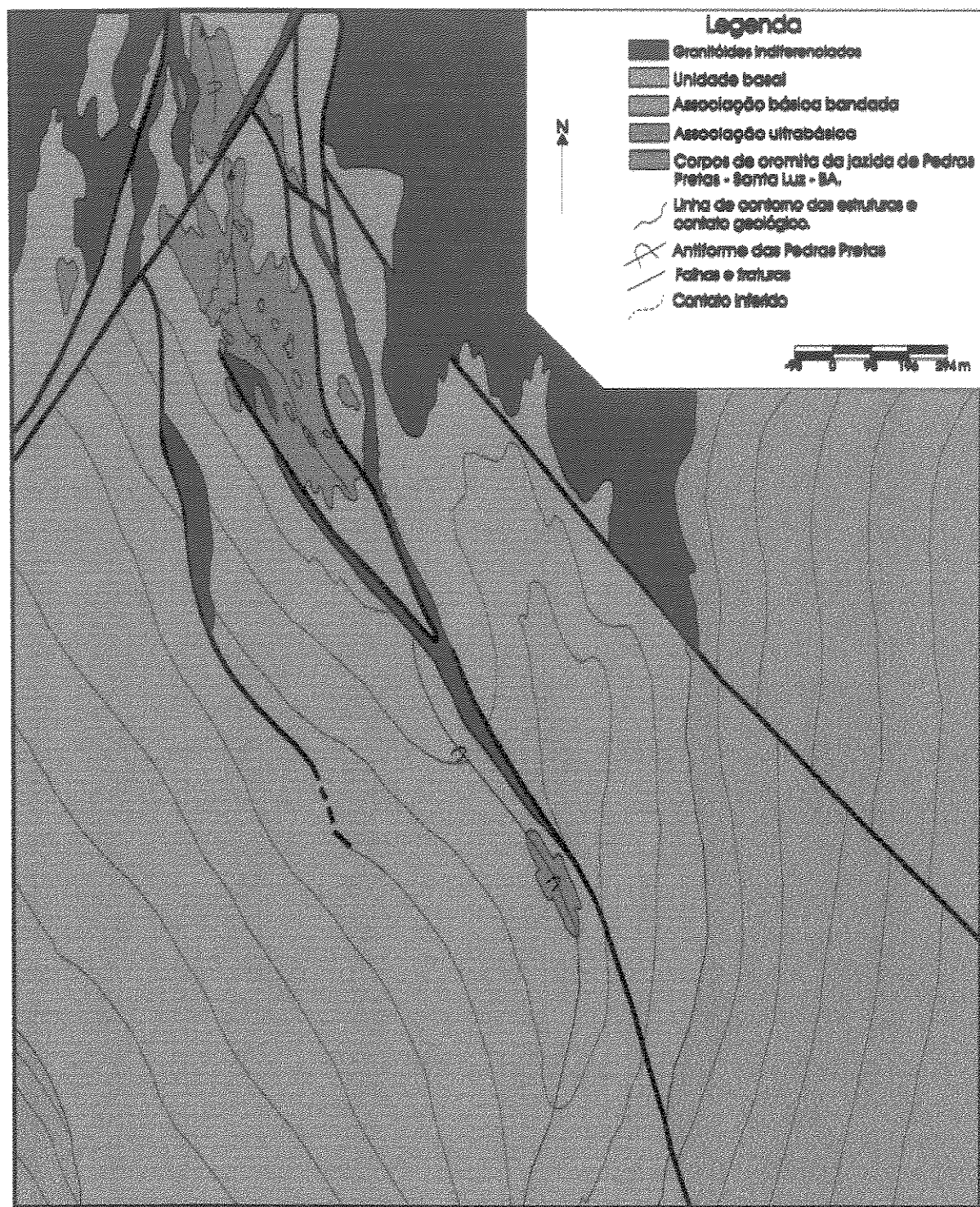


Figura 2.5 - Mapa geológico da região de Pedras Pretas, Santa Luz - BA (modificado de Carvalho *et al.* 1986).

Carvalho *et al.* (1982, 1986) admitem que a colocação dessas rochas ocorreu em diversos estágios de formação do conjunto básico-ultrabásico. Nas zonas de minério, elas provocaram interrupções estruturais e formação de zonas de contato com desenvolvimento local de

componentes indesejáveis, tais como, mobilização de  $\text{SiO}_2$  através de adição direta, ou destruição dos silicatos da ganga, acréscimo de  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  por retrometamorfismo.

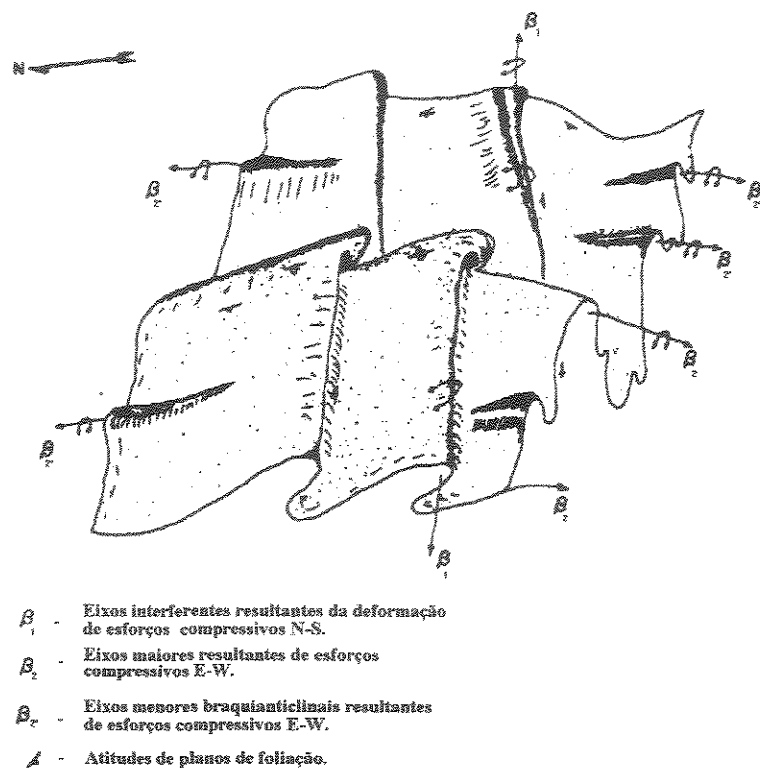
Segundo Carvalho *et al.* (1982, 1986), a geometria da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas é representada por litotipos ultrabásica com forma de exposição elíptica, circundada por rochas básicas e tendo a sua integridade comprometida por intrusões e falhamentos. Ainda segundo os mesmos autores, a forma do conjunto ígneo sugere uma mecânica de colocação similar à das suítes intrusivas estratiformes em substrato preexistente. Todavia, explicações em detalhe para tal assertiva não foram apresentadas.

A trama tectônica da suíte básica-ultrabásica interpretada nos trabalhos supracitados seria compatível com duas fases de deformação de caráter plástico-elástico (Figura 2.6). O primeiro sistema de deformação, provavelmente oriundo de esforços compressivos de direção N-S, consiste de estruturas variadas, com vergência de planos axiais para sul e eixos de dobras orientados, preferencialmente, segundo E-W. O limite rúptil, quando atingido, gera falhas transversais de baixo ângulo, com ligeira tendência de cavalgamento e falhamentos de distensão. A este contexto associa-se grande parte das intrusões ácidas e básicas. O segundo sistema de deformação seria representado por componentes tangenciais, essencialmente E-W, que formaram dobramentos multiescalares com forte vergência das superfícies axiais para leste e mergulhos de flancos para oeste.

Tendo em vista o padrão da deformação, Carvalho *et al.* (1982, 1986) consideraram que o modelo geométrico para o depósito consiste de uma sucessão de braquianticlinais e sinclinais simples e/ou conjugados, com mergulho de eixos mais forte para sul e mais suave para norte. Falhas diversas, diques e soleiras ácidas a básicas truncam toda a suíte intrusiva. Os dobramentos menores identificados têm particular importância na definição do posicionamento relativo e na geometria dos corpos de minérios.

Apesar de Carvalho *et al.* (1982, 1986) identificarem a mineralogia presente nas encaixantes da mineralização, eles não as relacionaram aos eventos deformacionais registrados, impossibilitando a compreensão da evolução térmica dos eventos metamórficos atuantes na suíte intrusiva. Entretanto, as características mineralógicas registradas por estes autores apontam para

um protólito peridotítico relativamente saturado em CaO. Todavia, as interpretações geoquímicas não estão fundamentadas por dados.



**Figura 2.6** - Padrão geométrico dos dobramentos resultantes de dois ciclos de deformação superimpostos, segundo Carvalho *et al.* (1986).

**2.2.4 - Tipos de Minério**

Em função da textura, grau de friabilidade e/ou compactabilidade, conteúdo e padrões químicos, foram reconhecidos dois tipos de minério: a) cromita disseminada - compreende as mineralizações cromitíferas em que o mineral-minério é subordinado aos de ganga, portando texturas particulares típicas de depósito estratiforme (bandada, oclusa e cumulada) e teor de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> maior que 10% e b) cromitito - Inclui os termos com concentrações mais homogêneas e o mineral-minério predomina sobre a ganga. Pode apresentar-se sob a forma friável ou compacta.

Os cromititos friáveis são constituídos por agregados de grãos de cromita, distribuídos de modo homogêneo, que podem estar ou não em contato entre si. Encontram-se envolvidos por uma



matriz de médio a baixo grau de coesão, desagregando-se facilmente. O teor de corte é de 20%, o teor médio de 40 a 41% e a razão Cr/Fe em torno de 2,6. Os cromititos compactos são os minérios formados por cromitas de alta coesão e de difícil fragmentação, com teor médio situado na faixa de 41% e razão Cr/Fe acima de 2,9.

#### **2.2.5 - Forma de Ocorrência da Mineralização**

Carvalho Filho *et al.* (1982) reconheceram que os corpos de minério estão alinhados e segmentados segundo a direção submeridiana e podem ser divididos em três alinhamentos estruturais em função da sua distribuição e orientação.

O primeiro deles e o de maior expressão, está situado na borda leste do conjunto ultrabásico entre os setores A e B (ver mapa da mina), onde atualmente está instalada a cava principal da lavra a céu aberto. O alinhamento estrutural tem comprimento de 330 metros e está dividido medianamente em dois segmentos de direção NNE-SSW, na porção norte, e NW-SE, no segmento sul. O conjunto apresenta boa continuidade lateral e vertical, estando sua integridade física comprometida por falhamentos e/ou gradações para os litotipos ultrabásicos.

O segundo alinhamento está situado na porção central e meridional dos litotipos ultrabásicos, concentrando as suas melhores exposições no setor C. Encontra-se com orientação média NNW-SSE e se dispõe segundo uma extensão de 240 metros. É constituído na realidade por uma seqüência de alinhamentos menores de continuidade longitudinal e transversal interrompida por falhamentos e erosão.

O terceiro alinhamento tem extensão aproximada de 210 metros, segundo a direção NW-SE, ocupando área dentro do setor D. As suas continuidades laterais e latitudinais também estão comprometidas por falhamentos e erosão. Pequenas ocorrências isoladas, consideradas sem importância econômica dado o seu caráter restrito e qualidade das cromitas, ocorrem no interior da área de concessão da mina.

A continuidade em subsuperfície dos corpos mineralizados foi comprovada através de sondagens e possibilitou a Carvalho *et al.* (1982, 1986) agrupar a mineralização em três

horizontes estratigráficos (*sic*) com características distintas, em função do setor aflorante, posição dentro do pacote ultrabásico, litotipo encaixante, estruturas e texturas. Fundamentados nestes princípios, Carvalho *et. al.* (1982, 1986) denominaram de zonas mineralizadas superior, intermediária e inferior os grandes corpos de minério encaixados nos ultrabasitos presentes no Depósito de Cromitas de Pedras Pretas

A zona mineralizada superior compreende um único horizonte de cromita disseminada. O corpo mineralizado ocorre limitado no topo e na base por serpentinitos através de contatos bruscos ou gradacionais. As suas melhores exposições estão no setor D, onde apresenta espessura média de 6 metros (Figura 2.4) e de forma restrita na porção sul do setor B. A zona mineralizada intermediária é representada por cromititos compactos que gradam no topo e na base para cromita disseminada que podem conter acamamento magmático e textura cumulática. O seus litotipos limitantes são serpentinitos a anfibólio no topo e serpentinitos com textura de acumulação reliquiar (dunitos) na base. A espessura média é de 7 metros. A zona mineralizada inferior ou principal compreende 7 horizontes de cromitas que gradam tanto no topo como na base para finas faixas de cromitas ou *cumulus* de cromita e serpentina (pseudomorfa de olivina). O conjunto possui espessuras que variam de 17 a 25 metros e contém as melhores expressões de acamamento magmático.

### 3 - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS UNIDADES MAPEADAS

#### 3.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A porção Nordeste do Cráton do São Francisco é caracterizada por uma complexa evolução tectono-metamórfica associada a uma expressiva granitogênese e subordinado magmatismo básico-ultrabásico, durante o fim do Arqueano e todo o Paleoproterozóico. Especificamente na região de Santa Luz, o intenso magmatismo aliado à migmatização de alguns litotipos e as formas híbridas e complexas das fases de deformações atuantes dificultaram sobremaneira a reconstituição da evolução geológica dos terrenos estudados. A conjunção destes fatores, além de explicar de certa maneira a variabilidade textural e composicional das unidades gnaissificadas, foi a principal responsável pelos problemas em correlacionar os diversos litotipos dentro de cada unidade mapeada.

A seqüência de eventos geológicos em área tão tectonicamente perturbada e carente de dados geocronológicos precisos foi definida utilizando-se critérios clássicos de intrusão e inclusão, assinatura estrutural das várias unidades mapeadas, composição mineralógica dos diversos litotipos, além da correlação com os dados geológicos e geocronológicos relatados na literatura (Matos e Davison 1987, Davison *et al.* 1988, Loureiro 1992, Silva 1992, Argolo 1993, Silva 1994). O empilhamento litoestratigráfico, doravante proposto, não pode ser entendido como definitivo, estando passível de modificações, haja vista, que a natureza genética e a cronologia das unidades mapeadas ainda não estão satisfatoriamente definidas.

Do ponto de vista prático, os fatores limitantes do empilhamento litoestratigráfico foram a má qualidade da fotografia aérea utilizada, a ausência de estruturas primárias (ígneas e sedimentares) que possibilitassem o reconhecimento de critérios de topo e base, migmatizações localizadas, ou ainda, escassez de relações de intrusão e/ou inclusão entre algumas unidades. Entretanto, no sentido de adicionar novas informações sobre a geologia da região nordeste do Estado da Bahia, apresentam-se e discutem-se os seguintes itens: o mapa geológico (Anexo 1), em escala de 1:25.000, de uma área com 60 km<sup>2</sup>, que envolve a sede do município de Santa Luz; a proposta litoestratigráfica da região investigada; os aspectos de campo das unidades cartografadas e os dados petrográficos de alguns dos principais litotipos.

O mapa geológico da região de Santa Luz (Anexo 1) retrata, de forma menos expressiva, uma distribuição longitudinal entre calhas preenchidas por litotipos da unidade basal e quilhas onde se alojaram preferencialmente os granitóides sintectônicos. Este arranjo geométrico estrutural é condicionado preferencialmente pelas estruturas planares  $S_2$  e  $S_3$ , que em zonas de maior *strain* desenvolveram uma foliação composta. Em regiões de menor concentração de esforços, a foliação  $S_2$  tem distribuição espacial mais aleatória, com mergulho de fraco a moderado, ocorrendo preferencialmente na porção centro-norte e por toda extensão sul e sudoeste, sendo sugestiva de uma tectônica tangencial.

A foliação  $S_3$  tem orientação preferencial quase N-S e está relacionada às grandes zonas de cisalhamento que cortam a cidade de Santa Luz (Zona de Cisalhamento Santa Luz - **ZCSL**) e a localidade de Lajedo Grande (Zona de Cisalhamento Lajedo Grande - **ZCLG**). Em campo, a foliação de médio a alto ângulo, os critérios cinemáticos e as lineações de estiramento mineral sugerem a participação de uma tectônica transcorrente com movimento de extensão associado. Granitogênese tardi- a pós-tectônica seccionam as unidades mais antigas, preferencialmente orientadas na direção NE-SW.

A compartimentação litoestratigráfica proposta para a região compreende quatro grandes unidades, estando distribuídas conforme a cartografia do mapa geológico (Anexo 1). Estas unidades foram designadas de: a) Complexo Metamórfico Basal; b) Suíte Intrusiva de Pedras Pretas; c) Granitóides sintectônicos (tipo Santa Luz e tipo Salgadália) e d) Granitóides tardi- a pós-tectônicos (tipo Morro do Lopes e pequenos corpos localizados).

A descrição de cada unidade será feita no sub-ítem a seguir, obedecendo a ordem cronológica da mais antiga para a mais nova. Exceção ocorre com a Suíte Intrusiva de Pedras Pretas que será descrita e rediscutida em capítulo a parte, que trata da geologia dos terrenos adjacentes à mineralização cromitífera. No decorrer deste capítulo, quando preciso, será feita referência aos mapas geológicos e de pontos ilustrados nos anexos 1 e 2, respectivamente.

### **3.2 - O COMPLEXO METAMÓRFICO BASAL**

Esta unidade foi diferenciada nos trabalhos de campo como sendo o embasamento, a princípio de caráter local, da região estudada. A compartimentação litoestratigráfica foi baseada no reconhecimento de uma fase de deformação mais antiga  $F_1$ , associada aos seus diversos litotipos, a qual está definida e melhor discutida no Capítulo 5. No interior da unidade basal estão situados os

litotipos encaixantes da mineralização cromitífera, que se acredita serem intrusões nesse substrato rochoso. O Complexo Metamórfico Basal é representado por gnaisses quartzo-feldspáticos bandados, de espessura centimétrica a decamétrica, portando textura fina a média, por vezes grossa, que se alternam a bandas anfíbolíticas (Figura 3.1), localmente, contendo granada, ou mais raramente clinopiroxênio. Dependendo da localização em campo, um termo pode prevalecer sobre o outro (p. ex: anfíbolitos mais concentrado no centro-sul da área). Mármore brancos a laranja, compactos a bandados e calciossilicáticas bandadas (Figura 3.2) ou não são observadas no interior desta unidade. Granitóides e pegmatitos de várias gerações e intrusões básicas deformadas e metamorfizadas aparecem no seio desta unidade (Figuras 3.3 e 3.4).

Em grande parte deste domínio, os litotipos apresentam-se deformados ductilmente em condições de fácies anfíbolito. A grande quantidade de corpos granitóides intrusivos neste contexto não foi capaz de gerar qualquer tipo de metamorfismo de contato em meso-escala, possibilitando a inferência de condições térmicas similares entre a crosta encaixante e as intrusões.

Por outro lado, os litotipos do embasamento da área foram localmente metassomatizados em fácies xisto-verde, através da ação de fluidos que percolaram zonas de cisalhamento dúcteis a dúcteis-rúpteis e alteraram composicionalmente as encaixantes. Dessa forma, a origem hidrotermal para alguns mármore e calciossilicáticas pode ser sugerida. Contudo, a presença de bandamento gnáissico/composicional em outros mármore e cálciossilicáticas (Figura 3.4) pode condicionar uma origem sedimentar para o pacote. A ocorrência de gnaisses granadíferos localizados (SLM 21), muito embora não seja uma característica definitiva para a presença de sedimentos grauváquicos, possibilitam a argumentação nesse sentido.

No mapa geológico (Anexo 1), esta unidade litoestratigráfica predomina em quase todo o sul da área de forma contínua, também sendo vista na porção central e norte. Dispõe-se como faixas dobradas, com vergência para NE, e planos axiais inclinados orientados preferencialmente na direção NW-SE e subordinadamente N-S (Figura 3.5). Em fotografia aérea, esta unidade é caracterizada pela tonalidade cinza-escuro e em campo ela aflora onde o relevo se mostra bastante suave, julgando-se que a mesma foi bastante arrasada por processos intempéricos responsáveis pela geração de um solo argiloso, relativamente espesso, de coloração castanha variando em seus tons. Em regiões próximas aos contatos com as outras unidades e onde os anfíbolitos são mais raros, foram observados também solos areno-argilosos de coloração acinzentada.

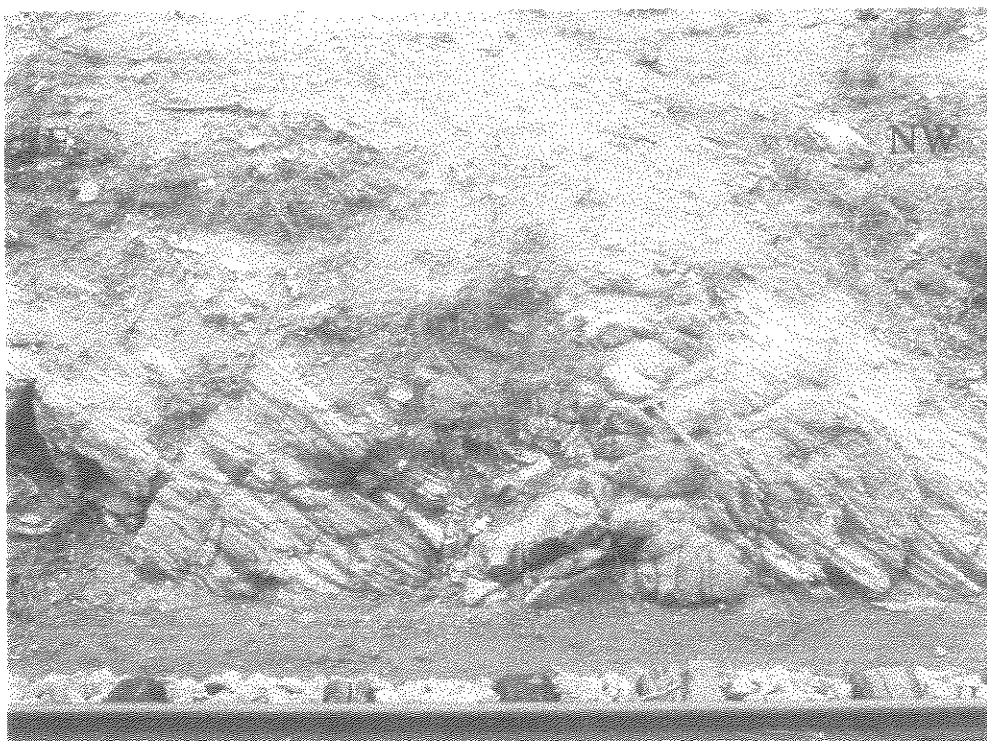


**Figura 3.1** - Intercalação entre níveis de gnaisses quartzo-feldspáticos e anfibolitos da unidade basal. No topo da sequência observa-se a formação de solo pouco espesso de grande abrangência areal, ocorrendo em toda a extensão da unidade mapeada (ponto - A67).



**Figura 3.2** - Detalhe de litotipos calciossilicáticos contendo bandamento metamórfico composicional ( $S_0//S_1//S_2$ ), composto por diopsídio e quartzo, e foliação co-planar ( $S_3$ ) às superfícies mais antigas (ponto - A50).





**Figura 3.3** - Intrusão de granito róseo foliado ( $S_3$ ) seccionando em ângulo moderado o bandamento gnáissico ( $S_2$ ) dos litotipos do Complexo Metamórfico Basal (ponto - SLM 1).



**Figura 3.4** - Intrusão de dique de metagabro foliado ( $S_3$ ), truncando em baixo ângulo o bandamento gnáissico ( $S_2$ ) dos gnaisses quartzo feldspáticos do unidade basal (ponto - SLM 2).



**Figura 3.5** - Padrão de dobramento imposto pela deformação tangencial nos litotipos da unidade basal. Superfícies  $S_0/S_1$  são dobradas gerando foliação plano axial  $S_2$  (ponto SLM 21).

A correlação com os trabalhos de cunho regional indica que a unidade em questão estaria inserida dentro do Complexo Santa Luz (Loureiro 1992, Argolo 1993), atribuído como o embasamento Arqueano do Bloco Crustal de Serrinha. Todavia, trabalhos mais antigos (Jardim de Sá 1982, Matos e Davison 1987, Davison *et al.* 1988), já sublinearmente, sugeriram que os anfíbolitos em questão poderiam ser correlatos às vulcânicas máficas do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Argolo *et al.* (1997), estudando os anfíbolitos da região entre Santa Luz e Valente, consideraram que os mesmos são quimicamente similares aos basaltos tholeiíticos dos terrenos vulcano-sedimentares e são intrusões nos gnaisses bandados. A maioria das observações de campo desta pesquisa retrata origem contemporânea aos gnaisses quartzo-feldspáticos, sendo considerados como parte integrante do Complexo Santa Luz definido em Loureiro (1992).

Estudos geoquímicos efetuados por Teixeira (1992) na Unidade Gnaisses Granodioríticos do Complexo Santa Luz concluíram que os litotipos investigados seriam parte de uma suíte do tipo tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG), cuja sua provável origem seria a fusão parcial de uma crosta oceânica anfíbolítica, a qual foi subductada em zona de gradiente geotérmico elevado.



Entretanto, ressalta-se que os estudos geoquímicos não foram efetuados para a Unidade Gnaisses Bandados a qual guarda maior similaridade com o Complexo Metamórfico Basal.

### 3.2.1 - Gnaisses Quartzo-Feldspáticos

Esta sub-unidade apresenta uma relativa variação composicional e inclui rochas ricas em plagioclásio e quartzo e rochas ricas em plagioclásio, quartzo e microclina. Afloram de forma descontínua em todo o domínio do embasamento, estando afetada por um bandamento gnáissico bastante fissilizado. Em campo, esta sub-unidade tem coloração entre o cinza e o branco e a sua granulação varia de média a grossa, estando na maioria das vezes intercalada aos anfibolitos (Figura 3.6). Intrusões pegmatíticas a granitóides de várias gerações e tamanho se fazem presentes. No interior de alguns níveis, são observados processos de remobilização de fluidos anatéticos. Relações de contato com os anfibolitos não definem critérios de topo e base.

Em lâmina, este gnaiss apresenta textura essencialmente granoblástica, entre equigranular a bimodal, fina a média, de contatos interlobados (Figura 3.7). Lamelas de biotita e alguns cristais de hornblenda, tremolita e barras de quartzo definem explicitamente a orientação da petrotrama. A composição mineralógica é representada por duas associações principais. A primeira compreende termos de composição granítica a granodiorítica contendo microclina, plagioclásio e quartzo como minerais essenciais. Biotitas e opacos são os minerais acessórios. Mica branca, alanita e clorita são minerais raros neste contexto. A segunda associação é menos expressiva e compreende gnaisses de composição leucotonalítica (plagioclásio, microclina e quartzo - em ordem de abundância da mineralogia essencial) contendo tremolita (actinolita), hornblenda e epidoto com este conjunto perfazendo menos de 3% do volume total da rocha. O comportamento dos principais minerais se encontra descrito a seguir.

O plagioclásio ocorre como cristais maiores hipidiomórficos (1,2 mm), de contatos retos, a cristais menores (0,3 mm), de bordas arredondadas, o último refletindo processo de recristalização. O plagioclásio é do tipo oligoclásio cálcico ( $An_{29-24\%}$ ) com composição de anortita estimada pelo método Michel-Lévi. Cristais maiores são zonados continuamente e mostram geminação do tipo albita. Inflexão de maclas e extinção em bandas são as feições mecânicas mais expressivas neste mineral e indicam temperaturas mínimas da ordem de 550 °C. Substituição de plagioclásio por microclina é o principal aspecto de transformação deste mineral. Inclusões observadas são, em geral, de apatitas.

O quartzo é representado por cristais xenomórficos, de dimensão inferior a 2 mm (sobre a forma de barras), posicionado-se preferencialmente nos interstícios da matriz da rocha embora sejam vistos como pequenos cristais recristalizados, ou ainda em mirmequitas nas bordas de plagioclásio. Em geral, este mineral define a direção de estiramento principal. Bandas de extinção ondulante, fraturamento de grãos e alteração do ângulo ótico são as principais feições deformacionais observadas.

A microclina ao contrário do quartzo e do plagioclásio, não foi observada em todas as lâminas. Todavia, onde ela se faz presente, representa a mineralogia essencial. Os seus cristais são hipidiomórficos, de tamanho nunca superior a 2 mm, estando dispostos no interior da matriz recristalizada. Apresenta típica geminação em grade e podem conter pertitas em chama, estando na forma de cristais hipidiomórficos a xenomórficos, geralmente equidimensionais e alocados na matriz da rocha. A microclina pode circundar biotita e incluir plagioclásios. Localmente, foram observados cristais maiores de microclina (2,3 mm), possivelmente representando um aporte de leucossoma devido à migmatização.

As biotitas estão dispostas sobre a matriz dos litotipos graníticos a granodioríticos, sobrecrecendo aos minerais quartzo-feldspáticos segundo o estiramento principal. Os seus cristais, por vezes, podem ser encontrados em pequenos agregados monominerálicos. Em todos os litotipos em que ocorrem, definem os finos níveis máficos. No geral, os cristais têm tamanho entre 0,2 e 0,7 mm. A biotita possui hábito hipidiomórfico a idiomórfico, lamelar e, quando tardia, pode superar 1 mm de eixo maior. Localmente, podem conter inclusões de apatita.

A mineralogia acessória compreende os anfibólios que, quando presentes, consistem de hornblenda e tremolita (actinolita), diferenciando-se pela cor verde e maior cor de interferência do último. Zoisita e epídoto foram encontrados nos leucotonalitos, enquanto que opacos, clorita e mica branca mostraram-se associados a biotita e plagioclásios.

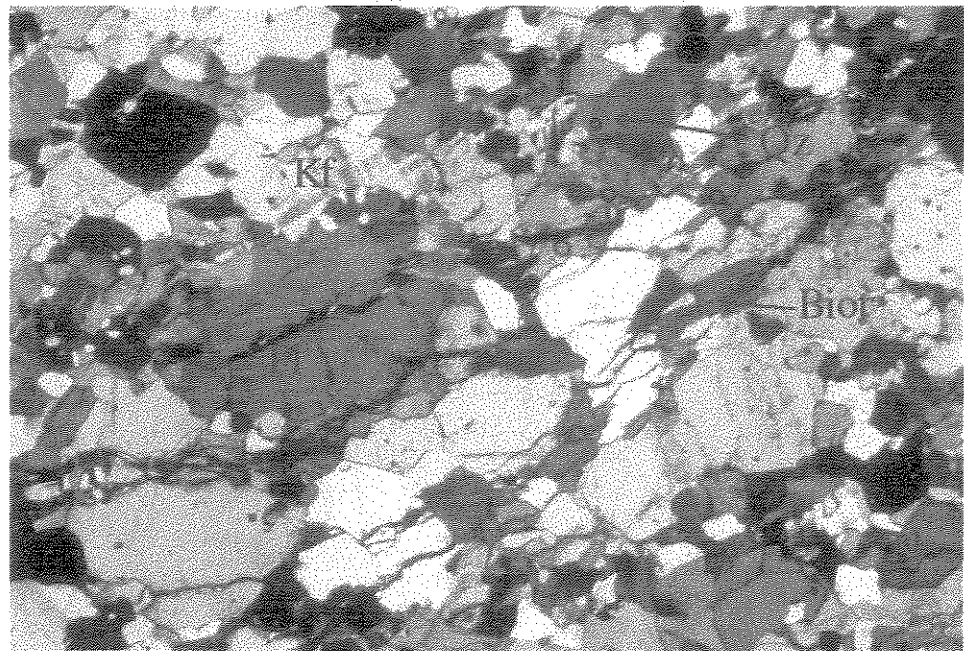
### 3.2.2 - Anfibolitos

Os anfibolitos, em campo, são litotipos predominantemente negros, com finas faixas de minerais félsicos estando fortemente afetados pela deformação regional. As feições de intrusão e intercalação com os outros litotipos e a sua própria composição são possivelmente indicativos de origem ígnea. Na grande maioria dos pontos investigados, os anfibolitos guardam relação de contemporaneidade com os gnaisses quartzo-feldspáticos. Todavia, feição sugestiva de intrusão,

como dique em granitóides tipo Santa Luz, foi observada nos afloramentos SLM 2 e A31 (Figuras 3.4 e 3.8), sugerindo assim que o magmatismo básico tenha se estendido até a colocação da granitogênese sintectônica, seguindo a concepção de Argolo *et al.* (1997).



**Figura 3.6** - Alternância entre nível grosso de gnaisses quartzo-feldspáticos no topo (canto superior direito da foto) e nível de granulação média na base. Entre os litotipos, nível de anfibolito (ponto - SLM 14).



**Figura 3.7** - Fotomicrografia mostrando a assembléia mineralógica e a textura granoblástica moderadamente orientada dos gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Metamórfico Basal. Observa-se também a bimodalidade dos grãos nas bordas dos cristais maiores. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes.

Os dados petrográficos dos anfibolitos retratam que, em função da mineralogia essencial, pode-se separar os litotipos básicos em três associações principais. São elas: 1) hornblenda + plagioclásio  $\pm$  quartzo; 2) hornblenda + plagioclásio + quartzo + granada  $\pm$  feldspato potássico  $\pm$  biotita e 3) hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio  $\pm$  quartzo.

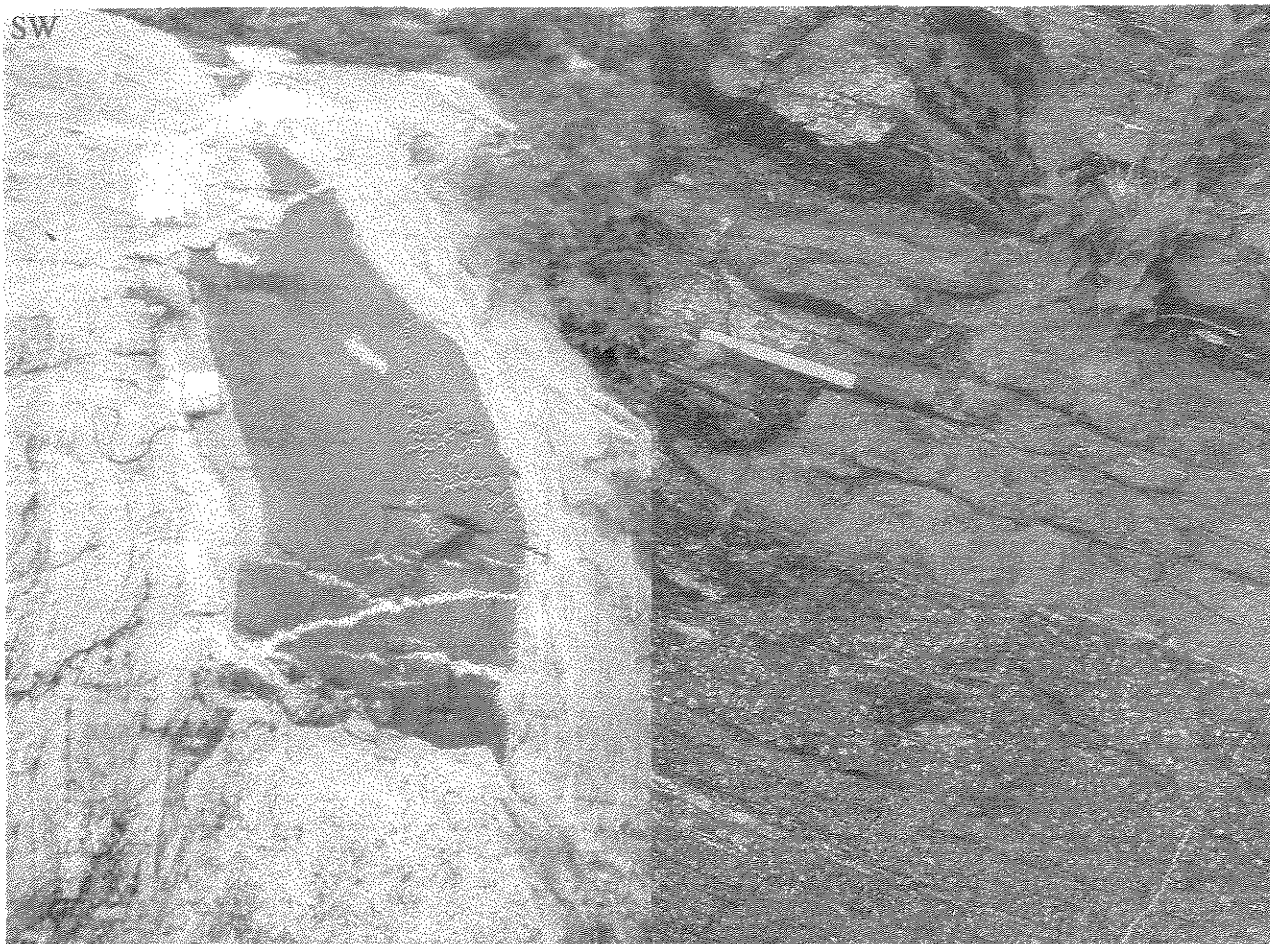
Os dois primeiros tipos têm uma maior distribuição espacial e podem ser vistos lateralmente em alguns afloramentos (Figura 3.9), sugerindo que a composição inicial do magma seria o fator de diferenciação entre os mesmos. O terceiro tipo de anfibolito ocorre de forma mais localizada, estando preferencialmente associado aos termos básicos que circundam os litotipos ultrabásicos da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas. Contudo, este tipo de anfibolito pode ser observado localmente no interior dos domínios da unidade basal.

Apesar de não ser utilizada como fator diagnóstico, pode-se argumentar que a cor do anfibólio mostra um comportamento peculiar. Na associação 1, os anfibólios de coloração verde têm maior afinidade com os litotipos da associação 3, estando espacialmente associados aos mesmos. Por outro lado, os litotipos da associação 1, que contêm anfibólios de cor marrom, são observados lateralmente associados com os litotipos da associação 2.

Ao microscópico petrográfico, todos os litotipos possuem texturas entre granoblástica a nematogranoblástica, de contatos preferencialmente interlobados, com os minerais possuindo granulação entre fina a média (Figura 3.10). Nas finas faixas félsicas, foi identificada a associação plagioclásio  $\pm$  quartzo  $\pm$  feldspato potássico, enquanto que nos níveis máficos, registrou-se a presença da associação hornblenda  $\pm$  titanita  $\pm$  clinopiroxênio  $\pm$  granada  $\pm$  biotita. Em geral, todos os minerais estão alongados segundo a direção de estiramento principal. Por vezes, os anfibolitos podem ser recortados por veios ricos em minerais quartzo-feldspáticos, epidotos e cloritas. Estes últimos também podem ser vistos como simples produto de alteração de plagioclásio e hornblenda, respectivamente. Nas proximidades ou no interior de granitóides, os anfibolitos podem conter biotitas formadas tardiamente.

A hornblenda é o principal anfibólio, identificado a partir das análises de suas propriedades óticas. Conforme comentado anteriormente, este mineral varia a sua cor entre os tons do verde ou entre os tons de marrom. O anfibólio aparece sob a forma de cristais hipidiomórficos, de contatos retilíneos a côncavo-convexos. Localmente, os seus contatos são dactilíticos com cloritas e biotitas, quando estes minerais ocorrem. A hornblenda pode chegar a cerca de 50% do volume dos litotipos analisados. A deformação imprimiu uma série de

fraturamentos nos grãos, sendo observados pela continuidade ótica das partes separadas. A hornblenda contém pequenos cristais idiomórficos de apatita como inclusões e no interior das suas clivagens e em suas bordas são observados cristais hipidiomórficos de titanita.

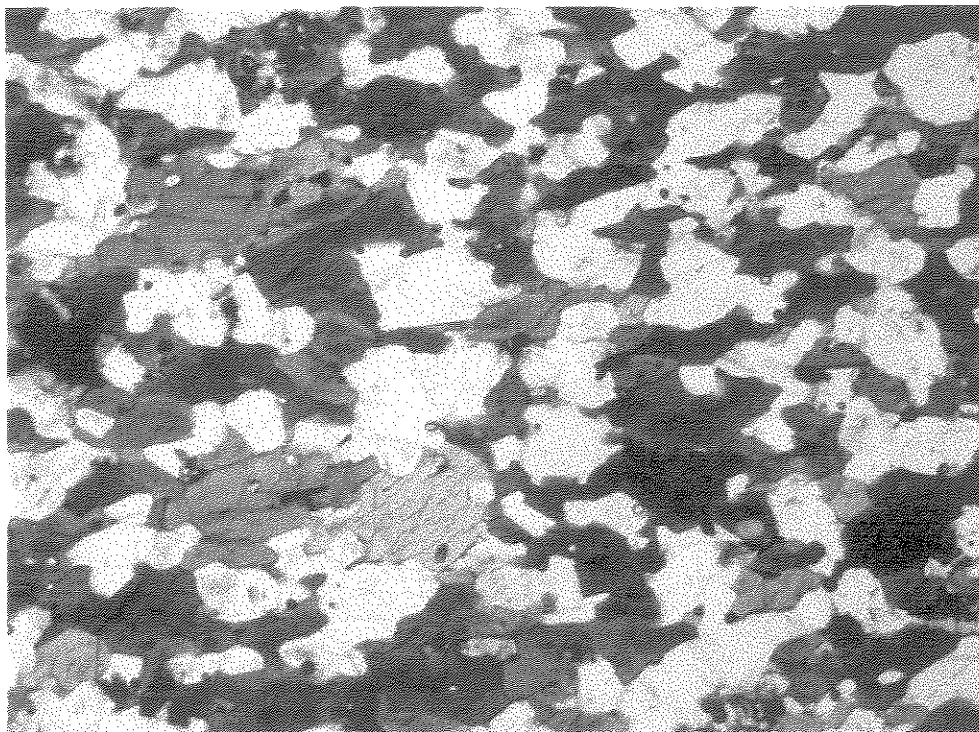


**Figura 3.8** - Dique de anfibolito (?) no interior de corpos granitóides posicionados sícronicamente ao desenvolvimento das grandes zonas de cisalhamento que seccionam a região. Percebe-se também a percolação de fluidos de composição granítica preenchendo uma série de fraturamentos sub-paralelos (A 31).

**Figura 3.9** - Destaque para o contato entre os anfibolitos da associação 2 (à esquerda) e aqueles da associação 1 (à direita e sob a caneta). Observe a presença de granadas com coroas de plagioclásio nos termos a esquerda (SLM 21).

O plagioclásio (An  $_{35-87\%}$ ) é o principal mineral félsico presente nos anfibolitos. É representado por cristais hipidiomórficos de bordas quase sempre subarredondadas. Zonações normais e descontínuas são observadas em alguns cristais. A deformação neste mineral foi responsável pela inflexão das lamelas de geminação e também propiciou a geração de extinção ondulante em alguns cristais. Preferencialmente, este mineral está associado ao quartzito que, por sua vez, pode se encontrar fortemente estirado com contatos ameboidais, preenchendo interstícios e apresentando extinção ondulante.





**Figura 3.10** - Fotomicrografia dos níveis de anfibolitos (associação mineralógica 1) apresentando texturas granonematoblástica de contatos interlobados e granulação média. Luz transmitida, nicóis paralelos, objetiva de 2,5 X 10 vezes.

A granada ocorre com relativa abundância nos termos anfibolíticos da unidade basal. Está representada por poiquiloblastos, formados precocemente em relação ao evento deformativo de maior penetração, sendo limitada por coroas de plagioclásio. A granada tem cor castanho-clara (pálida) e em suas bordas podem ser vistos cristais de plagioclásio e hornblenda defletidos em direção ao centro sugestivo de “consumo” dos mesmos. Inclusões de quartzo e fraturas preenchidas por clorita e, mais raramente biotitas, foram outras feições também reconhecidas e podem representar processo de formação contemporâneo ao quartzo e de desestabilização para os filossilicatos.

O clinopiroxênio ocorre raramente nos anfibolitos da unidade basal sendo sua ocorrência mais expressiva na associação básica bandada adjacente a mineralização cromitífera de Pedras Pretas. As suas características petrográficas serão discutidas em detalhe no decorrer do Capítulo 4. Embora a presença de clinopiroxênio seja de caráter restrito, Argolo (1993) reconheceu a presença deste mineral em diversas paragêneses de anfibolitos em nível regional.

Os minerais acessórios compreendem opacos (magnetita), titanita, apatita, biotita, clorita, epídoto, mica branca e feldspato potássico. Este último mineral pode, por vezes, constituir a

mineralogia essencial (5%). A excessão do feldspato potássico (microclina) os outros minerais apresentam feições texturais sugestivas de reações em estágio *subsolidus* sugerindo uma provável origem por metamorfismo.

### 3.1.3 - Mármore

Esta unidade encontra-se situada no interior dos domínios da unidade basal, sem relação estratigráfica claramente definida com as outras sub-unidades. Os mármore compreendem litotipos de coloração predominantemente branca, quase que totalmente formados por grandes cristais de calcita, propiciando ao litotipo um aspecto homogêneo. Localmente, é composto por um bandamento composicional com níveis de calcita de coloração alaranjada.

Em campo, esta unidade aflora como pequenas ocorrências contínuas ou em blocos descontínuos, orientados na direção ENE-SSW. O prolongamento dos mármore em subsuperfície é observado em pequenas cavas desenvolvidas para a exploração de cal. Nestas cavas, os níveis de mármore expõem mais pronunciadamente o seu bandamento metamórfico e composicional desenvolvido nas mesmas condições e acompanhando o mesmo comportamento deformacional da gnaissificação das outras sub-unidades. Fundamentado-se nesta observação, optou-se aqui por posicionar os níveis de mármore e, por conseguinte, os níveis de calciossilicáticas bandadas como parte integrante do Complexo Metamórfico Basal.

O estudo da assembléia mineralógica dos mármore buscou reconhecer as fases minerais dos níveis mais impuros a fim de se tentar estabelecer as condições termobarométricas reinantes durante a história evolutiva desta sub-unidade. A composição mineralógica identificada é um pouco diversificada, sendo predominantemente constituída por calcita, mica branca, tremolita, plagioclásio, quartzo e titanita (Figura 3.11).

Os aspectos texturais observados mostram que os mármore têm textura formada por grandes cristais idiomórficos de calcita, com contatos predominantemente retilineares e maclas fortemente rotacionadas, definindo a participação da deformação mecânica. Corroborando a afirmativa anterior para esse arcabouço textural e deformacional são observados pequenos cristais de calcita recristalizados em arranjo de textura granoblástica poligonalizada nas bordas de cristais maiores, com extinção ondulantes e bordas arredondadas. O plagioclásio também retrata, em sua superfície, o efeito da transformação para mica branca. Este último mineral é um dos principais

acessórios deste litotipo, sendo encontrado sob a forma de lamelas que podem atingir 1,5 mm em seu eixo maior.

#### **3.1.4 - Calciossilicáticas**

Esta unidade é sub-dividida em dois agrupamentos em função da forma de ocorrência em campo. O primeiro agrupamento corresponde aos litotipos de natureza calciossilicatada que não guardam bandamento composicional e têm a sua formação atribuída a processos de escarnitização. O segundo agrupamento é representado por rochas calciossilicatadas que mostram bandamento metamórfico e composicional, não sendo definida a sua formação por processos de escarnitização.

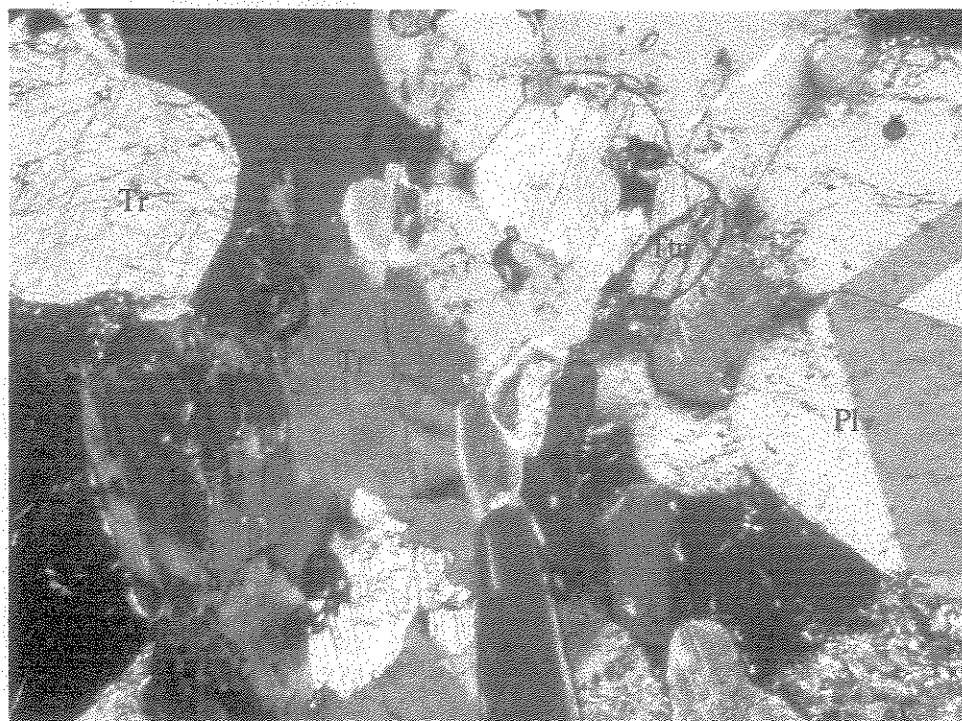
Os designados escarnitos são de ocorrência pontual, sendo encontrados relativamente próximos a granitos e/ou pegmatitos juvenis, no interior da unidade basal. Estes litotipos têm coloração variando entre o verde (níveis enriquecido em cálcio) e róseo (nível de maior atuação dos veios graníticos e pegmatíticos), embora também possam ser creme. O caráter pontual, disperso e de área predominantemente restrita dessas ocorrências, impossibilitou o seu registro cartográfico. Aliado a isto, a variação quantitativa, qualitativa e textural dos diversos escarnitos dificultou, por sua vez, a caracterização petrográfica. Mesmo assim, os escarnitos foram agrupados em três associações designadas de: a) escarnito tremolitítico com diopsídio, plagioclásio, mica branca, opacos e titanita compondo a mineralogia acessória; b) escarnito diopsidítico-tremolitítico com raros plagioclásios como minerais acessórios e c) escarnito tremolitítico-diopsidítico conservando cristais de quartzo, plagioclásio e microclina.

O segundo agrupamento de litotipos de composição calciossilicática compreende os litotipos que se apresentam com bandamento metamórfico composicional. Esta sub-unidade se concentra nas bordas noroeste da lente assinalada no mapa geológico, sendo a sua distribuição areal incompatível com o registro em mapa geológico. Compreende litotipos predominantemente de coloração verde, estando em campo dobrados pela fase de deformação  $F_2$  e  $F_3$  com uma pronunciada alternância de níveis ricos em diopsídio e quartzo (Figura 3.5 e 3.12). Apesar da gradação para os níveis de mármore não ter sido observada, acredita-se que tanto os mármore bandados como as calciossilicáticas bandadas sejam cronologicamente contemporâneos.





**Figura 3.10** - Fotomicrografia da porção mais impura dos níveis de mármore. Observe os grandes cristais de calcita com lamelas de geminação desfeitas, indicando a participação de deformação mecânica neste litotipo. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes.



**Figura 3.11** - Fotomicrografia de detalhe de uma das associações petrográficas dos escarnitos, onde a mineralogia da rocha inicial se preserva parcialmente. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 10 X 10 vezes.

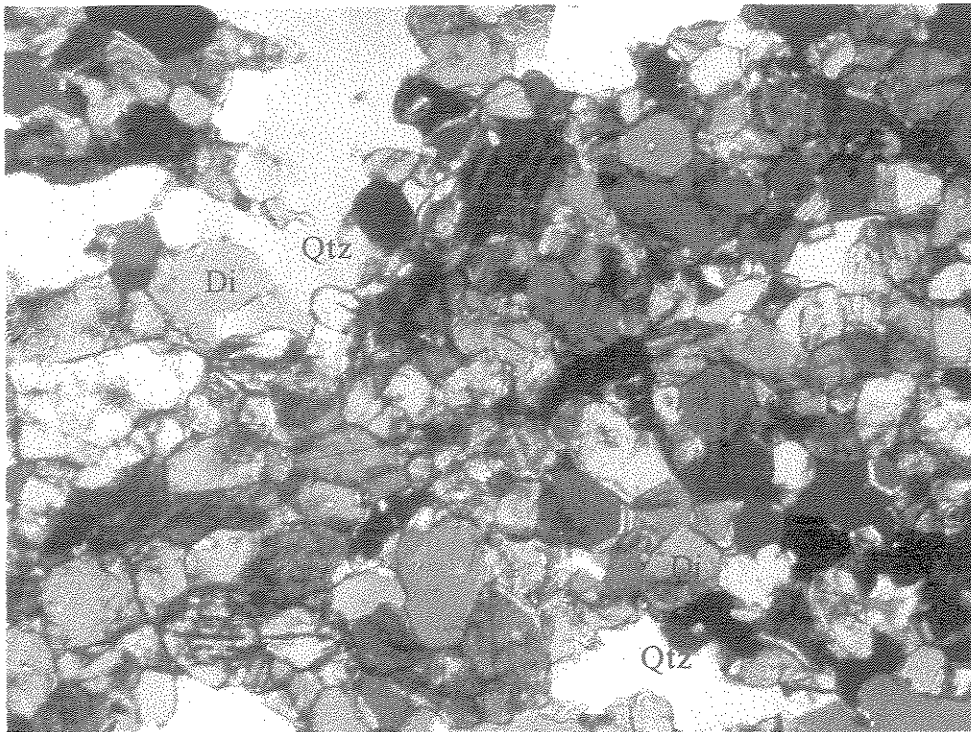


Figura 3.12 - Fotomicrografia de litotipo calciossilicático bandado, no qual se observa a presença da finas faixa rica em diopsídio se alternando com outras mais enriquecida em quartzo. Tremolita e calcita são minerais raros nesse contexto. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes.

### 3.2 - GRANITÓIDES

Uma importante feição geológica observada na região de Santa Luz é a volumosa presença de rochas granitóides intrusivas em toda a extensão da área. Estas intrusões foram compartimentadas em função do seu período de colocação em relação à fase de deformação  $F_3$ , responsável pela formação das principais zonas de cisalhamento cartografadas no mapa geológico. Tal fato é refletido basicamente nas feições estruturais e aspectos composicionais apresentados por cada sub-unidade individualizada. De acordo com os parâmetros acima, foram cartografados no mapa geológico (anexo 1) os granitóides sin- e tarditectônicos.

Em função destes litotipos não serem o objetivo principal deste estudo e aparentemente não manterem relação genética com os litotipos ultrabásicos mineralizados em cromo a discussão sobre os aspectos de campo e petrográficos destas unidade é feita de forma genérica, aconselhando-se, no entanto, que sejam feitos estudos adicionais para definir as variações faciológicas existentes em cada agrupamento de granitóide.

### 3.2.1 Granitóides sin-tectônicos

Apresentam fábricas magmáticas variavelmente preservadas que, no geral, acompanham a fase de deformação  $F_3$ . Estes litotipos são intrusões contemporâneas e foram subdivididos em três associações principais ( $G_{3a}$  a  $G_{3c}$ ). O granitóide  $G_{3a}$  é representado em mapa pelo Granitóide Salgadália (Silva 1994) enquanto os granitóides  $G_{3b}$  e  $G_{3c}$  representam na realidade uma suíte intrusiva, em escala de mapa indiferenciada, tratada aqui como granitoide do tipo Santa Luz. A seguir serão descritas sucintamente os aspectos de cada associação.

Os granitóides  $G_{3a}$  são composicionalmente granodioríticos a dioríticos, com textura média, equigranular ou ligeiramente inequigranular (fenocristais de plagioclásio parcialmente recristalizados no estado sólido). Ocorrem preponderantemente em toda a extensão leste da área, limitados com os outros granitóides sintectônicos pela zona de cisalhamento Lajedo Grande. No seu interior podem ser observados encraves máficos. A diferença para os outros termos se deve ao seu local de ocorrência bem definido e a presença de porfiroclastos de plagioclásio e a grande quantidade de minerais máficos.

Os granitóides  $G_{3b}$  encerram granitos e granodioritos porfiríticos (fenocristais de feldspato potássico-plagioclásio, biotita e hornblenda são os máficos principais), leuco a mesocráticos. Ocorrem como encraves alongados (Figura 3.9) e/ou diques sinplutônicos no tipo  $G_{3c}$ , com os contatos entre ambos interdigitados, esfarrapados e/ou em chama (Figura 3.10). Fácies pegmatóides possuem abundantes cristais de turmalina.

Os granitóides  $G_{3c}$  são predominantemente granitos (tonalitos subordinados) cinza a róseos, equigranulares a ligeiramente inequigranulares (microfenocristais de microclina), leuco a hololeucocráticos, com biotita e subordinadamente granada. É comum observar esses granitóides preenchendo zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais de alta temperatura.

No geral, todos os corpos intrusivos apresentam feições de deformação mecânica, haja vista, a presença de cristais de plagioclásio com maclas defletidas, extinção ondulante de quartzo e plagioclásio, textura mortar nas bordas de microclina, micropoligonalização dos grãos da matriz quartzo-feldspáticas, estiramento e orientação de todos os minerais e em especial da biotita e anfibólio. Análises isotópicas pelo método de evaporação de chumbo (Pb)

em monocristais de zircão apontam idade preliminar de 1900 Ma (Comunicação verbal Elson Paiva de Oliveira). Aspectos micropetrográficos destes granitóides estão demonstrado na Figura 3.15.

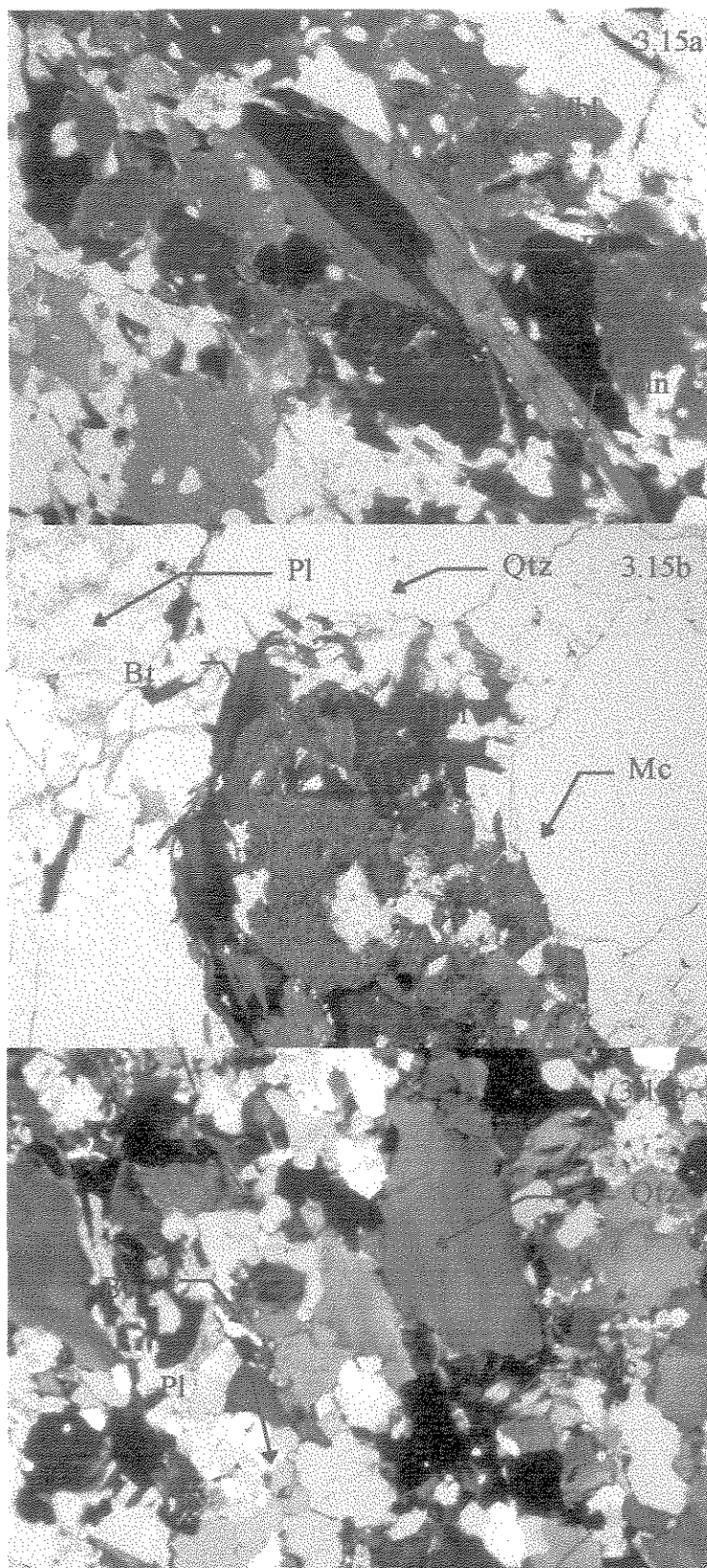


**Figura 3.13** - Diques sinplutônicos e boudinados de fácies porfíriticas, precoce aos leucogranitos equigranulares (ponto SLM 40).



**Figura 3.14** - Contatos sinuosos e interdigitados entre granitos porfíriticos à esquerda e leucogranitos atestando penecontemporaneidade à fase de deformação  $F_3$ . Domínio dos granitóides tipo Santa Luz, Zona de Cisalhamento Lajedo Grande (ponto SLM 40).





**Figura 3.15** - Aspectos micropetrográficos dos principais granitóides sintectônicos. 3.15a) Assembléia mineralógica dos granitóides  $G_{3a}$  onde se observa a grande quantidade de minerais máficos e uma moderada orientação da petrotrama. 3.15b) Exposição dos granitóides porfíricos  $G_{3b}$  com destaque para a concentração dos minerais máficos e a maior granulação dos feldspatos. 3.15c) Orientação moderada marcada pelos minerais félsicos que retratam a mineralogia mais diferenciada dos granitóides  $G_{3c}$ .

### 3.2.2 - Granitóides tarditectônicos

Estes granitóides ocupam cerca de 15% da área mapeada e ocorrem seccionando todas as outras unidades litoestratigráficas como pequenos diques e soleiras. A melhor exposição desta unidade está situada no extremo noroeste da carta geológica, na localidade de Morro do Lopes (porção dos terrenos estudados onde o relevo é mais elevado).

Os granitóides tardi tectônicos apresentam composição monzogranítica à granodiorítica e termos subordinados graníticos. No campo, são litotipos finos a médios, de coloração variando entre o cinza e branco nos monzogranitos (figura 3.16 e 3.17) e granodioritos a noroeste da área, e róseo a laranja nos granitos da porção central. Comumente, são rochas bastante homogêneas apresentando quartzo globular, acamamento ígneo em ângulo com a fábrica magmática sintectônica dos tipos prévios e estrutura de fluxo magmático orientada ortogonalmente a estruturação regional (direção NE-SW). Uma tênue foliação provocada pelo estágio final da tectônica dúctil é percebida em pequenos diques, soleiras e nas bordas do corpo de Morro do Lopes.

Brechas magmáticas com encraves angulosos de outros granitóides (Figura 3.18), diques graníticos, apliticos e pegmatíticos turmaliníferos orientados preferencialmente na direção N40E e N70E truncam todos os outros granitóides e consistem das expressões finais da granitogênese tardi a pós-tectônica.

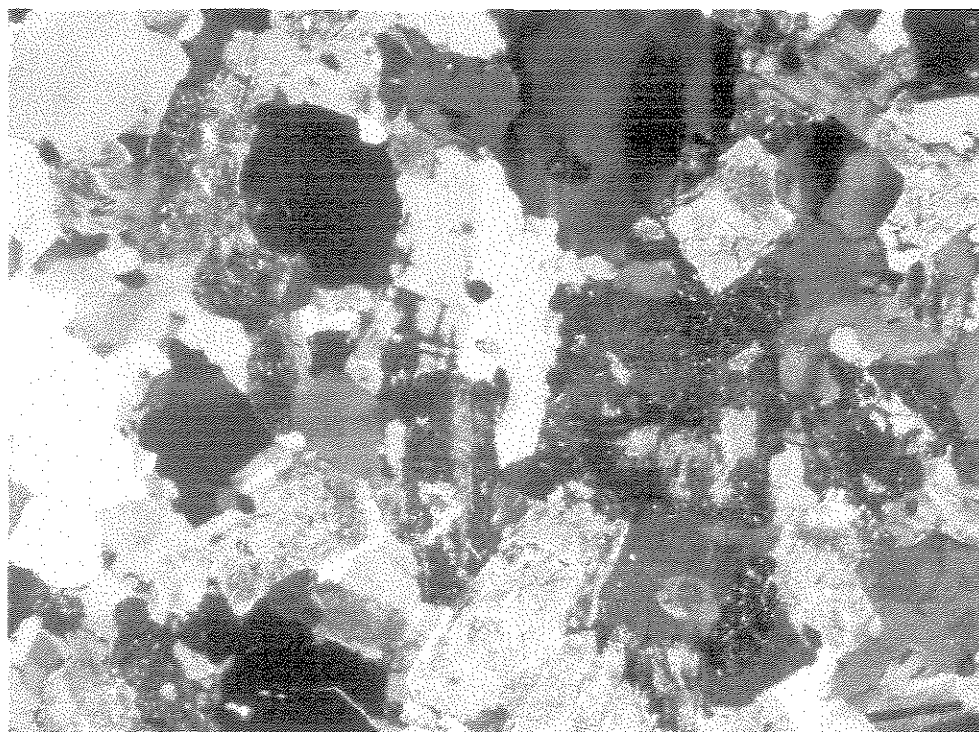
Na descrição petrográfica dos termos preponderantes (monzogranitos e granodioritos), foram observados como principais constituintes o plagioclásio (oligoclásio), quartzo e microclina. Biotita, opacos e zircão são os principais acessórios. Os litotipos possuem textura granoblástica interlobada de granulação fina a média, com uma foliação incipiente marcada por poucas lamelas de biotita. Uma feição bastante expressiva é o zoneamento do plagioclásio, onde os centros estão alterados para mica branca e epidoto (saussuritização) e as suas bordas permanecem preservadas.

O principal corpo representante do magmatismo tarditectônico e cartografado neste trabalho é conhecido na literatura geológica como granodiorito tipo Morro do Lopes (Matos e Conceição 1993) ou granito Santa Luz (Sabaté *et al.* 1987). Ambos os trabalhos consideram que esta intrusão se deu forçadamente na crosta, independentemente dos tensores regionais.

Aspectos de campo mostram que a mesma porta encraves das rochas encaixantes deformadas, enfatizando o seu posicionamento como expressão final do magmatismo regional.

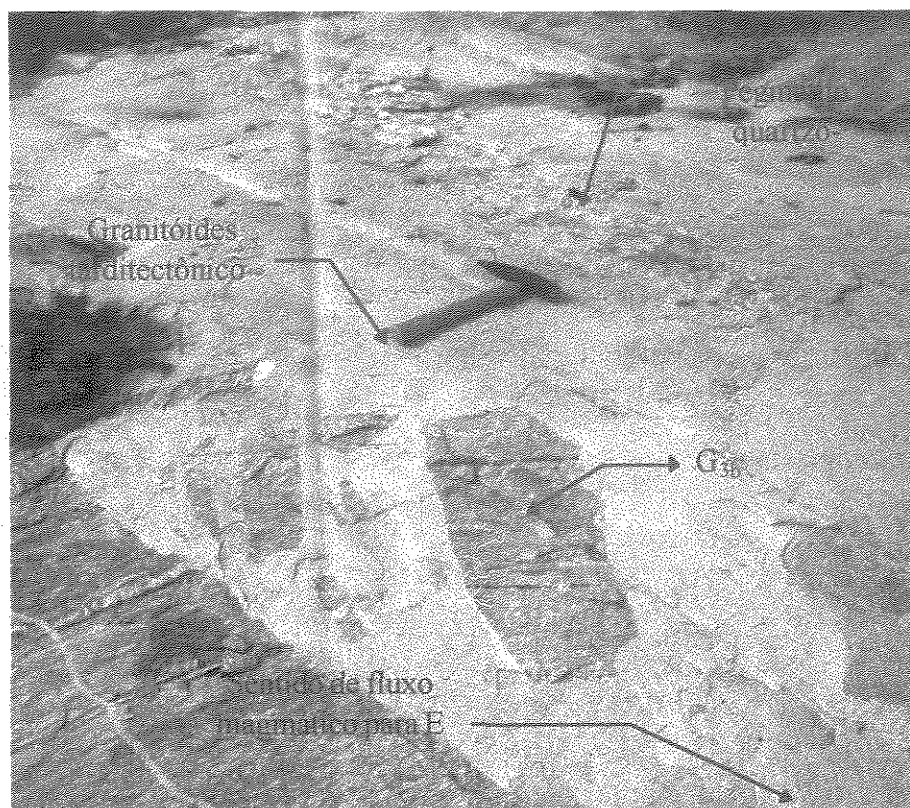


**Figura 3.15** - Aspecto de campo do granodiorito fino relacionado ao evento magmático mais recente, contido afetado de forma incipiente pela deformação regional. Em seus núcleos há preservação de estruturas de fluxo (SLM 33).



**Figura 3.16** - Fotomicrografia do granodiorito apresentado na figura anterior onde já se pode observar contatos interlobados, zonação de cristais de plagioclásio e formação de epidoto. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 X 10 vezes.

Cordani *et al.* (1969 *apud* Sabaté *et al.* 1987) dataram este corpo pelo método K/Ar e obtiveram idade de  $1.800 \pm 60$  Ma. Argolo (1993) caracteriza geoquimicamente esta intrusão como parte integrante de uma suíte subalcalina, metaluminosa e bastante diferenciada. Segundo este autor, a origem dessas rochas resultou provavelmente da interação de material mantélico e de crosta profunda, em regime distensivo, e sua colocação se deu em ambiente tarditectônico. As condições petrogenéticas sugeridas acima não foram avaliadas nesta pesquisa.



**Figura 3.18** - Dique composto assimétrico, com borda norte pegmatítica e borda sul granítica contendo fragmentos angulosos de granito porfirítico. A obliquidade do eixo maior dos encraves dá o sentido de fluxo para leste.

### 3.3 - *SEDIMENTOS ALUVIONARES*

Encontram-se cartografados na porção sudeste da área mapeada ao longo do riacho Bonsucesso, com larguras inferiores a 200 metros. São constituídos por sedimentos arenosos finos a grossos, inconsolidados a pouco consolidados e que, em alguns locais, contêm bolsões de cascalho com seixos de quartzo e fragmentos dos litotipos presentes em grande parte das unidades mapeadas.



## **4 - A GEOLOGIA DO DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS: UMA NOVA ABORDAGEM A PARTIR DO RECONHECIMENTO GEOLÓGICO-ESTRUTURAL DOS TERRENOS ADJACENTES**

### **4.1 - INTRODUÇÃO**

A análise dos dados da literaturas revelou que o tratamento dado ao depósito de cromitas de Pedras Pretas foi, quase sempre, um simples registro no arcabouço geológico regional. Os trabalhos de Santos e Souza (1984) e Nilson (1984) cartografaram e classificaram o depósito cromitífero de Pedras Pretas como um pequeno corpo mineralizado, alojado em uma lente peridotítica intrudida em terrenos geológicos retrabalhados no Paleoproterozóico, constituintes do provável embasamento da seqüência supracrustal do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru. Todavia, conforme já apresentado, Carvalho *et al.* (1982, 1986) definiram que a mineralização estaria alojada em um complexo (sic) acamadado, diferenciado, intracratônico de idade arqueana com aspectos similares àqueles do Grande Dique do Zimbábue.

O estudo dos testemunhos de sondagens, das novas exposições da cava, aliado a coleta de dados geológicos, até então desconhecidos, revelaram um contexto diferente daquele aventado por pelos autores supracitados. Buscando subsidiar o debate sobre o ambiente de formação da mineralização, este capítulo objetiva descrever as características petrográficas dos diversos litotipos reconhecidos na área de concessão da mina para que fundamentados pelas relações de campo possa se propor o empilhamento litoestratigráfico para a área, visando entender a evolução geológica dos terrenos em apreço.

Tendo em vista que este estudo foi embasado por trabalhos prévios tentar-se-á conservar aqui a proposição litoestratigráfica elaborada por Carvalho *et al.* (1982, 1986), os quais dividiram, o até então, Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas em três unidades, apresentadas no item 2.2.3 e registrada com modificações na Figura 2.5.

Embora a maioria das feições apresentadas na Figura 2.5 sejam mapeáveis não foi possível esboçar ou até mesmo reconhecer diferenças entre os litotipos da Associação Básica Bandada e os litotipos da unidade basal da região (Complexo Metamórfico Basal) face a ausência de padrões

geológicas e geomorfológicas em macroescala que possibilitasse a caracterização de um possível contato. Por outro lado, a transição entre a Associação Básica Bandada e a Associação Ultrabásica (Suíte Intrusiva de Pedras Pretas) é clara e ocorre predominantemente de forma brusca.

Considerando que este trabalho não procurou estabelecer mapas geológicos de detalhe a cartografia dos terrenos da área de concessão da mina continua a ser representada por uma associação de rochas ultrabásicas, com forma de exposição elíptica, alongadas na direção NNW-SSE, circundada por rochas básicas a intermediárias, com expressivo bandamento gnáissico composicional entre termos félsicos e máficos. Seccionando todo o pacote têm-se litotipos intrusivos e falhamentos com movimentação diversa.

#### **4.2 - PETROGRAFIA**

A descrição petrográfica dos terrenos adjacentes a mineralização cromitífera de Pedras Pretas teve como objetivo principal caracterizar as associações paragenéticas a fim de compreender a evolução dos diversos litotipos relacionados aos horizontes mineralizados. O reconhecimento de relíquias ígneas e, quando possível, dos seus equivalentes recristalizados subsidiarão a discussão sobre a formação e a evolução tectono-metamórfica atuante nesta unidade litoestratigráfica.

Do ponto de vista descritivo, as exposições dos diversos litotipos ocorrem de forma mais evidente dentro da cava principal da mina, sendo de qualidade distinta: boa nos termos bandados a má nos termos ultramáficos (desagregação em função dos processos hidrotermais e intempéricos). Em superfície, foi observado a predominância de solo escuro, de espessura moderada, contendo seixos de resistatos de cromitas (“Pedras Pretas”). Em virtude da má qualidade dos afloramentos da porção ultramáfica, os estudos dos aspectos petrográficos concentraram-se nas relações observadas nos testemunhos de sondagens. Todavia, a quase total transformação das paragéneses primárias pelo intenso metamorfismo iso- e aloquímicos impossibilitaram a utilização dos dados petrográficos para inferir interpretações petrogenéticas sobre estes litotipos.

A obliteração de feições texturais e estruturais e a rara participação da mineralogia primária nos litotipos ultrabásicos definiram uma forte modificação do caráter ígneo dos diversos

litotipos, ao contrário do que descreveram Carvalho *et al.* (1986). Assim, não se pode correlacionar as observações petrográficas obtidas neste trabalho com àquelas das sínteses anteriores. Em virtude do exposto, define-se novamente aqui as principais feições petrográficas da Associação Ultrabásica, Associação Básica Bandada e Rochas Intrusivas.

#### 4.2.1 - Associação Ultrabásica

Apresenta litotipos de coloração verde clara, intensamente serpentinizados, ligeiramente orientados e encaixados na direção NNW, com forte caimento para ENE (Figura 4.1). Diques de espessuras centimétricas até métricas e de composição desde félsica até ultramáfica seccionam esta unidade. Frequentemente, nas zonas de contatos dos serpentinitos com as litologias encaixantes são observados níveis ricos em serpentina e flogopita, marcando a interação entre a porção ultrabásica e a unidade básica bandada. Tal feição é comumente observada em contatos entre intrusões ultrabásicas com litotipos encaixantes.

A distribuição deste agrupamento de litotipos em escala semi-regional ocorre somente na área de concessão da mina. Entretanto, níveis de tremolititos xistificados (possível nível guia das ultramáficas ?) foram vistos em pequenas zonas de cisalhamentos em um único ponto fora deste domínio (A 7). Em nível de afloramento, os litotipos mais preservados guardam registro de processos tectonotermiais geradores de uma foliação incipiente, constituída por paragêneses minerais típicas de fácies xisto verde. Por vezes, estes litotipos preservam estrutura primária como o acamamento rítmico de origem magmática, marcado pela alternância de serpentina e cromita (Figura 4.2).

Contudo, estruturas ígneas e deformacionais dúcteis, apesar de serem as mais pervasivas, podem estar completamente obliteradas pela percolação de veios ricos em carbonatos, tremolitas e até mesmo cloritas melhor visualizadas em microfraturas. Em zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis e nas bordas dos termos ultramáficos há crenulações da foliação e surgimento de tremolititos e flogopititos associados a falhamentos. Diques de natureza diversas seccionam toda esta associação.

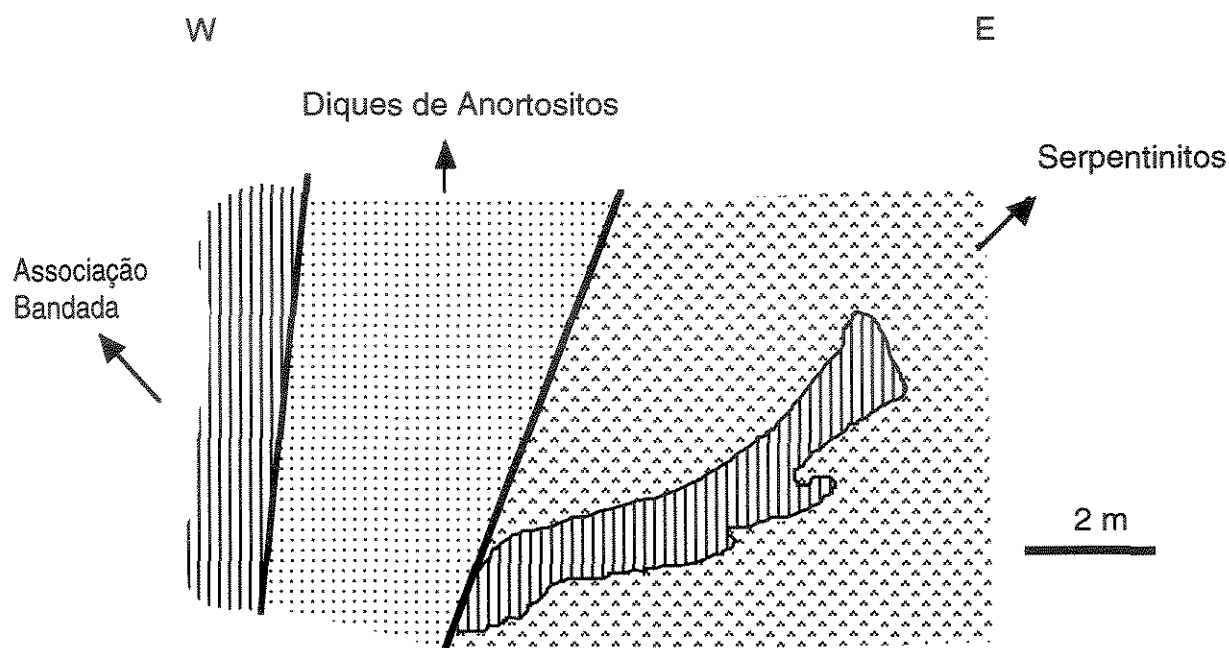


**Figura 4.1** - Perfil W-E da parede norte da cava central. Relação de contato entre a Associação Básica Bandada e a Associação Ultrabásica. Contatos retos com forte caimento para E preenchidos por finas faixas de tremolita. No interior da Associação Ultrabásica tem-se a presença de diques félsicos.



**Figura 4.2** - Acamamento mágnático marcado pela alternância de níveis serpentiniticos (em verde) e cromitíticos em negro. Obliquamente a caneta vermelha tenta mostrar uma foliação deformacional incipiente ( $S_3$ ).

No interior dos serpentinitos, próximo a pequenas zonas de cisalhamento rúpteis preenchidas por intrusões de anortositos, são observados xenólitos da Associação Básica Bandada (Figura 4.3). Porções de diopsidito de coloração verde clara macroscopicamente similar aos serpentinitos, embora um pouco mais compactado, foram diferenciados e têm sua ocorrência localizada. Dunitos com textura macroscópica de *cumulus* e intensamente serpentinizados foram identificados em amostras de testemunho.



**Figura 4.3** - Esboço das relações de contatos em afloramento no setor C da mina. Relação de inclusão de níveis félsicos da associação bandada no interior dos serpentinitos.

#### 4.2.1.1 - Serpentinitos

É o termo dominante das rochas ultramáficas (85% do volume total), visto que os processos metamórficos modificaram as paragêneses pretéritas de forma genérica e indistinta produzindo serpentina, clorita e subordinadamente talco e tremolita. Os serpentinitos são litotipos freqüentemente friáveis, de fácil fragmentação, alterados intempericamente e seccionados por vênulas de carbonatos e tremolitas. Possuem coloração predominantemente verde clara (lherzolitos) mas, variam para o cinza e cinza-azulado (dunitos) em função da composição químico-mineralógica e alteração intempérica. Localmente, podem gradar para cromititos gerando uma leve estratificação acumulada.

Os serpentinitos de cor verde clara são compostos essencialmente por serpentina, clorita e, em menor proporção, talco e tremolita representando o metamorfismo isoquímico do sistema. Subordinadamente e em proporções do conjunto geralmente inferiores a 10%, há presença de cromita, augita, enstatita e olivina, representando as relíquias ígneas. Carbonato, flogopita, tremolita, talco e clorita são produtos de alteração hidrotermal, aparecendo em proporções variadas, por vezes constituindo os minerais essenciais. Pelo descrito é razoável supor que o principal protólito para os serpentinitos descritos sejam rochas lherzolíticas.

Ao microscópico petrográfico os serpentinitos têm cor variando entre o incolor e o verde claro, possuem aspecto fibroso sendo caracterizados por textura de substituição de olivinas e piroxênios por serpentina e clorita. As texturas observadas podem ser designadas de texturas do tipo *mesh* (Maltman 1978), caracterizada pela transformação da mineralogia primária para serpentina, ao longo dos limites dos grãos e nas fraturas internas, principalmente, de olivina (Figura 4.4). Em processos mais pervasivos há a completa substituição da mineralogia primária.

Análises por microespectroscopia Raman definiram que o mineral do grupo da serpentina é a lizardita. No geral, este mineral é incolor, verde claro a castanho (função do intemperismo ?), sendo ligeiramente pleocróica com extinção ondulante. Possui hábito fibroso, marcando de forma incipiente uma foliação deformacional, embora possa estar em forma granular ou prismática guardando a forma do mineral primário. Constitui parte integrante substancial dos litotipos analisados respondendo às vezes por mais de 70% do volume total. Relações texturais observadas retratam fielmente a sua origem metamórfica.

A clorita é o segundo mineral em ordem relativa de abundância. Conjuntamente com a serpentina, ocorre em todas as lâminas e perfaz cerca de 15 a 25% do volume total dos litotipos analisados. Comumente é incolor, de hábito lamelar, com cristais hipidiomórficos quando se encontra na matriz associada a serpentina. A clorita de origem hidrotermal ocorre preferencialmente em veios e forma cristais idiomórficos, podendo atingir mais de 4 milímetros de comprimento e conter inclusões de cromitas, augita, carbonatos e tremolitas.

A cromita é negra e de tamanho inferior a 0,4 milímetros. Os cristais são hipidiomórficos com bordas arredondadas, por vezes, rompido pelas serpentinas, ou xenomórficos quando

dispostos como mineral *intercumulus* ou em remobilizados em zonas de cisalhamentos frágeis a dúcteis. No seu interior podem ocorrer inclusões de clorita e serpentina.

A tremolita é incolor a castanha clara, ligeiramente pleocróica, com cor de interferência de segunda ordem, sendo representada por cristais hipidiomórficos de dimensão variada, porém nunca superiores a 2 milímetros. Está sempre associada a veios e comumente inclusas nos maiores cristais de cloritas. Em zonas de fraturas podem ser vistos níveis decimétricos monominerálicos, corroborando ainda mais a sua origem hidrotermal. Localmente está emersa na matriz serpentinitica (Figura 4.5.)

A augita e a enstatita são cristais xenomórficos de relevo maior que o da serpentina. Ambos têm coloração castanha pálida a incolor, sendo que o ortopiroxênio é mais abundante e está geralmente mais desagregado, mostrando-se susceptível aos eventos posteriores a cristalização. O fator determinante para individualização desses minerais, além do ângulo de extinção, foi a cor de interferência que é mais elevada no piroxênio monoclinico. Feições micropetrográficas de ambos os minerais são apresentadas nas Figuras 4.6 e 4.7.

A olivina (Fo 88%) é incolor, de relevo elevado, encontrando-se disposta sob a forma de grãos desagregados e comumente oxidados. A segregação dos grãos é uma característica comum às olivinas que geram novos grãos nunca superiores a 0,3 milímetros. O talco é fibro-radial incolor, de cor de interferência elevada sendo um mineral em geral raro. Quando ocorre, está em vênulas ou mais raramente na matriz da rocha, ocupando sítios de uma “ex-olivina”. O carbonato é hipidiomórfico estando disposto em aglomerados monominerálicos finos em vênulas ou interstícios da matriz. As relações texturais mostram que este mineral deve ter sido o último proveniente do metamorfismo aloquímico.

Os serpentinitos de coloração cinza são litotipos, compactos, com nódulos claros, preservando ainda textura de *cumulus* (Figura 4.8). Ao contrário dos serpentinitos verde estes litotipos afloram somente em subsuperfície, não sendo observado níveis mineralizados em cromita no seu interior. Contudo, este mineral é geralmente *intercumulus*. A descrição petrográfica atesta natureza cumulática, sendo sua textura definida como policristalina heteroadcumulática, reliquiar, fina, oriunda de um provável dunito. A granulação é equidimensional, com tamanho

médio dos grão variando de 0,3 a 0,4 milímetros. Porém, alguns cristais hoje de serpentina podem atingir até 1,0 milímetro. A composição atual envolve serpentina (70%), clorita (20%), cromita (5%) e provavelmente óxido de magnésio (< 5%).

A serpentina é fibrosa a lamelar, pseudomorfa, ou não, da olivina (grão arredondados, isométricos) e do piroxênio (hábito prismático). Apresenta-se na posição tanto de mineral de *cumulus* como de *intercumulus*, contendo inclusão de clorita e cromita, sendo que este último mineral encontra-se disposto na clivagem fibrosa da serpentina.

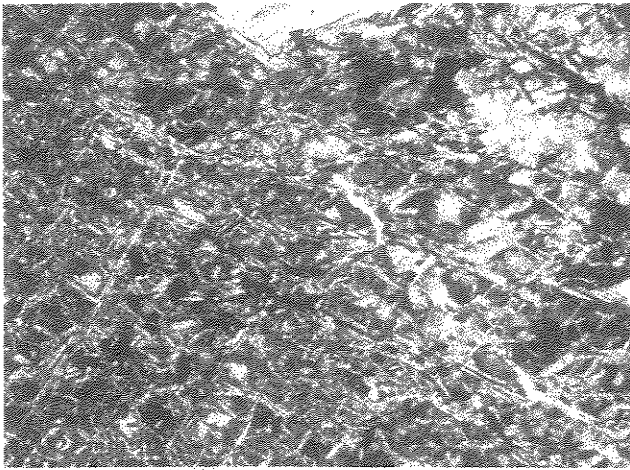
A clorita é incolor, lamelar e equidimensional aos grãos da matriz serpentinitica. Encontra-se disposta substituindo os minerais de *cumulus* (piroxênio) e, mais raramente, os minerais *intercumulus*. As suas clivagens podem estar preenchidas por grãos de cromitas. A cromita é xenomórfica, intersticial sendo os seu cristais proporcionalmente menores em relação à mineralogia essencial. Os seus grãos estão nas bordas dos “pseudomorfos de olivinas”, interligando-se a clorita sugerindo que ambos os minerais compreendem as fases *intercumulus*. A cromita quando é o mineral de *cumulus* apresenta-se cataclasada, com fraturas contendo silicatos.

#### **4.2.1.2 - Diopsidito**

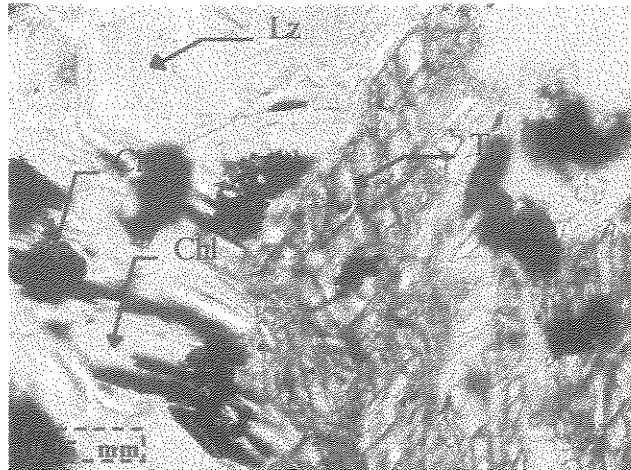
Este litotipo ocorre em campo com aspecto bastante similar aos serpentinitos. A principal diferença macroscópica é que este litotipo é mais coeso. Em lâmina, apresenta textura granoblástica, equigranular, poligonalizada, fina, sem orientação preferencial e constituída por mais de 95% de diopsídio com pleocroísmo variando entre o verde claro e o amarelo pálido (Figura 4.9). Pequena quantidade de opacos, titanita e níveis oxidados perfazem cerca de 3% das amostras e representam a mineralogia acessória.

Segundo Winkler (1977), litotipos ultrabásicos saturados em CaO tendem a formar pela ação do metamorfismo clinopiroxênio diopsídico e tremolita. Assim sendo, os níveis de diopsidito nas proximidades e dispostos de forma a não ser diferenciada dos serpentinitos levam a crer que o metamorfismo atuante ocorreu sem a participação de fluidos ricos em CO<sub>2</sub>, sob condições metamórficas de grau incipiente a fraco.

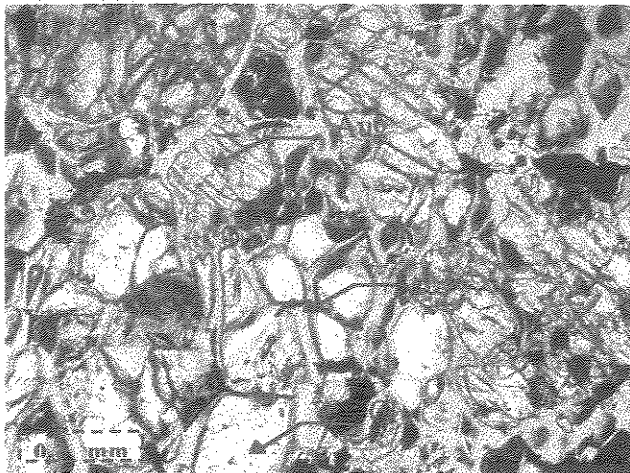




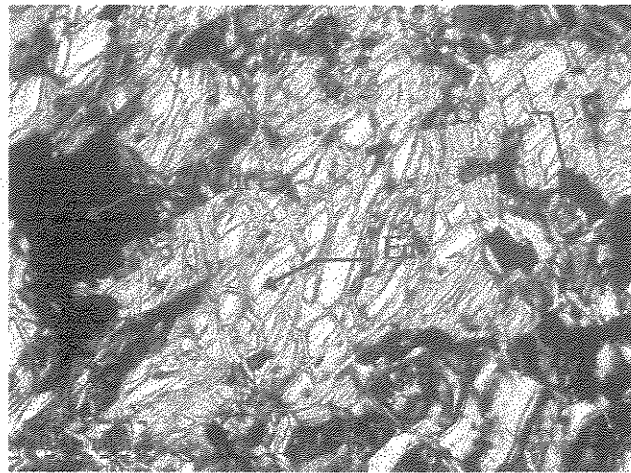
**Figura 4.4** - Fotomicrografia retratando a textura *mesh* provocada pela redução da temperatura e aumento do volume devido a injeção de água em litotipos ultramáficos.



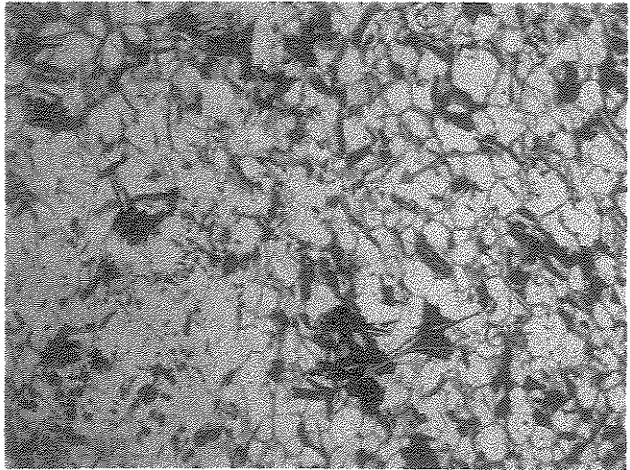
**Figura 4.5** - Fotomicrografia de parágênese típica de fácies xisto-verde constituída por tremolita associada a clorita, serpentina e cromita. Em detalhe, observa-se a presença de cromita no interior das clivagens de clorita.



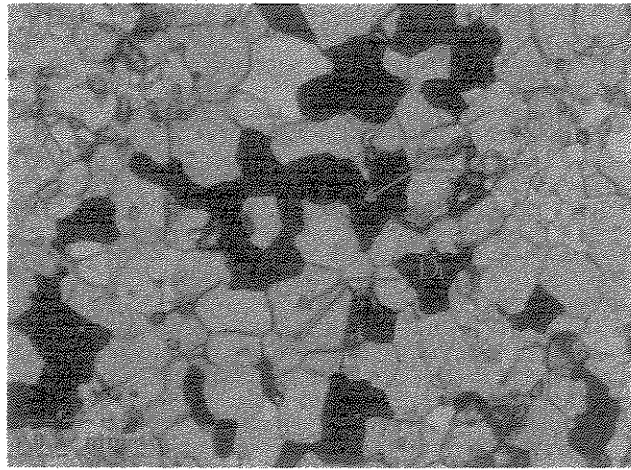
**Figura 4.6** - Fotomicrografia de reliquias da parágênese ígneas. No detalhe cristais de olivina e augita.



**Figura 4.7** - Fotomicrografia de reliquias da parágênese ígneas. No detalhe, cristal de enstatita.



**Figura 4.8** - Fotomicrografia de textura cumulática reliquiar onde a serpentina substitui o mineral de cumulus e clorita e cromita preenchem parcialmente os espaços *intercumulus*.



**Figura 4.9** - Fotomicrografia refletindo a recrystalização granoblástica dos clinopiroxênios sem orientação preferencial dos minerais. Ao centro opacos circundando completamente cristais de diopsídio.

### 4.2.3 - Associação Básica Bandada

A designação de Associação Básica Bandada é atribuída ao que Carvalho *et al.* (1982, 1986) definiram como sendo a porção básica do complexo de Pedras Pretas. Compreende um conjunto de litotipos que apresenta alternância composicional, geralmente contínua e se encontra fortemente afetado pelo bandamento gnáissico regional e pelas fases de deformação subseqüentes, guardando no seu seio o registro de foliações, dobramentos, cisalhamentos e pulsos intrusivos ao longo do tempo (Figura 4.10).

Os litotipos constituintes são de coloração melanocrática a hololeucocrática, de afinidade química básica (Carvalho *et al.* 1982, 1986), dispostos circundantemente aos termos ultrabásicos. Compreendem a maior porção do terreno da área de concessão da mina, estando geralmente seccionados por intrusões félsicas. Apresentam expressivo dobramento inclinado com vergência para leste e eixos de dobras com caimento para NNW em todos os setores da mina. Composicionalmente, predominam gnaisses quartzo feldspáticos (granodioritos, leucotonalitos a anortositos), metabasitos a metaultrabasitos, todos com bandamento metamórfico bem marcado e os últimos em certos locais apresentam composição monomineralica.

O metamorfismo desse contexto teve o seu ápice em condições de fácies anfibolito (provavelmente fácies anfibolito superior) e mascara quase que completamente as estruturas primárias. Reações de desestabilização de clinopiroxênio para hornblenda podem representar a transformação de relíquias primárias para termos metamorfizados. Todavia, nos piroxênios o teor de cálcio presente é relativamente elevado deixando em dúvida a sua real origem ígnea .

#### 4.2.3.1 - Bandas Máficas-Ultramáficas

A utilização desta terminologia se deve à dificuldade em separar as bandas máficas das ultramáficas em campo pois, as mesmas têm passagem gradativa e os trabalhos de mapeamento realizados nesta pesquisa não possibilitaram a individualização cartográfica dos termos. Em geral, compreendem bandas de espessura decimétrica a métrica, alternando-se ritmicamente com micro faixas claras. São rochas de coloração verde escura a negra contendo forte orientação dos minerais.

Em escala macroscópica, percebe-se a maior abundância das bandas ultramáficas nas proximidades dos serpentinitos entretanto, a relação de cogeneticidade entre ambos não pode ser confirmada.

A partir dos estudos microscópicos de lâminas delgadas-polidas pode se definir as associações minerais pertencentes aos dois principais litotipos deste sub-domínio, designados doravante de metabasitos e metaultrabasitos.

Os primeiros são constituídos por hornblenda (30-40%), plagioclásio (30-45%), clinopiroxênio cálcico (3-18%) e quartzo (10-15%). A microclina, quando ocorre, pode atingir um pouco mais de 5% do volume total do material amostrado. Porém, sua presença associada a biotita e a maior abundância de quartzo pode estar relacionada a fluidos de intrusões de composição granítica na área da mina. Apatita, titanita, opacos, epídoto (por vezes atingindo 5%) e mais raramente biotita compõem a mineralogia acessória.

Os últimos compreendem a gradação de forma indiferenciada entre os metabasitos para metapiroxenitos bandados. São compostos por hornblenda (15-75%), talco (5-25%) e clinopiroxênio cálcico (3-75%). Apatita, opacos, titanita e raramente plagioclásio e carbonato são os minerais acessórios com proporções do conjunto inferiores a 2%.

Estes litotipos apresentam textura granoblástica, equigranular, de granulação fina a média, de contatos suturados a poligonalizados com orientação moderada a forte dos cristais da matriz (Figuras 4.11 e 4.12). Microfraturas nos principais minerais ou seccionando o bandamento/foliação refletem a tectônica frágil atuante no pacote. Vênulas concordantes de quartzo nos termos máficos e concordantes a discordantes de carbonato e talco nos termos ultramáficos sugerem a participação de processos hidrotermais.

O plagioclásio nos termos máficos ocorre predominantemente recristalizado com tamanho entre 0,5 e 1,0 milímetro. Porém, pode-se apresentar como cristais de até 3,0 mm. Geralmente, são cristais hipidiomórficos, podendo apresentar extinção ondulante, afinamento e inflexão das lamelas de geminações polissintéticas, zonação descontínua e localizada e microfraturamento. A composição dos plagioclásios em algumas amostras foi determinada através de microsonda eletrônica e corresponde a termos labradoríticos ( $An_{40-65\%}$ ). Os contatos dos plagioclásios são curvos a retos e uniformes. Como produto de alteração são observados a formação de epídoto e

mica branca sobre os grãos ou em zonas descontínuas dos cristais. Nos termos ultramáficos, o plagioclásio é incluso no anfibólio ou aparecem como pequenos e raros grãos no interior da matriz (talco, clinopiroxênio e hornblenda).

A hornblenda é o mineral máfico predominante e possui pleocroísmo variando entre o castanho e o verde oliva. Os cristais são prismáticos a granulares, com eixo maior em torno de 0,6 mm. Em geral, são cristais predominantemente hipidiomórficos e marcadores da estruturação dúctil neste domínio. Os contatos com os minerais félsicos são regulares, límpidos e curvilineares. Em contrapartida, as suas bordas com os grãos de clinopiroxênio podem ser difusas ou até mesmo engolfante a dactilítica, sugestiva de consumo do último mineral. Localmente, o anfibólio se desestabiliza para biotita em suas bordas (anfibolito máfico) e para opacos e titanitas em zonas de descontinuidade cristalina. Apatita, titanita e plagioclásio são as principais inclusões.

O clinopiroxênio cálcico (Wo - 50,8; En - 38,5 ; Fs - 10,7) tem composição similar em ambos os litotipos. É verde pálido, ligeiramente pleocróico e tem cor de interferência máxima de segunda ordem, dispondo-se como cristais xenomórficos a hipidiomórficos, em função do grau de estabilidade no material analisado (a primeira forma representa o estágio final de desagregação). Comumente está fraturado, interagindo de forma complexa com o anfibólio e, por vezes, portando textura em atol preenchida por plagioclásio. O tamanho médio dos cristais é de 0,4 mm podendo chegar a 1,5 mm. Localiza-se preferencialmente nas bandas máficas subordinado ao anfibólio. As zonas de fraquezas dos cristais podem conter alterações microcristalina de óxido de ferro. Inclusões de apatita, titanita e plagioclásio podem se fazer presentes.

O quartzo só ocorre nos termos máficos estando representado por cristais xenomórficos de superfícies límpidas, com contatos côncavos-convexos com os feldspatos, definindo finas faixas félsicas. Uma segunda forma de ocorrência está ligada diretamente a presença de veios tardios policristalinos, ou preenchendo interstícios com formato amebóide. O seu comprimento médio é de 0,5 mm mas pode atingir até 1,5 mm.

O talco restringe-se aos termos ultramáficos e está representado por agregados microcristalinos incolores, com forma fibro-radial e cor de interferência de terceira ordem. Preenche os interstícios dos minerais e também define as lamelas claras presentes nos

ultrabasitas. Embora não tenha sido caracterizada a transformação de clinopiroxênio para talco denota-se que a abundância relativa de um dos minerais é inversamente proporcional ao outro.

A microclina, ao contrário do talco, só pode ser vista de forma pontual nos termos máficos sendo definida por sua geminação típica em padrão xadrez e quando ocorre ultrapassa os 5% do volume total. Os seus cristais são xenomórficos, estando associados às porções félsicas ou a veios tardios. Apresentam contatos curvos a irregulares que quando próximo aos anfibólios propiciam a transformação deste para biotita.

A apatita é uma inclusão constante nos minerais ferromagnesianos. São cristais incolores, de relevo elevado, forma pseudo-hexagonal ou prismática alongada, com dimensão média de 0,05 mm. A titanita em geral tem sua forma losangular, de cor castanha a incolor, encontrando-se disposta em bolsões monominerálicos, inclusões ou nas bordas de opacos. Os opacos são cristais inferiores a 0,2 mm se concentrando preferencialmente associados a outros minerais máficos. Cristais de biotita formam finas lamelas nas bordas ou nas clivagens de anfibólios.

#### **4.2.2.2 - Bandas Félsicas**

Neste contexto estão inseridas todas as associações que contenham e que estejam inseridas no interior do expressivo bandamento gnáissico. As bandas félsicas têm espessura decimétrica a métrica comportando-se similarmente ao seu par máfico-ultramáfico. Todavia, há uma aparente dominância dos termos félsicos quando mais distantes dos corpos serpentiniticos. No seu interior, o bandamento metamórfico é representado pela alternância composicional entre níveis quartzo feldspáticos e finas lamelas de minerais micáceos (biotita, clorita e mica branca) ou raramente anfibolíticos. Esta seqüência encontra-se bastante fissilizada em decorrência da maior concentração de esforços e menor competência reológica deste material. A sua composição varia de termos leucogranodioríticos a raros anortositos com predominância de termos leucotonalíticos.

A observação microscópica definiu rochas relativamente homogêneas com texturas granobláticas equigranular de contatos suturados, fina a média (tamanho entre 0,1 e 2,0 mm, prevalecendo o intervalo de 0,7 a 1,2 mm), com orientação moderada a forte dos cristais e freqüente fraturamento dos grãos (Figura 4.13). Níveis de granulação mais grossas são observados

devido a remobilização de quartzo em *ribbons*. Os principais constituintes mineralógicos dessa unidade são o plagioclásio, quartzo e microclina. Biotita representa os minerais ferromagnesianos mas, sempre em proporção de acessórios. O epídoto e a mica branca representam os minerais secundários de alteração dos feldspatos.

Os plagioclásios variam entre 42 e 75% do volume da rocha. Ocorrem predominantemente como recristalizados de dimensão maior entre 0,7 e 1,2 milímetros. Porém, podem ser fenocristais de até 2,0 mm. Geralmente, são cristais xenomórficos, de bordas arredondadas, límpidas mas, irregulares. Podem apresentar microfraturamento, zoneamento descontínuo, em grãos recristalizados e extinção ondulante, por vezes, radial. Frequentemente suas geminações polissintéticas estão afinadas e rotacionadas. A composição em algumas amostras foi determinada através de microsonda e corresponde aos termos labrodoríticos. Os produtos de alteração do plagioclásio são a mica branca e epídoto. Quartzo, como pequenos cristais e na forma de mirmequitas, microclina, biotita e o próprio plagioclásio são as inclusões observadas.

O quartzo varia entre 25 e 40% do volume da rocha. É representado por cristais xenomórficos, de granulação média porém, em zonas de *ribbons*, pode atingir 5,0 mm no comprimento maior. Os contatos são límpidos, amebóidais a suturados e em junção tríplice. Porta extinção ondulante e encontra-se predominantemente alongado definindo o bandamento metamórfico. O quartzo também ocorre preenchendo interstícios e contém inclusões de plagioclásio, microclina e biotita.

A microclina foi definida pela sua geminação típica em padrão xadrez e pode estar, ou não, presente nos litotipos analisados, atingindo cerca de 15%. Dispõe-se como cristais xenomórficos na matriz da rocha, com contatos límpidos, curvos, irregulares, envolvendo os minerais félsicos. Frequentemente está associada à biotita em zonas de fraturas dos litotipos mais enriquecidos em potássio. A sua granulação obedece a matriz da rocha e como inclusões podem ser vistas micropertitas em chamás.

A biotita ocorre como palhetas de forma aleatória ou definindo a banda máfica de espessura milimétrica. São cristais de tamanho entre 0,2 e 0,5 mm, com pleocroísmo variando entre o marron escuro ao marron pálido. Encontra-se associada espacialmente com os grãos de

microclina ou portando inclusões deste feldspato potássico, sendo comum a sua transformação para clorita. Constitui menos de 3% do volume total dos litotipos, embora em algumas amostras de anortositos esteja ausente.

#### 4.2.3 - Rochas Intrusivas

Intrusões nas associações básicas e ultrabásicas podem estar afetadas ou não por processo tectonotermiais. Fato comum a estas associações é que quando as intrusões básicas a ultrabásicas ocorrem no interior dos serpentinitos as texturas existentes retratam cristalização em equilíbrio atestando proveniência de metamorfismo “estático”, ou seja, portam típicas texturas granoblásticas equigranulares poligonalizadas.

Os pegmatitos, leucotonalitos e anortositos, nesse contexto, podem estar recrystalizado em uma fase posterior ao bandamento gnáissico ou preservarem os seus cristais em formato euédrico, conservando texturas de origem ígnea. No interior de algumas intrusões de anortositos são observados xenólitos rotacionados de gnaisses félsicos relacionados a associação bandada (Figura 4.14).

Diversas intrusões máficas a félsicas, de espessura centimétrica a métrica, seccionam os diversos litotipos da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas, promovendo, ou não, zonas de alteração na rocha encaixante, interrupções das estruturas e/ou de níveis estratigráficos, ou ainda, posicionando-se subconcordantemente à foliação principal. Isto sugere gerações diferentes de pulsos magmáticos, em função da cronologia das fases de deformação, o que pode ser constatado através das relações de intrusão, do controle das estruturas em campo e do grau de conservação da estrutura ígnea pretérita.

O efeito da deformação impresso nas intrusivas félsicas é percebido pela recrystalização em arranjo granoblástico poligonalizado dos cristais da matriz de algumas amostras (Figura 4.15). Os plagioclásios observados ocorrem freqüentemente transformando-se para mica branca e tem intenso fraturamento e fragmentação dos cristais, microgranulação nas bordas, inflexão das lamelas de geminação e extinção ondulante. Esta última característica deformacional é também observada no quartzo que comumente preenche interstícios intergranulares. Grande cristais de quartzo



(maiores que 3,0 milímetros) tendem a definir a orientação do estiramento máximo dos litotipos e normalmente inclui feldspatos. A microclina, quando ocorre, porta pertitas e pode mostrar evidências de transformações para mica branca e biotita.

A composição dos termos félsicos varia de anortositos e leucotonalitos a granitos. Os litotipos anortosíticos a leucotonalíticos são caracterizados macroscopicamente por serem brancos, maciços e conterem ou não uma foliação incipiente. Os diques de composição granítica têm coloração rósea a creme, e em função do tamanho dos grãos podem ser maciços ou pegmatíticos. Ao microscópio petrográfico os anortositos e leucotonalitos portam texturas adcumuláticas (os primeiros) a heteroadcumuláticas (os últimos), grossa enquanto os granitos têm textura heterogranular, média a pegmatítica (Figura 4.16). O aspecto ígneo é o mais pervasivo nos litotipos, entretanto, níveis recristalizados de textura granoblástica suturadas a poligonalizada são de caráter localizado porém, distribuídos por todo esse contexto.

Os anortositos e leucotonalitos são constituídos principalmente por plagioclásio e quartzo. Clorita, mica branca, biotita e epídoto são minerais que se fazem presente em proporções sempre inferiores a 2%. A microclina é rara mais quando ocorre pode atingir cerca de 5% do volume total. Os granitos são constituídos essencialmente por microclina (40-45%), plagioclásio (30-35%) e quartzo (20-25%). Biotita (cloritizada), intersticial e em zonas de fraturas associada a epídoto, mica branca e algum zircão são os acessórios principais.

As intrusões máficas são rochas subfaneríticas de coloração verde a marrom, encontrando-se disposta como diques e tendo abundância relativa subordinadas às intrusões félsicas. As amostras analisadas em microscopia petrográfica nos revelous duas associações distintas.

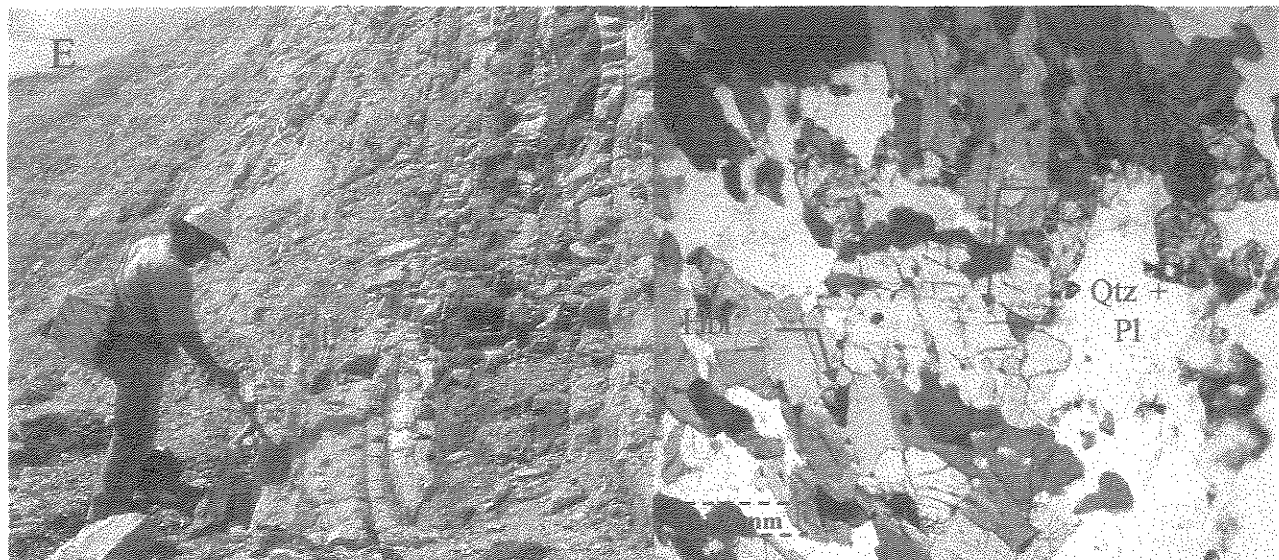
A primeira é representada por diques de hornblenditos constituído essencialmente por hornblenda (75%) e epídoto (23%). Clinopiroxênio, titanita e apatita são os principais acessórios porém, com proporções inferiores a 3%. Este litotipo apresenta textura granoblástica, equigranular, poligonalizada, fina (0,2-0,4 milímetros), sem orientação preferencial dos cristais da matriz (Figura 4.17). A hornblenda é pleocróica, entre o verde claro e o verde oliva, os seu cristais são idiomórficos de contatos bem definidos, podendo portar inclusões de titanita e apatita. O epídoto é incolor a creme estando disposto como cristais xenomórficos, de forma granular e



tamanho menor que o anfibólio. Localmente o epidoto aparece fragmentados, por vezes, com forma fibrosa, preenchendo interstícios dos grãos da natriz poligonalizada.

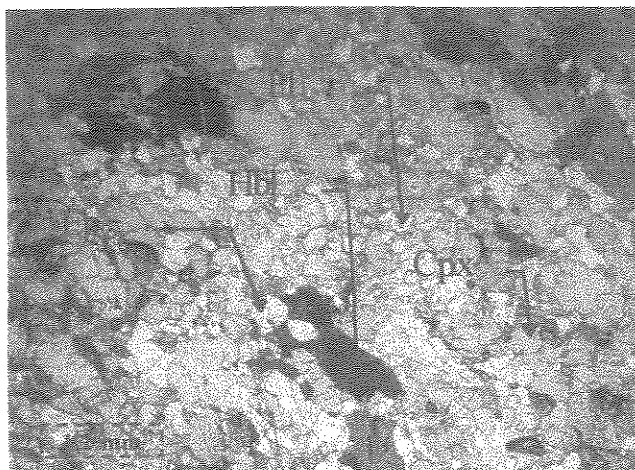
A segunda associação é representada por diques gabróicos contendo plagioclásio (45%), hornblenda (25%), tremolita (20%) e quartzo (5%) como minerais essenciais. Opacos, biotita e apatita compõem a mineralogia acessória, com o conjunto perfazendo menos de 5% do volume da rocha. Este litotipo também apresenta textura granoblástica, equigranular fina (entre 0,05 e 0,1 mm), de contatos suturados, com moderada orientação dos cristais da matriz da rocha.

O efeito da deformação mecânica também é percebido pelo localizado fraturamento dos cristais de anfibólios, extinção ondulante e microgranulação dos minerais félsicos, além da zonação normal e descontínua dos cristais de plagioclásio (embora esta última consideração possa ser entendida como testemunho de cristalização ígnea). Efeitos do metamorfismo associado a deformação é visto na transformação de hornblenda em tremolita, por toda a litologia, e saussuritização localizada (próximos as zonas de fraturas) do plagioclásio. Inclusões de apatita são observadas no plagioclásio e nos anfibólios. Por conseguinte, ambos os últimos minerais são contemporâneos ao período de cristalização atestado pela mútua relação de inclusão de grãos.

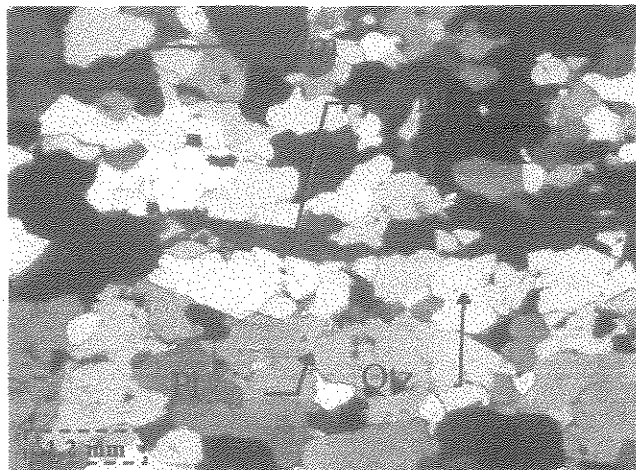


**Figura 4.10** - Acamamento magmático, refletindo a alternância composicional entre níveis félsicos e máficos, paralelizado ao bandamento gnáissico regional (S2). Setor A, parede W da cava central da mina.

**Figura 4.11** - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica, interlobada, dos metabasitos. Ao centro cristal de clinopiroxênio cálcico contornado por minerais félsicos. Nos limites superior e inferior do Cpx observa-se petrotrama orientada de cristais de hornblenda.



**Figura 4.12** - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica nos metabasitos. Observe a mudança da paragênese quando comparada a figura 4.11. Enriquecida em clinopiroxênio e epidoto.



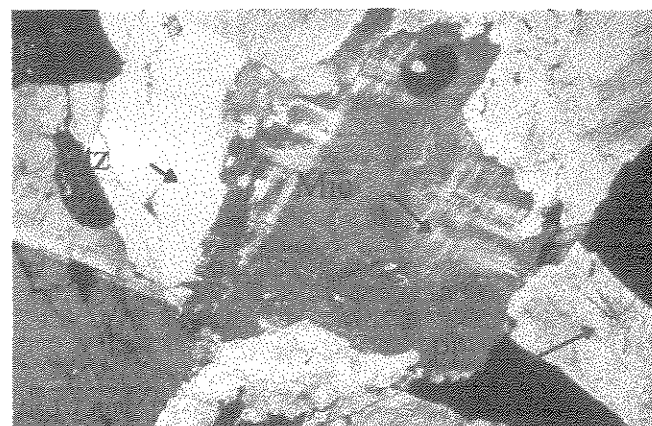
**Figura 4.13** - Fotomicrografia mostrando textura granoblástica interlobada dos cristais de plagioclásio, no interior dos termos félsicos dos metabasitos. Ao centro cristal de biotita ligeiramente orientada.



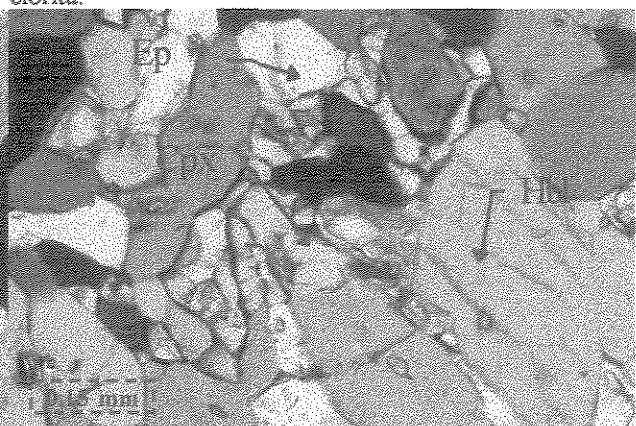
**Figura 4.14** - Inclusão de níveis félsicos (xenólitos) da Associação Básica Bandada no interior de diques intrusivos de composição anortositica.



**Figura 4.15** - Fotomicrografia de dique de anortosito onde ainda é registrado aspectos da deformação mecânica. Ao centro fratura preenchida por cristais de clorita.



**Figura 4.16** - Fotomicrografia retratando a textura hetetoadcumulática grossa em intrusões pegmatíticas.



**Figura 4.17** - Fotomicrografia de diques básicos que seccionam os serpentinitos apresentando textura grtanoblástica polygonalizada.

#### **4.3 - RELAÇÕES PETROGRÁFICAS E UM NOVO EMPILHAMENTO LITOESTRATIGRÁFICO PARA O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS**

Tendo em vista o que foi discutido e apresentado sobre a petrografia das diversas unidades que estão associadas ao depósito cromitífero de Pedras Pretas, percebe-se que quase todos os litotipos analisados são de provável origem ígnea e que foram metamorfizados por processos iso- e aloquímicos no decorrer da história evolutiva. As observações para a proposição de um empilhamento litoestratigráfico e, por conseguinte, da ordem de cristalização dos litotipos, levou em consideração a presença, ou não, de relações de intrusão e inclusão e os registros de fases deformacionais atuantes no complexo. As principais observações serão sumariamente relatadas a seguir.

No interior da Associação Básica Bandada foi caracterizado a presença de duas superfícies estruturais co-planares (bandamento gnáissico -  $S_2$  e foliação -  $S_3$ ) ambas formadas em fácies anfibolito, embora a mais nova guarde registros retrometamórficos para a fácies epidoto-anfibolito ou xisto-verde. Por outro lado, na Associação Ultrabásica e em algumas intrusões há somente um registro de uma foliação sub-paralela a direção do bandamento gnáissico formada em condições de pressão e temperatura distinta daquelas dos litotipos adjacentes. Esta discrepância é marcada pelas paragêneses clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio (labradorítico), na Associação Básica Bandada (fácies anfibolito), e lizardita e clorita, na associação ultrabásica. Tal fato pode servir, a princípio, de argumento para um posicionamento distinto entre ambas.

Suportando a afirmativa anterior foi observado a presença de xenólitos das bandas félsicas quartzo-feldpáticas da Associação Básica Bandada em anortositos das Rochas Intrusivas, e, localmente, em serpentinitos da Associação Ultrabásica (único ponto no setor C). Na definição do arcabouço geológico as Rochas Intrusivas, independente da sua natureza composicional, estão geralmente dispostas na forma de diques que seccionam predominantemente os litotipos das associações ultrabásicas.

Analisando as observações petrográficas e as considerações anteriores pode-se definir que macroscopicamente não há diferença significativa entre o que Carvalho *et al.* (1982, 1986) designaram de Associação Básica Bandada com os litotipos da unidade basal, mapeada em escala semi-regional (Complexo Metamórfico Basal). Contudo, a maior participação de clinopiroxênio e

a ausência de granada pode sugerir fontes magmáticas distintas embora, a cristalização possa ter ocorrido contemporaneamente.

A presença de xenólitos de litotipos da Associação Básica Bandada, a diferença das condições do metamorfismo atuante em ambas as associações, a variabilidade e a razoável quantidade de injeções magmáticas, desde básicas até ácidas, a presença de estruturas planares nas ultrabásicas relacionadas a fase de de deformação ( $F_3$ ) com componente distensiva<sup>1</sup> são sugestivos de que os diversos litotipos das duas principais associações não representem uma suíte intrusiva diferenciada.

Em oposição a idéia até então vigente sugere-se que a Associação Básica Bandada represente pulsos iniciais de fluidos basálticos extraídos de um magma peridotítico, no limite máximo da contemporaneidade com a fase de deformação ( $F_2$ ). No decorrer da história evolutiva, os peridotitos parcialmente fundidos aproveitam as aberturas provocadas por mecanismos extensionais para se alojar e depositar sob a forma de *pods* de níveis cromitíferos.

Crê-se então, que o empilhamento litoestratigráfico para o depósito de cromitas de Pedras Pretas contém as seguintes unidades, da base para o topo: Associação Básica Bandada; Associação Ultrabásica e Rochas Intrusivas. As características definidas para o arcabouço geológico dos litotipos encaixante da mineralização cromitífera tem uma maior similaridade com àquelas de seqüências ofiolíticas, comparativamente com as considerações apontadas por Jackson e Thayer (1972 *apud* Queiroz 1986).

---

<sup>1</sup> feição tectônica bastante comum em *greenstone belts*, onde se alojaram grande parte de lascas peridotíticas mineralizadas em cromitas (Condie 1981). O modelo tectônico concebido para este contexto pode ser o de diápiro de distensão astenosférica tratado em Nicolas (1990).

## 5 - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

### 5.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta um breve comentário sobre os aspectos tectônicos do segmento SW do Bloco Crustal de Serrinha, descreve os principais elementos estruturais observados em cada fase de deformação caracterizada na área mapeada e discute as interações e relações entre as fases de deformação com o(s) evento(s) tectônico(s) atuante(s) no passado. Por fim, fundamentados pelos dados obtidos propõem-se um modelo interpretativo para a evolução geológica-estrutural da região de Santa Luz.

A área estudada está inserida, dentro do contexto geotectônico regional, em parte do Domínio Estrutural designado de Capela do Alto Alegre/Riachão do Jacuípe (Padilha 1992). Diversos autores (Davison *et al.* 1987, Silva 1994, Argolo 1993, entre outros) consideraram que a região teve o seu arcabouço estrutural esboçado pela Orogênese Transamazônica, a qual obliterou, ou não, os registros de eventos tectono-metamórficos anteriores. Nesse contexto, a evolução da tectônica precambriana seria marcada por movimentos compressionais (de NW para SE) que gradariam para um sistema de cisalhamentos transcorrentes sinistrais (Padilha e Melo 1991).

Observando-se os mapas regionais e imagens de sensores remotos, detectou-se que a área é limitada, em seus extremos NE e SW, por dois pronunciados fotolineamentos, ambos de direção NW-SE. Padilha (1992), trabalhando em áreas adjacentes, reconheceu que as estruturas em questão seriam falhas de empurrão relacionadas a uma estrutura em flor positiva. Argolo (1993) mapeou as mesmas estruturas, porém deteve-se apenas a sua cartografia, não caracterizando a petrotrama e a cinemática da tectônica precambriana.

O acervo estrutural produzido no interior da região mapeada, entre ambos lineamentos, é relativamente homogêneo, apesar da ausência em certos locais de afloramentos e da falta de identificação de informações dos sensores remotos. Os aspectos morfotectônicos reconhecidos a partir de fotografias aéreas (escala 1:108.000), imagens de radar (escala 1:250.000) e mapas prévios (Argolo 1993; escala 1:100.000), aliado a este mapeamento geológico, em escala de 1:25.000, permitiram a individualização de dois subdomínios estruturais, designados de setores Leste e Oeste (tomando-se como referencial a cidade de Santa Luz). Cabe salientar que embora

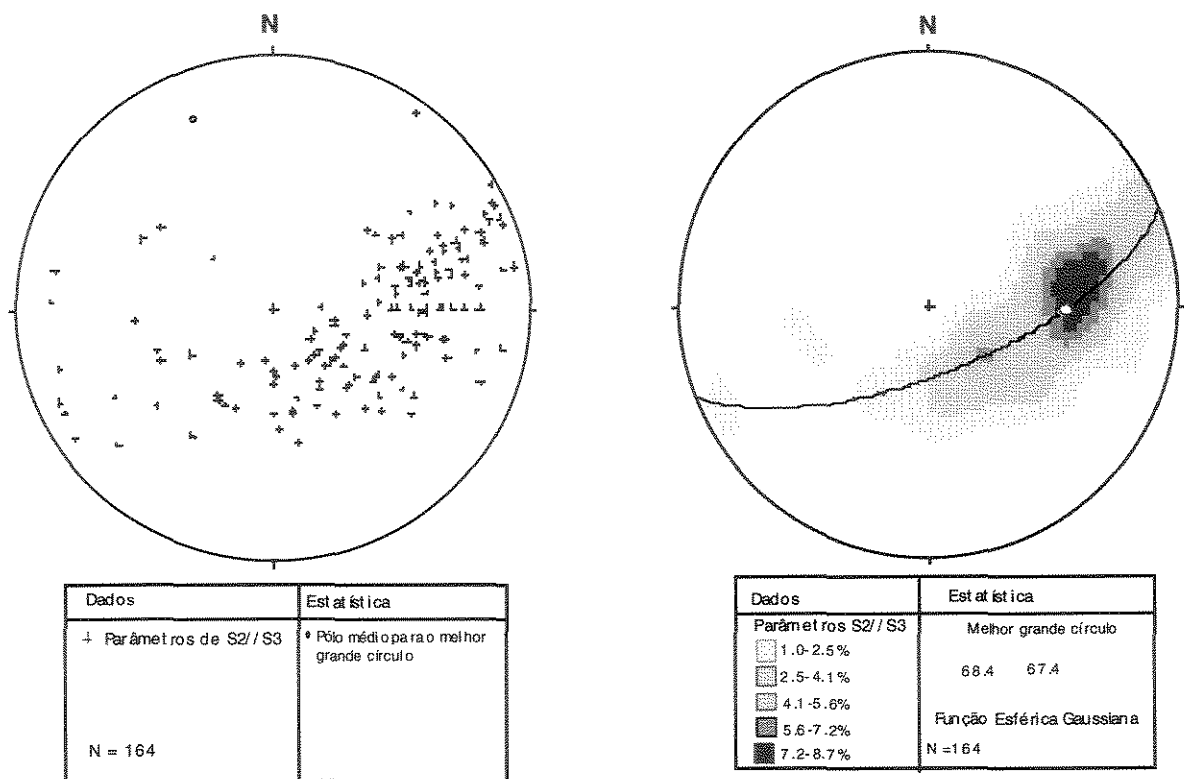
esta divisão informal seja proposta, a descrição e a discussão da história evolutiva estrutural será tratada neste capítulo de forma indiferenciada.

A principal diferença entre ambos os subdomínios é que no setor Leste foi verificado um pronunciado adensamento de fotolineamentos (interpretados como sendo a intersecção da foliação principal, em geral  $S_2//S_3$ , com o relevo) que, por vezes, se encontram em padrão anastomosado e com orientação preferencial na direção NNW-SSE. Já no setor Oeste, a presença de granitos tipo Morro do Lopes (tardi- a pós-tectônico) associado a falta de dados estruturais e de reconhecimento de fotolineamentos dificultaram a caracterização da geometria imposta pela deformação. Estruturas rúpteis orientadas preferencialmente na direção NW-SE foram fotointerpretadas em ambos os setores.

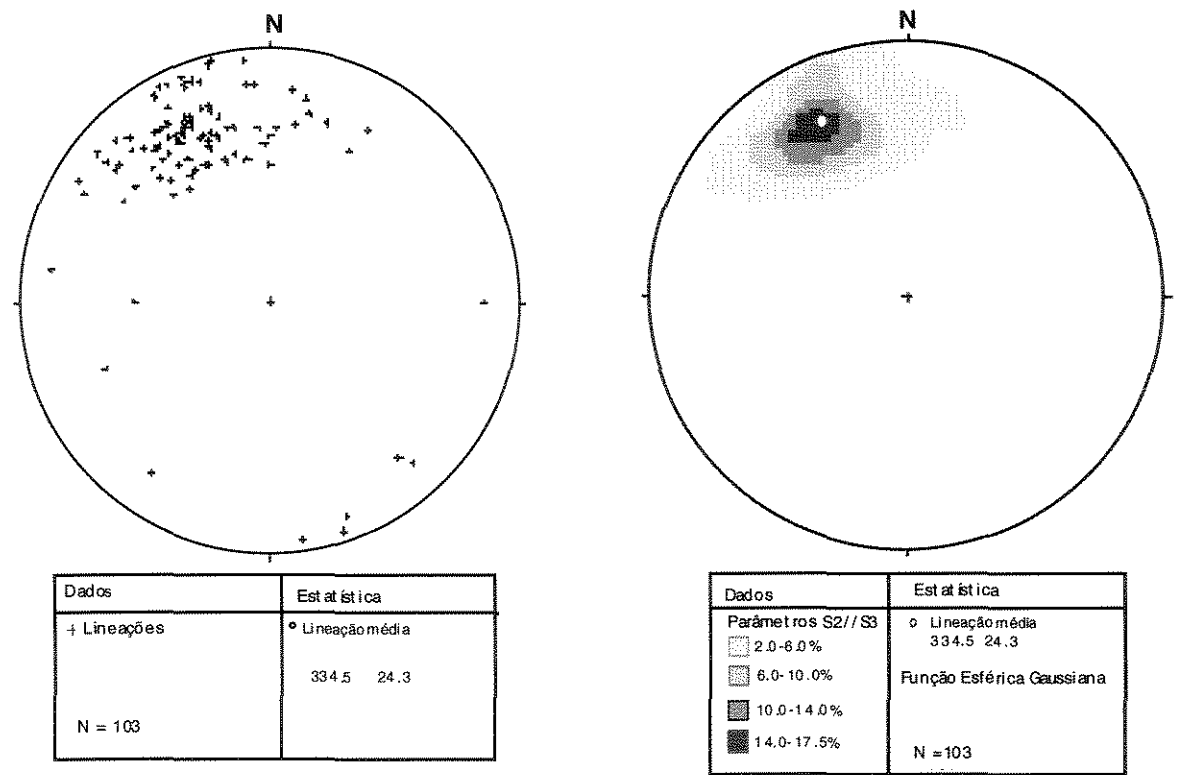
O mapa geológico (Anexo 1) retrata em parte a realidade descrita no parágrafo anterior e define as duas feições estruturais mais pervasivas da região. A primeira delas consiste de uma seqüência de antiformes e sinformes inclinados e assimétricos. Esta feição é bastante expressiva entre a cidade de Santa Luz e o limite até então conhecido do *Grenstone Belt* do Rio Itapicuru. A segunda feição corresponde às zonas de cisalhamentos dúcteis a dúcteis-rúpteis de que seccionam preferencialmente os granitóides sintectônicos, embora também sejam vistas cortando outras unidades. Estas feições estruturais controlam o alojamento dos corpos granitóides, modelam os contatos e o arranjo geométrico dos litotipos aflorantes.

O comportamento das estruturas plano-lineares observado em rede estereográfica a partir das projeções dos pólos de planos e de linhas consiste na representação gráfica a partir do tratamento estatístico das principais feições mapeadas. Os diagramas ajudam a indicar a distribuição espacial dos elementos analisados. Em geral, as foliações principais tem mergulhos de moderado a forte por toda a extensão do quadrante NW, sublinhando o comportamento direcional dos principais lineamentos fotointerpretados (Figura 5.1). A significativa maioria das feições lineares apresenta disposição constante, com baixo caimento, média de  $24,3^\circ$ , se distribuindo preferencialmente no quadrante NW, média de  $334.5$  Az (Figura 5.2).





**Figura 5.1** - Estereogramas mostrando em: a) projeção dos pólos das foliações S<sub>2</sub> e S<sub>3</sub>, responsáveis pela geometria da deformação dúctil; b) densidade de contornos das superfícies S<sub>2</sub> e S<sub>3</sub>, onde visualiza-se o registro de dobras apertadas e assimétricas. A maior concentração de pólos representa a orientação das principais zonas de cisalhamento. Rede de Schmidt, hemisfério inferior.



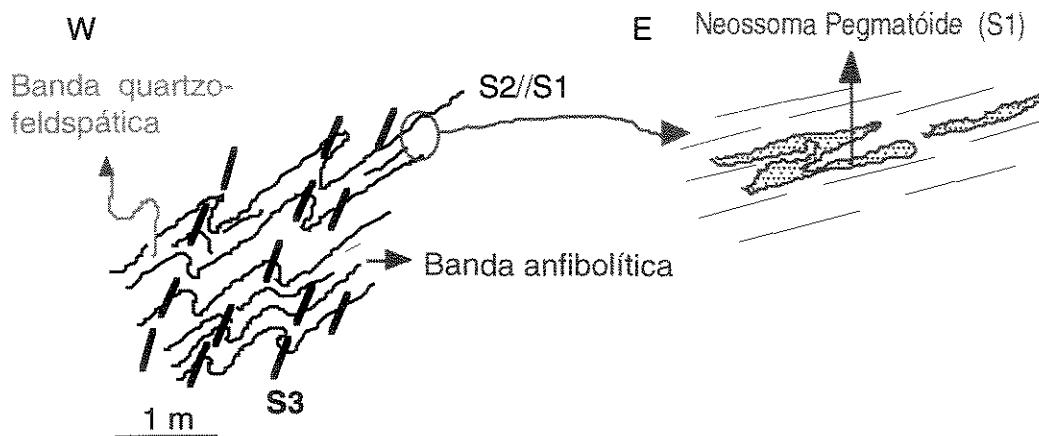
**Figura 5.2** - Estereogramas mostrando em: a) projeções dos elementos lineares com concentração preferencial no quadrante NW; b) densidade de contornos dos elementos lineares. Rede de Schmidt, hemisfério inferior.

## 5.2 - A FASE DE DEFORMAÇÃO $F_1$

A caracterização desta fase de deformação deveu-se às interpretações das relações litoestratigráficas e/ou estruturais, tais como a presença, nos litotipos mais antigos, de superfícies estruturais de alto grau metamórfico ( $S_1$ ), não observada nas outras unidades aflorantes. A ausência de inclusões (xenólitos) das outras associações litológicas e a não identificação de intrusões mais jovens (apófises), concordantes às superfícies mais antigas ( $S_1/S_0$ ), são outros fundamentos que dão suporte a caracterização desta fase como a mais pretérita.

Considerando que a área investigada sofreu os efeitos de várias fases de deformação, pode-se observar que a fábrica plano-linear mais antiga, a qual está relacionada ao provável embasamento da área mapeada, se encontra freqüentemente paralelizada ou obliterada pelos elementos estruturais sobrepostos. A intensa transposição de  $S_1$  e a recristalização em fases posteriores das paragêneses de  $M_1$ , dificultaram sobremaneira qualquer interpretação tectono-metamórfica.

Os elementos estruturais gerados nessa fase de deformação foram raras dobras intrafoliais, isoclinais, recumbentes (com eixos de dobras E-W ou NW-SE) que afetaram neossoma pegmatóide em gnaisses bandados, orto e paraderivados (Figura 5.3). A superfície afetada pode ser um mobilizado anatético ou veios pegmatíticos relacionados a algum episódio magmático antigo não caracterizado. Estas estruturas só foram reconhecidas onde as fases de deformação subseqüentes atuaram com menor *strain*, especificamente em região de flanco de dobra do subdomínio estrutural do setor Leste.



**Figura 5.3** - Perfil W-E em gnaiss bandado, mostrando bandamento  $S_2$  dobrado em estilo assimétrico (Z) por  $F_3$ . O detalhe indica que a superfície dobrada é  $S_2$  (ponto SLM 14).



### 5.3 - A FASE DE DEFORMAÇÃO $F_2$

Esta fase é a responsável pela geração da estrutura dúctil mais penetrativa da região e consiste do registro deformacional mais antigo observado na Associação Básica Bandada (depósito cromífero de Pedras Pretas). É representada por um bandamento metamórfico que, localmente, transpõe a superfície  $S_1$  e paraleliza-se ao acamamento ígneo e/ou sedimentar ( $S_2//S_1//S_0$ ) dos litotipos envolvidos nesta trama. A sua constituição é provida pela alternância de níveis claros (neossomas graníticos a trondhjemíticos) e escuros (hornblenda marron e granada com coroas reacionais de plagioclásio) em anfibolitos e gnaisses da unidade basal. A mesma alternância também se verifica nos termos félsicos (feldspatos e/ou quartzo) e máficos (hornblenda verde e/ou clinopiroxênio) que compõem o bandamento contínuo da Associação Básica Bandada.

Em escala mesoscópica esta fase de deformação define uma estruturação em antiformes e sinformes apertados a fechados, inclinados a recumbentes, cilíndricos, com eixos mergulhando preferencialmente para NNW (Figura 5.4). Os dobramentos são assimétricos, com vergência para NE, onde o flanco leste tende a ser mais verticalizado do que seu par a oeste (Figura 5.5). A foliação  $S_2$  mergulha moderadamente por toda a extensão do quadrante SW e é interpretada como co-planar a  $S_1$ , gerando assim um padrão de interferência tipo laço de fita (tipo 3 de Ramsay 1967). Em regiões onde o efeito do *stress* cisalhante de  $F_3$  foi de menor aporte, haja visto a identificação dos registros deformacionais anteriores, pode-se perceber a presença de veios pegmatíticos dobrados nesta fase, truncando em baixo ângulo a foliação  $S_2$  (Figuras 5.6 e 5.7).

A superfície deformacional ( $S_2$ ) se traduz na (re)cristalização e (re)orientação planar dos minerais constituintes (descritos no parágrafo inicial), em condições termobarométricas compatíveis com as de fácies anfibolito. A mesma apresenta contraste de penetratividade e de forma, em função da resposta reológica dos litotipos, não sendo observada nos serpentinitos da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas. Os elementos planos-lineares da fase de deformação  $F_2$  são obliterados, na maioria das vezes, pelos efeitos da fase subsequente, a qual em zonas de cisalhamento imprime mais penetrativamente os seus registros. Contudo, em locais onde se pode eliminar o efeito da fase de deformação  $F_3$ , infere-se que a superfície  $S_2$  e a lineação de estiramento  $L^x_2$  eram originalmente relacionados a uma tectônica de baixo ângulo, onde a direção de estiramento máximo ocorreu entre os setores W a NNW. Todavia, critérios

cinemáticos, definitivos que possam indicar o real sentido de transporte tectônico não foram encontrados.



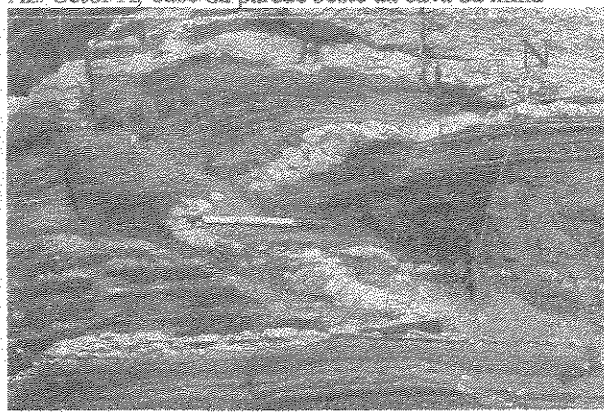
**Figura 5.4** - Representação em escala de afloramento de sinformes e antiformes apertados, assimétricos com plano axial inclinado relacionados a  $F_2$  (ponto A 6).



**Figura 5.5** - Dobramento inclinado e cilíndrico, onde o flanco leste tem mergulho mais verticalizado do que seu par a oeste. Eixos de dobras mergulham em  $25^\circ/330^\circ$  Az. Setor A, base da parede oeste da cava da mina



**Figura 5.6** - Bandamento gnáissico da fase  $F_2$  mergulhando suavemente para SW. Ao fundo dique de pegmatito cortando a foliação  $S_2$ , sendo dobrado por  $F_3$  (ponto SLM 21)

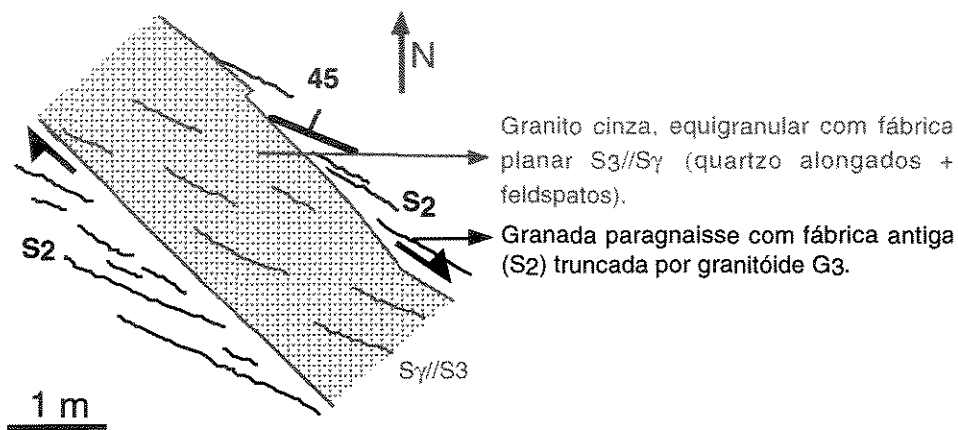


**Figura 5.7** - Bandamento gnáissico da fase  $F_2$  truncado por apófises de pegmatitos que são dobrados pela fase de deformação subsequente (ponto SLM 21).

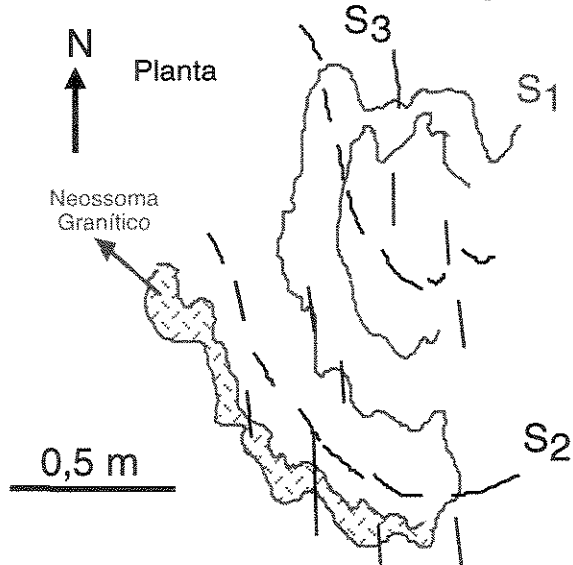
#### 5.4 - A FASE DE DEFORMAÇÃO $F_3$

Esta fase é a responsável por uma estruturação dúctil bastante penetrativa que comumente sobrepõe os elementos estruturais das fases anteriores. Ela configura o registro deformacional mais antigo observado nos granitóides ( $G_3$ ), mapeados neste trabalho. Compreende uma superfície deformacional que grada para uma foliação milonítica, a qual tende paralelizar as superfícies estruturais pretéritas (em geral,  $S_3//S_2//S_1//S_0$ ), especialmente em regiões próximas aos granitóides. A constituição mineralógica desta foliação tende a ser a mesma do protólito. Em grande parte dos casos, os efeitos da deformação em escala microscópica foram o de recrystalizar e reorientar os minerais envolvidos neste processo.

O comportamento da macroestrutura é bastante similar aos da fase  $F_2$  e se apresenta sob a forma de antiformes e sinformes, apertados a abertos (em regiões de menor *strain* de  $F_3$ ), inclinados, com eixo mergulhando para NW e NNW. A superfície axial  $S_3$  tem direção N-S a NNW-SSE, com mergulho em geral moderado ( $30-60^\circ$ ). No interior dos granitóides sintectônicos ( $G_3$ ), nota-se a impressão de uma trama planolinear ( $S_\gamma - L_\gamma$ , representado as estruturas magmáticas), retomada por, ou com as mesmas características de  $S_3/L^*_3$  (superfície e lineação de estiramento mineral relacionadas à fase de deformação  $F_3$ ), caracterizando a sincronicidade de ambas (Figura 5.8). A superposição dos eventos  $F_2$  e  $F_3$  resultou em padrões intermediários entre coaxial e bumerangue, com predomínio do primeiro, impondo uma geometria relativamente homogênea para toda a área (Figuras 5.9 e 5.10), embora não tenha sido possível delimitar em mapa os fechamentos em mesoescala das dobras  $F_2$ .



**Figura 5.8** - Dique de leucogranito  $G_{3c}$  truncando fábrica planar  $S_2$  de granada paragnaises. No interior da intrusão é observado o acamamento magmático paralelizado a foliação  $S_3$  (ponto A111).



**Figura 5.9** - Padrão de superposição de dobras observados em migmatitos na porção sul da região de Santa Luz, fora dos domínios dos terrenos mapeados (ponto SLM 35).

A fábrica planar de  $F_3$  grada e sofre verticalização progressiva nas proximidades e no interior das zonas de cisalhamento dúcteis, tornando-se uma foliação milonítica. As lineações de estiramento neste contexto ( $L^x_3$  de quartzo e feldspatos nos granitóides) são bem definidas, comportando-se subparallelamente aos eixos de dobras. Contudo a definição da cinemática da tectônica de  $F_3$  só foi possível a partir das observações (nos planos XZ do elipsóide de deformação) dos critérios cinemáticos associados preferencialmente às rochas granitóides. Estes, por sua vez, consistem de assimetria de dobras, estruturas S e C, juntas de extensão porfiroclastos rotacionados e assimétricos de feldspatos, além de elementos planares rotacionados (Figura 5.10).



Figura 5.9 - Padrão de superposição de dobras das fases de deformação entre as fases de deformação  $F_2$  e  $F_3$ .



Figura 5.10 - Veio de pegmatito rotacionado por cisalhamento dúctil indicando transporte tectônico para sul.

Dessa forma pode-se definir que as zonas de cisalhamentos  $F_3$ , de direção submeridiana possuem uma cinemática dextrógira, com o bloco oeste se movendo para NNW. O mergulho moderado (40 a 60°) e o caimento das lineações de  $L^x_3$  indica a participação de uma componente normal, ou seja, acopla uma movimentação extensional que, neste caso, move o bloco a oeste da Fazenda Lajedo Grande para NNW.

Por conseguinte, tectônica transtensiva observada nos limites da região da mina pode ter sido a responsável pela *boudinagem* dos níveis de cromititos e geração de uma foliação milonítica em serpentinitos no interior de zonas de cisalhamento dúcteis. Marginal às zonas de concentração de esforços, foi observado o desenvolvimento de uma foliação incipiente marcada pela associação serpentina mais clorita, nos litotipos ultramáficos.

Um aspecto importante a ressaltar é que fora da influência das zonas de cisalhamento, as fábricas planares de  $F_3$  são de alta temperatura e comumente simétricas, porém adquirem uma forte assimetria ao se aproximarem ou se situarem no interior das zonas de cisalhamento. Logo, estes locais serviram para concentrar a deformação regional, gerando espaço para intrusão dos corpos granitóides  $G_3$ . A simetria dos marcadores cinemáticos pode significar o efeito do baloneamento a altas temperaturas (condições de fácies anfibolito superior) dos plutões sintectônicos, cujas condições de contorno no prosseguimento do alojamento forçaram o deslocamento das superfícies deformacionais por meio de mecanismo de cisalhamento simples.

Bandas e zonas de cisalhamentos discretas, direcionadas em torno de E-W, com movimentação, ora sinistra, ora dextra, ocorrem por toda área especialmente no interior dos corpos granitóides  $G_3$ . Em alguns casos há injeção de material granítico e/ou metapegmatóide, indicando a manutenção de condições de alta temperatura. Nos contatos dos metagabros com metaperidotitos, estes são afetados por crenulações miloníticas tardias, assimétricas sugestivas de cinemática sinistra.

A cinemática dextrógira continuou no regime rúptil, em nível crustal raso, abrindo espaço para a colocação de diques graníticos, aplíticos e pegmatíticos, cujas direções concentram-se em torno de  $030^\circ$  e  $070^\circ$  Az. Em tais casos há preservação de acamamento ígneo (bandas félsicas descontínuas vs. bandas máficas, com mergulho moderado a forte para norte), contatos abruptos podem formar brechas magmáticas com fragmentos angulosos de granitóides prévios.

#### **5.5 - A FASE DE DEFORMAÇÃO $F_4$**

A fase de deformação  $F_4$  é caracterizada por dobramentos abertos a suaves, fortemente inclinados a normais, com eixo de dobra verticalizado. O plano axial destas dobras encontra-se orientado na direção E-W (Figura 5.11), sendo que a deformação atuante não foi capaz de gerar uma superfície deformacional. Localmente, crenulações miloníticas da fase  $F_3$  são crenuladas novamente por  $F_4$ , desta vez simetricamente, sem contudo, produzir recristalização mineral. O aumento da taxa de deformação, em estágios tardios, propiciou a geração de cisalhamentos dúcteis

a rúpteis produzindo xistificação das rochas ultramáficas, cataclasitos e brechas tectônicas grafitosas (ponto A90).

No fim da fase de deformação  $F_4$  ocorreu o retrabalhamento dos litotipos em níveis crustais mais rasos que os eventos deformativos pretéritos. A intensa atividade dúctil-rúptil é interpretada como o registro de alívio de tensão tardios aos últimos esforços do cisalhamento  $F_3$ . A percolação de fluidos ricos em elementos móveis propiciaram a formação de epídoto, carbonato, talco, serpentina, clorita, os quais modificaram significativamente os peridotitos da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas, indicando condições termobarométricas de fácies xisto-verde.



**Figura 5.11** - Dobramentos suaves com planos axiais verticais orientados na direção E-W relacionados à fase de deformação  $F_4$  (afloramento A 110).

## 5.6 - Interpretação Tectônica

Os dados apresentados permitem apontar para uma evolução geotectônica complexa para a região. Inicialmente é sugerido a existência de uma crosta sílica que serviu de embasamento continental para o Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas. Uma sequência plataformar



representada por granada paragnaisses, mármore, calciossilicáticas e, provavelmente, os gnaisses quartzo-feldspáticos (metagrauvacas), indica a necessidade de fontes sílicas ainda mais antigas. Evidentemente, isto só poderá ser confirmado a partir de mapeamento geológico de detalhe, estudos geoquímicos, geocronológicos e de isótopos estáveis, em especial, nos granada paragnaisses, gnaisses cinza tonalíticos, gnaisses quartzo-feldspáticos, mármore e anfibolitos. Este conjunto foi submetido a pelo menos um evento deformacional ( $F_1$ ).

A seqüência supracrustal ao longo da tectônica de baixo ângulo continuou a sofrer injeções magmática de natureza diversa. O prolongamento desse provável cavalgamento deve ter propiciado o alojamento das rochas da Associação Básica Bandada além dos terrenos da área de concessão da mina de Pedras Pretas. O mecanismo de alojamento e a cogeneticidade entre o magmatismo básico da Associação Básica Bandada com os anfibolitos finos a médios interfoliados aos gnaisses bandados do embasamento da região ainda são temas para debates. Embora tenha se notado, no último caso, variação mineralógica entre as duas associações.

Supõe-se que uma forte deformação tangencial ( $F_2$ ) afetou todo o pacote prévio, englobando os terrenos do embasamento e da Associação Básica Bandada. Um registro importante é que os termos ultrabásicos da região não guardam qualquer feição desta fase deformacional, deixando também em aberto a sua participação neste período da história evolutiva da região. Da mesma forma, pode ser questionado a sua relação genética com os termos básicos, os quais estão fortemente deformados.

A falta de observação de critérios cinemáticos impede a definição do sentido de transporte associado a  $F_2$ . De qualquer modo, os padrões de superposição de dobras transicionais entre coaxial e bumerangue e as lineações de intersecção  $L^1_2$  sugerem uma direção E-W para  $F_2$ . Condições metamórficas de alto grau foram alcançadas neste episódio, gerando neossomas graníticos (fusão parcial de gnaisses cinzas tonalíticos e granada paragnaisses) a trondjemíticos (fusão parcial de anfibolitos). Hornblenda verde, plagioclásio e/ou clinopiroxênio (Associação Básica Bandada) e hornblenda marrom, plagioclásio e/ou granada (paragnaisses e anfibolitos) são os minerais estáveis. A datação de neossoma graníticos/trondjemíticos forneceria a idade de  $F_2$ , estimada também como paleoproterozóica.

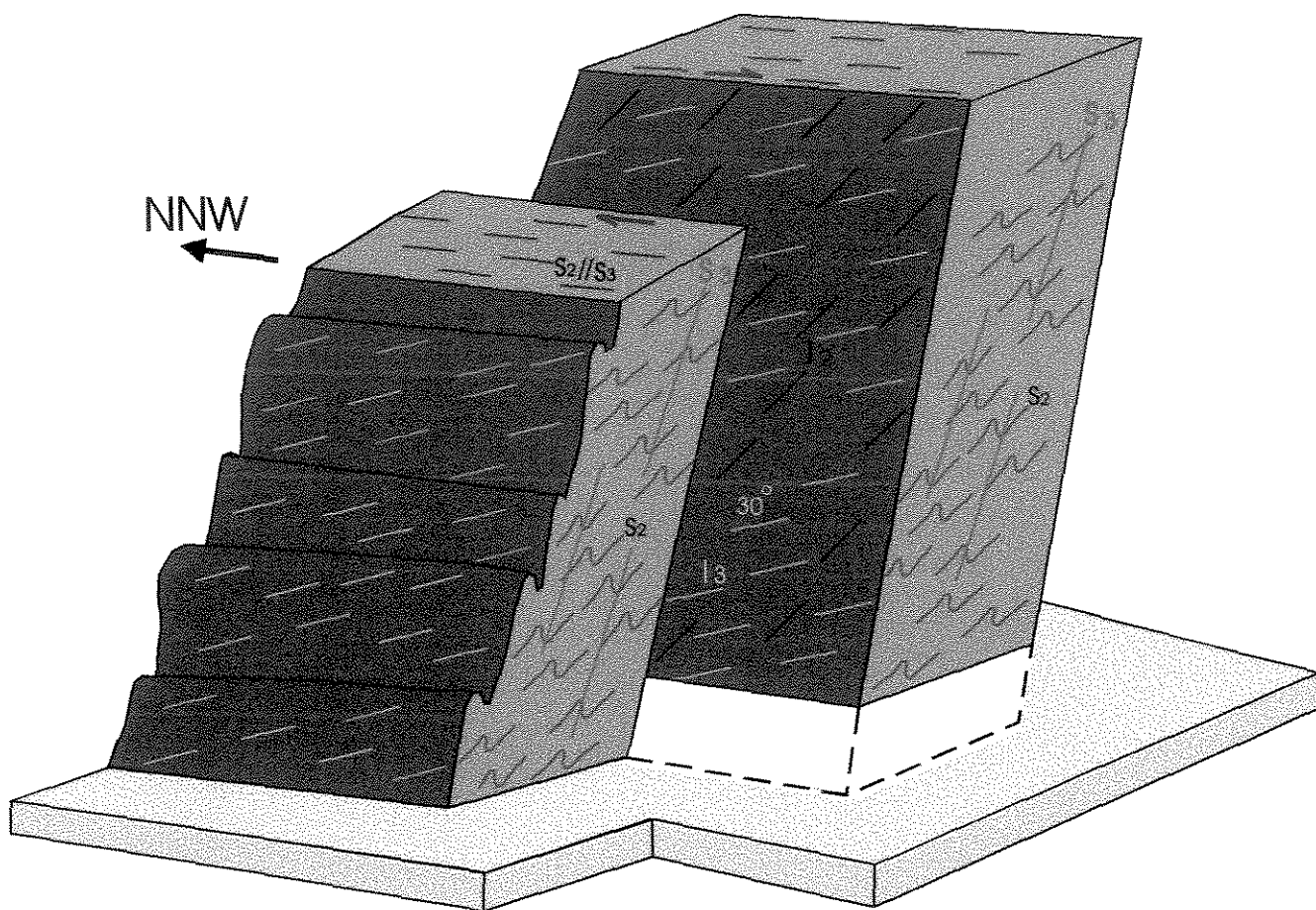
Ainda no Paleoproterozóico ocorreu o último evento dúctil e o plutonismo granitóide  $G_3$ . Estas metaplutônicas podem ser diferenciadas em tipos cedo- a sintectônicos ( $G_{3a,b,c}$ ) e tardi- a pós-tectônicos ( $G_{3d}$ ). Os primeiros são quartzo-dioritos a granodioritos e granitos, usualmente porfiríticos (plagioclásio + K-feldspato), com abundantes feições indicativas de mistura incompleta de magmas (*mingling*). O mecanismo de deformação seria uma combinação de achatamento oblíquo (cisalhamento puro perpendicular à fábrica planar  $S_1/S_3/S_2$ ), seguido de cisalhamento simples em borda de plutões e em contatos litológicos.

A geometria inversa das dobras  $F_3$ , a cinemática dextra nos lineamentos miloníticos e as fábricas simétricas de alta temperatura nos metagranitóides sugerem um contínuo de deformação  $F_3$ , começando provavelmente com a ascensão e baloneamento dos magmas granitóides (estágio viscoso - fábricas de achatamento), finalizando com resfriamento desses granitóides, com a deformação já no estado sólido e concentração do *strain* em zonas miloníticas.

A cinemática associada a  $F_3$  sugere que o bloco a oeste deslocou-se para NW ou NNW em discordância aos modelos existentes de Padilha e Melo (1991) e Silva (1994) para as áreas adjacentes. Considerando que o mecanismo responsável pela deformação foi o de cisalhamento simples, sugere-se uma série de deslismamentos paralelos aos flancos de dobras  $F_3/F_2$ , com os blocos a oeste se movimentando para NW ou NNW, tal como exemplificado na Figura 5.12. Em tal contexto a vergência das dobras não segue o sentido de deslocamentos dos blocos, sendo neste caso inferido uma direção de compressão de W-E relacionada a fase de deformação  $F_2$ .

Posteriormente, em nível crustal pouco profundo, deu-se a impressão do evento  $F_4$ , caracterizado por dobras suaves a abertas com eixo em geral vertical, ondulando especialmente as superfícies  $S_3$  e  $S_1$ . As reativações das zonas de cisalhamento  $F_3$  são marcadas pelo preenchimento de minerais de origem hidrotermal que alteram significativamente os termos ultrabásicos do complexo, em condições de fácies xisto-verde, encerrando a história evolutiva estrutural paleoproterozóica da região de Santa Luz.





**Figura 5.12** - Bloco diagrama esquemático mostrando os principais aspectos estruturais da região de Santa Luz, enfatizando a movimentação ao longo das zonas de cisalhamentos dúcteis da fase de deformação  $F_3$  (zonas de cisalhamento Lajedo Grande e Santa Luz).

## 6 - METAMORFISMO

### 6.1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Neste capítulo, pretende-se relacionar as paragêneses minerais e as petrotramas dos diversos litotipos identificados, com as fases de deformação apresentadas no capítulo anterior. Para efeito didático é proposta uma divisão em quatro eventos metamórficos que podem, por vezes, sobrepor certos aspectos texturais e metamórficos, devido a falta de limites extremamente precisos entre as fases de deformação. A partir das observações citadas objetiva-se discutir as possíveis condições termobarométricas sob as quais as rochas da região foram metamorfizadas.

A reconstituição da história metamórfica, a ser apresentada no prosseguimento deste capítulo, também considerou a composição química das litologias, haja visto, a ocorrência de rochas de natureza diversificada (desde ácidas até ultrabásica, passando por termos carbonáticos, calciossilicáticos e possivelmente grauváquicos enriquecidos em alumínio), os quais propiciaram a formação de paragêneses específicas em cada contexto.

Assim sendo, estabeleceu-se preliminarmente faixas de pressão e temperatura através da correlação entre as informações de campo e das análises petrográficas com trabalhos de petrologia experimental discutidos em diversas publicações (Winkler 1977, Turner 1981, Yardley 1994 e Spear 1995). Para este contexto, as designações dos campos termobarométricos fundamentaram-se nas proposições de Miyashiro (1975), Winkler (1977) e Spear (1995), enquanto que o conceito de paragênese mineral, doravante empregado, é aquele estabelecido por Yardley (1994). As texturas metamórficas visualizadas e descritas podem ser associadas àquelas apresentadas nos trabalhos de Spry (1969), Winkler (1994), Bard (1990), Barkley (1990), Passchier *et al.* (1993) e Yardley (1994).

A seguir serão descritas e discutidas as principais feições petrográficas que possibilitaram o reconhecimento das condições reinantes de temperatura e pressão, além de reações que provavelmente se desencaderaram durante a evolução metamórfica da área, ao longo do tempo geológico. Esta última consideração é suportada pela existência de marcadores

geocronológica na região (Brito Neves *et al.* 1980) que serviram neste estudo para delimitar, de forma preliminar, a história evolutiva dos terrenos em questão.

## 6.2 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>1</sub>

É o evento metamórfico mais antigo e está relacionado a primeira fase de deformação descrita para a área mapeada. A sua caracterização foi prejudicada pela intensa recristalização e obliteração da fábrica planar S<sub>1</sub>, devido a maior intensidade e penetratividade dos processos tectonometamórficos superpostos. Dessa forma, não foi possível estimar qualquer condição termobarométrica para o metamorfismo atuante.

## 6.3 - O EVENTO METAMÓRFICO M<sub>2</sub>

Neste contexto, foi desenvolvido a fábrica planar mais representativa da região que compreende um bandamento gnáissico de alto grau (S<sub>2</sub>), envolvendo litotipos de natureza diversa. Esta estrutura, em geral, preserva as suas características mineralógicas-composicionais, estando somente obliteradas quando paralelizada a uma foliação mais jovem (S<sub>3</sub>), formada inicialmente nas mesmas condições de pressão e temperatura e desenvolvidas mais expressivamente nas proximidades e no interior de zonas de cisalhamento dúcteis.

Em alguns litotipos de natureza ultrabásica foi possível observar uma petrotrama de S<sub>2</sub> composta pela associação hornblenda, clinopiroxênio e talco enquanto que em alguns metabasitos há cristalização de plagioclásio (An<sub>40-65</sub>), hornblenda, titanita, opacos e localmente granada e clinopiroxênio. Os dois últimos minerais apresentam comportamento de destaque estando descritos a seguir.

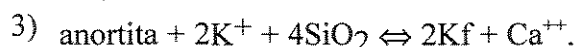
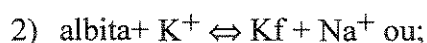
A granada seria formada precocemente ao desenvolvimento da fase de deformação F<sub>2</sub>, basicamente oriunda da transformação de plagioclásio e hornblenda (Figura 6.1). Por outro lado, o clinopiroxênio seria um mineral instável a esta fase, apresentando feições de transformação para a hornblenda, podendo em alguns casos refletir a mineralogia primária (Figura 6.2). Entretanto, dados químicos apontam para uma natureza mais cálcica para este mineral, fato comum àqueles minerais de origem metamórfica (Manning e Bird 1986). A desestabilização do clinopiroxênio para hornblenda, embora seja admitida como associada a

este evento, também pode estar relacionada a continuidade do metamorfismo  $M_3$ , sem um posicionamento real definido.

A paragênese plagioclásio ( $An_{40-65}$ ), hornblenda e granada é considerada por Yardley (1994) e Spear (1995) como diagnóstica para definir campos de pressão e temperatura. Os referidos autores definiram que esta paragênese como típica de condições de fácies anfibolito de pressões intermediárias (metamorfismo barroviano). Apesar das dificuldades em se propor reações de transformações minerais em metabasitos devido a grande quantidade de elementos químicos presentes nas fases minerais é aqui proposto pelo menos uma reação para formação de minerais, sob condições de fácies anfibolito:



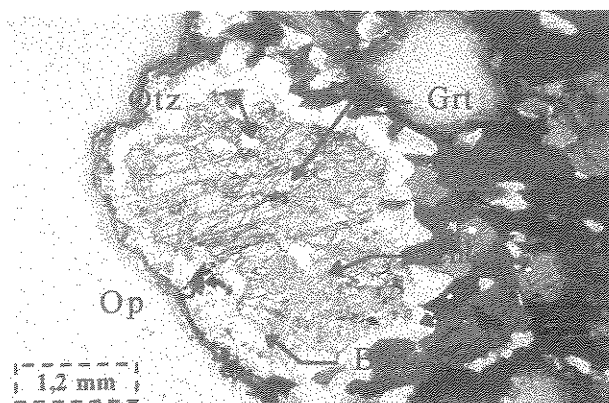
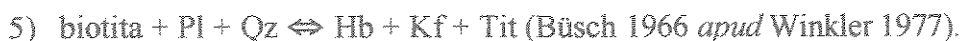
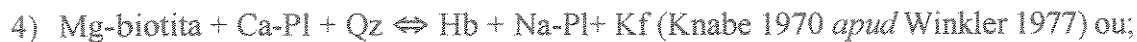
No interior dos gnaisses quartzo-feldspáticos com ou sem granada e anfibólio pode-se visualizar remobilizados anatéticos formados contemporaneamente às superfícies  $S_2$ . Em escala microscópica, estes processos estão associados a deformação mecânica sendo confirmado pela inflexão de maclas de plagioclásio, geração de textura “mortar” nas bordas de alguns cristais de microclinas, bimodalidade no tamanho dos grãos de quartzo, microclina e plagioclásio e formação de lamelas de pertitas e mirmequitas refletindo recristalização a elevadas temperaturas. Substituição localizada de plagioclásios e microclina por minerais neoformados de microclina (Figura 6.3) é uma outra feição textural bastante representativa do evento metamórfico ( $M_2$ ) e pode ser demonstrada por extrapolação das seguintes reações metamórficas, observadas também em terrenos de alto grau da Província Borborema (Araújo e Archanjo 1995):



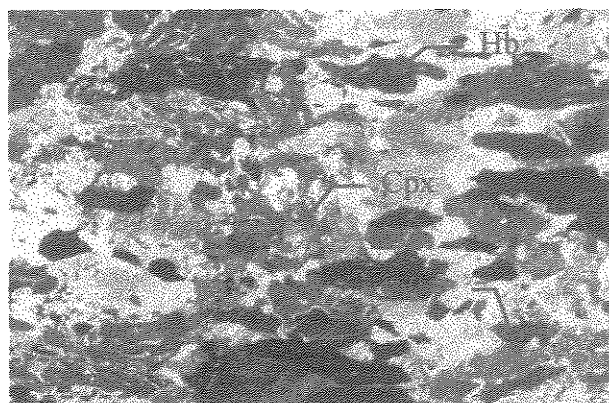
A neoformação de feldspato potássico (Kf) ocorre freqüentemente em condições de fácies anfibolito superior, haja visto, que em resíduos de fluídos anatéticos o potássio pode se encontrar de forma abundante e livre no sistema.

Paragêneses minerais observadas em litotipos granodioríticos a dioríticos, localizadas no interior da unidade mais antiga e contendo biotitas precoces podem sugerir que a hornblenda, microclina e titanita sejam os minerais produtos de reações químicas, estando

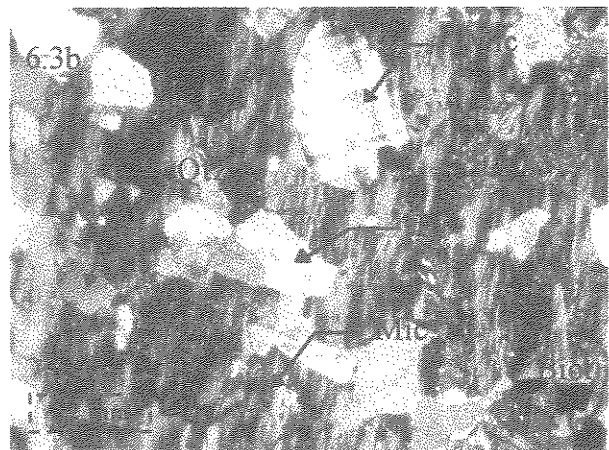
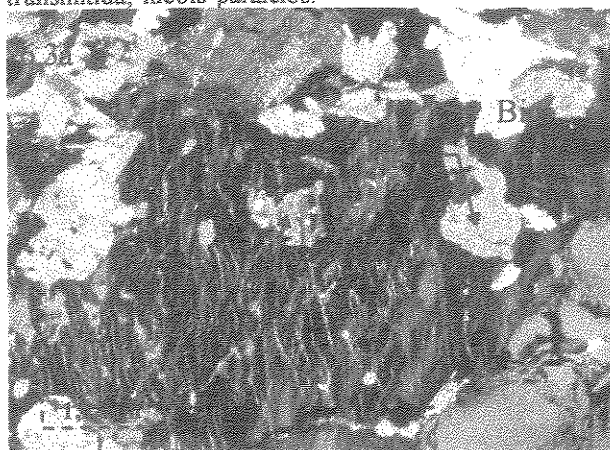
formados em condições de anatexia e podendo ser explicados pelas reações simplificadas a seguir:



**Figura 6.1** - Fotomicrografia de poiquiloblasto de granada com inclusões de quartzo e plagioclásio e fraturas preenchidas por clorita. Este último mineral sugerem formação tardias a ( $F_3/M_3$ ). A característica sin-tectônica da granada é definida pela deflexão da superfície ( $S_2$ ) e coroas reacionais de plagioclásios. Luz transmitida, nicóis paralelos.



**Figura 6.2** - Fotomicrografia mostrando textura nematogranoblástica com foliação moderadamente orientada, formada por cristais de hornblenda que seccionam ao centro uma possível relíquia de clinopiroxênio (ígneio ?). Luz transmitida, nicóis cruzados



**Figura 6.3** - Fotomicrografia de poiquiloblastos de microclina com inclusões de plagioclásio (6.3a) e microclina (6.3b) pretéritos. Domínio dos gnaisses quartzo-feldspáticos do Complexo Metamórfico Basal. A neorformação do feldspato potássico requer aporte de fluidos ricos em  $K^+$  em condições de fácies anfibolito alto. Luz transmitida, nicóis cruzados.

O metamorfismo  $M_2$  também está documentado nos litotipos carbonáticos e em parte das rochas calciossilicáticas. O primeiro conjunto de litologias é representado pela homogeneidade mineralógica marcada pela recristalização de cristais de calcita, olivina (?), quartzo, flogopita. Por sua vez, as calciossilicáticas portam em seu bandamento uma paragênese constituída por quartzo, diopsídio e mais raramente tremolita e calcita que segundo Winkler (1977) ocorrem preferencialmente dentro do campo de metamorfismo de grau médio.

Conforme as discussões anteriores, os dados obtidos nas diversas associações litológicas referentes as condições metamórficas do evento  $M_2$  se intersectam dentro do campo de fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (metamorfismo barroviano), similar àqueles desenvolvidos em cinturões orogenéticos continentais de todo o mundo. No contexto analisado não foi visualizadas reações de desestabilização mineral, invocando-se assim um caráter progressivo para o metamorfismo  $M_2$ .

#### 6.4 - O EVENTO METAMÓRFICO $M_3$

O metamorfismo relacionado à fase de deformação  $F_3$  é representado por associações minerais constituintes de uma foliação plano axial às dobras da fase de deformação  $F_2$ , que, por vezes, grada para uma foliação milonítica no interior de zonas de cisalhamentos. As diversas associações mineralógicas identificadas representam inicialmente uma continuidade das mesmas condições tectonometamórficas da fase de deformação anterior ( $F_2/M_2$ ). O decorrer do metamorfismo, no entanto, é considerado de caráter retrogradante devido a diversas transformações mineralógicas observadas em estado *sub-solidus* que originaram associações de minerais hidratados e neoformados sob condições de pressão e temperatura mais amenas.

Em escala macroscópica, foi possível observar o registro da percolação de fluidos anatéticos no interior das zonas de cisalhamento relacionados à fase de deformação  $F_3$  que seccionam preferencialmente os granitóides sintectônicos da área mapeada (Figura 6.4). Esta feição por si só é indicativa de condições termobarométricas de fácies anfibolito superior. Adicionalmente, a conservação e/ou formação de granadas é sugestiva de pressões intermediárias reforçando a premissa que este evento tem as mesmas condições termobarométricas àquelas observadas para o evento metamórfico anterior ( $M_2$ ).

Em escala microscópica, no domínio dos anfibolitos da unidade basal e próximo aos grandes cisalhamentos, foi possível registrar a intersecção de um bandamento constituído por hornblenda e plagioclásio ( $An_{>17\%}$ ) dobrado, portando uma foliação plano axial formada pela mesma associação mineral (Figura 6.5). Além deste fato retratar a formação de uma foliação em

Conforme as discussões anteriores, os dados obtidos nas diversas associações litológicas referentes as condições metamórficas do evento  $M_2$  se intersectam dentro do campo de fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (metamorfismo barroviano), similar àqueles desenvolvidos em cinturões orogenéticos continentais de todo o mundo. No contexto analisado não foi visualizadas reações de desestabilização mineral, invocando-se assim um caráter progressivo para o metamorfismo  $M_2$ .

#### **6.4 - O EVENTO METAMÓRFICO $M_3$**

O metamorfismo relacionado à fase de deformação  $F_3$  é representado por associações minerais constituintes de uma foliação plano axial às dobras da fase de deformação  $F_2$ , que, por vezes, grada para uma foliação milonítica no interior de zonas de cisalhamentos. As diversas associações mineralógicas identificadas representam inicialmente uma continuidade das mesmas condições tectonometamórficas da fase de deformação anterior ( $F_2/M_2$ ). O decorrer do metamorfismo, no entanto, é considerado de caráter retrogradante devido a diversas transformações mineralógicas observadas em estado *sub-solidus* que originaram associações de minerais hidratados e neoformados sob condições de pressão e temperatura mais amenas.

Em escala macroscópica, foi possível observar o registro da percolação de fluidos anatéticos no interior das zonas de cisalhamento relacionados à fase de deformação  $F_3$  que seccionam preferencialmente os granitóides sintectônicos da área mapeada (Figura 6.4). Esta feição por si só é indicativa de condições termobarométricas de fácies anfibolito superior. Adicionalmente, a conservação e/ou formação de granadas é sugestiva de pressões intermediárias reforçando a premissa que este evento tem as mesmas condições termobarométricas àquelas observadas para o evento metamórfico anterior ( $M_2$ ).

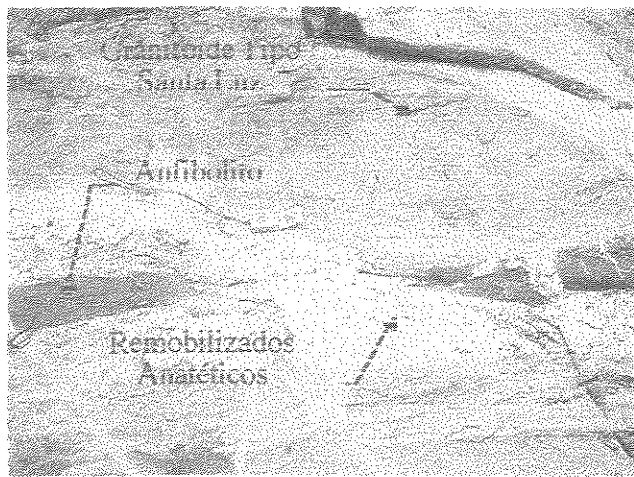
Em escala microscópica, no domínio dos anfibolitos da unidade basal e próximo aos grandes cisalhamentos, foi possível registrar a intersecção de uma bandamento constituído por hornblenda e plagioclásio ( $An_{>17\%}$ ) dobrado, portando uma foliação plano axial formada pela mesma associação mineral (Figura 6.5). Além deste fato retratar a formação de uma foliação em



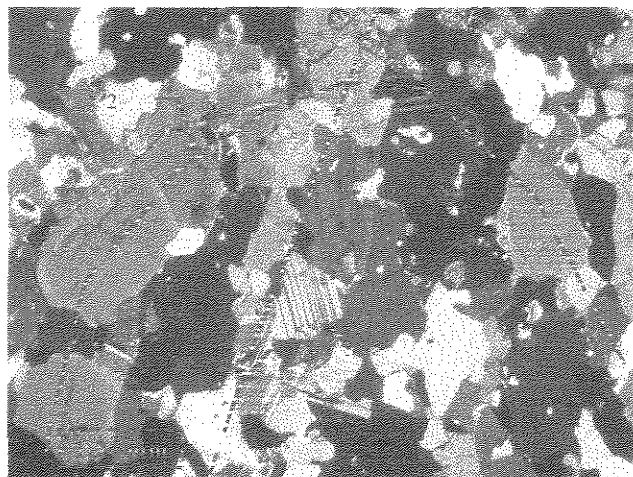
fácies anfibolito, esta relação atesta condições similares entre o fim do metamorfismo  $M_2$  e parte do metamorfismo  $M_3$ .

Todavia, algumas reações retrometamórficas são observadas no contexto do evento metamórfico  $M_3$ , principalmente nos metabasitos. A desestabilização de hornblenda para clorita verde e epidoto, de plagioclásio para epidoto e mica branca (Figura 6.6) e de granada preferencialmente para cloritas verdes e/ou biotitas (Figura 6.1) são algumas destas feições no domínio dos litotipos de composição básica. Dessa forma, é possível afirmar que as paragêneses acima citadas e geradas nos anfibolitos representam a transição de fácies anfibolito para a fácies epidoto-anfibolito ou ainda para fácies xisto verde, indicando um contexto retrometamórfico para o evento  $M_3$ .

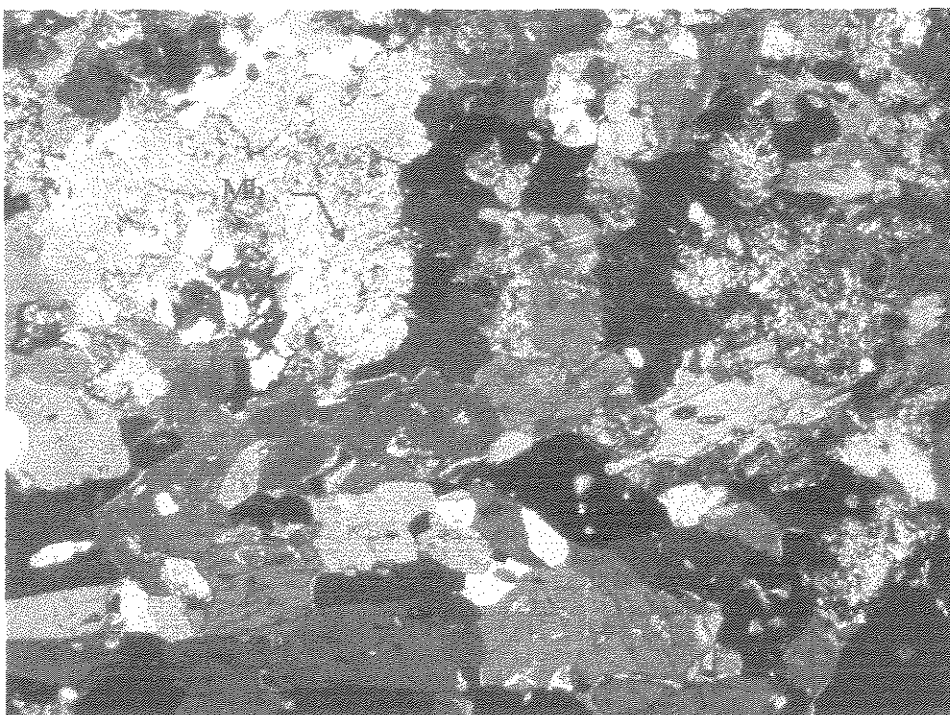
Em consonância com a proposição acima, algumas reações fundamentadas para sistemas aloquímicos serão propostas a seguir para definir o retrometamorfismo do evento metamórfico  $M_3$ , considerando que em zonas de cisalhamentos (feição estrutural comum à fase de deformação  $F_3$ ) a percolação de fluidos ricos em íons é um fato bastante importante e que os processos de geração de minerais são, em geral, função da maior atividade de determinado elemento químico. Porém é conveniente afirmar, que tais reações necessitam de comprovação através de dados provenientes de análises de microsonda eletrônica e de balanço geoquímico de massa conforme as observações de Kozinsky (1989).



**Figura 6.4** - Granitóide tipo Santa Luz portando no seu interior diques de anfibolitos (?). Em algumas porções é observado a presença de remobilizados anatéticos (A 31).

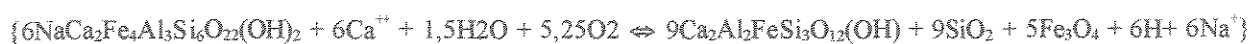


**Figura 6.5** - Fotomicrografia de anfibolito retratando a recrystalização plano axial da paragênese hornblenda + plagioclásio (An > 17%) em  $S_3$ . Atestando condições de metamorfismo similar entre ambas as fases de deformação. Luz transmitida, nicóis paralelos.



**Figura 6.6** - Fotomicrografia de anfibolito retratando a desestabilização do plagioclásio para mica branca. Luz transmitida, nicóis cruzados, objetiva de 2,5 x 10 vezes.

6) hornblenda<sup>1</sup><sub>(pargasita)</sub>  $\Leftrightarrow$  epidoto + quartzo + magnetita (anfibolitos)



7) plagioclásio (An)  $\Leftrightarrow$  mica branca (anfibolitos e granitóides)



8) plagioclásio (An)  $\Leftrightarrow$  epidoto (anfibolitos)



9) hornblenda  $\Leftrightarrow$  clorita + epidoto (anfibolitos e granodioritos)

10) granada  $\Leftrightarrow$  clorita/biotita (anfibolitos, granitóides e gnaisses quartzo-feldspáticos)

Nos gnaisses quartzo feldspáticos da unidade basal as características texturais e mineralógicas do metamorfismo M<sub>3</sub> está superimposto ao evento mais antigo. Embora nesta unidade a penetratividade do evento mais antigo (M<sub>2</sub>) seja mais expressivo, ainda é possível observar que ambos os eventos registram, na maioria dos casos, as mesmas características

<sup>1</sup> A fórmula utilizada para representar a hornblenda foi deduzida a partir de Deer et al. (1992) os quais mostram que a hornblenda pode ser representada pela mistura de uma pargasita mais uma actinolita. Ressalta-se, no entanto, que esta representação trata-se de uma extrapolação por não ser considerado a composição real das hornblendas.

texturais e mineralógicas atestando condições similares de pressão e temperatura. No interior dos diversos granitóides, processos relacionados a anatexia se fazem presentes e são os mesmos que ocorrem nos gnaisses quartzo feldspáticos e em dioritos a granodioritos relacionados ao evento metamórfico  $M_2$ .

Contudo, nos granodioritos a leste da área (Granitóides tipo Salgadália) algumas texturas relacionadas à deformação mecânica sob condições de temperatura moderada foram visualizadas. Recristalização micropoligonalizada de minerais quartzo-feldspáticos em bordas de microclina, extinção ondulante em quartzo e plagioclásio e bordas de extinção em plagioclásio são os principais aspectos texturais identificados.

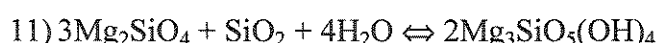
Aliado ao conjunto de informações anteriores a presença mais uma vez da paragênese hornblenda e plagioclásio ( $An_{>17\%}$ ) indicam condições mínimas de fácies anfibolito. O caráter retrogressivo do metamorfismo  $M_3$  é registrado pela desestabilização de hornblenda para biotitas e cloritas sin- a tardideformacionais, sugerindo que a deformação se propagou além do pico do metamorfismo  $M_3$ . Por outro lado, o retrometamorfismo ora definido pode ser bastante obliterado por processos hidrotermais, os quais podem estar relacionados ao metamorfismo  $M_4$ .

Na Suíte Intrusiva de Pedras Pretas pode-se perceber que a serpentina, clorita e mais raramente tremolita seriam os minerais oriundos da desestabilização da paragênese primária composta por forsterita, enstatita e augita. Aquela mineralogia é indicativa de zonas com grande quantidade de fluídos aquosos e de baixa fugacidade de  $CO_2$ , haja visto, a grande quantidade de serpentina e a ausência de carbonatos (Winkler 1977).

Spry (1995) atestou que diversos litotipos ultramáficos foram hidratados e transformados para serpentinitos durante o seu alojamento em condições de baixas temperaturas ( fácies xisto-verde). Subseqüentemente, estas litologias podem ter sofrido vários graus de recristalização, dependendo do metamorfismo regional reinante. Segundo o referido autor nessas condições as fases dominantes são lizardita (mais abundante), crisotila (menos abundante) e antigorita e uma textura típica é a lizardita pseudomorfa de olivina. O aumento da temperatura em litotipos ultramáficos provoca uma seqüência típica constituída por: lizardita; lizardita + crisotila; crisotila

+ antigorita; antigorita. Onde este último mineral poderia se manter estável conjuntamente com clorita e tremolita até a fácies anfibolito.

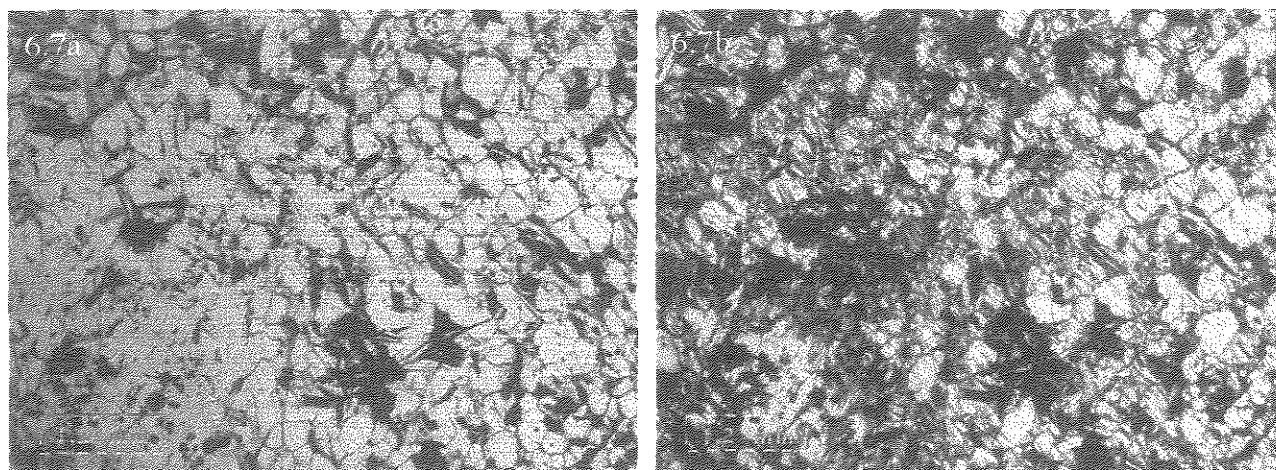
As amostras de litotipos ultramáficos analisados neste estudo definiram que o mineral do grupo da serpentina é a lizardita (Anexo 3). Onde esse mineral se apresenta comumente como pseudomorfos de olivina (Figura 6.7). Tendo em vista, as considerações levantadas no parágrafo anterior é razoável supor que o alojamento dos litotipos ultramáficos se deu em condições de fácies xisto-verde (ou na transição para fácies epídoto-anfibolito). Onde a clorita seria oriunda de reações com a cromita, enquanto que a serpentina poderia ter a sua formação explicada pela seguinte reação em função da ausência de brucita:



Diques de rochas básicas no interior dos serpentinitos contendo textura granoblástica poligonalizada e sem evidência de deformação mostram paragênese formada por hornblenda, epídoto e clinopiroxênio. As relações de campo e os aspectos texturais evidenciam que a colocação desses diques se deu num momento posterior à estruturação regional contudo, a raridade da associação mineral sem a presença de plagioclásio dificultou a definição dos campos de pressão e temperatura que estas intrusões tardias se alojaram.

Em uma segunda seqüência de diques máficos precoces em relação aos anteriores, haja visto, a presença de foliação incipiente, pode-se perceber a associação hornblenda, plagioclásio, tremolita, clorita, epídoto, onde conjuntamente com a presença de lizardita nos serpentinitos dão suporte que tais litotipos foram metamorfizados em condições de pressão e temperatura de fácies xisto-verde.

Conforme as discussões acima, os dados apresentados para o evento metamórfico M<sub>3</sub> mostram claramente que o início deste metamorfismo ocorreu com a geração de paragêneses minerais de fácies anfibolito superior (atingindo a curva de fusão dos granitos) que gradaram no decorrer do tempo, para condições de pressão e temperatura mais baixas compatíveis aos da fácies xisto-verde.



**Figura 6.7** - Fotomicrografias mostrando: (6.7a) textura adcumulática de pseudomorfos de olivina definindo os minerais de *cumulus* enquanto clorita e cromita representariam os minerais *intrercumulus*. Luz transmitida, nicóis paralelos; (6.7b) substancial substituição da mineralogia primária por cristais de serpentina (lizardita) e mais raramente clorita. Luz transmitida, nicóis cruzados.

### 6.5 - O EVENTO METAMÓRFICO $M_4$

Este metamorfismo é de âmbito localizado, caracterizado principalmente nos litotipos que estão seccionados pelas principais zonas de cisalhamento da região. A mineralogia formada nesse contexto aparece quase sempre “invadindo” os diversos litotipos através de zonas de fraquezas, resultantes da desestabilização da mineralogia pretérita quase sempre de caráter metamórfico. Este evento envolve reações metamórficas em sistema aberto, desencadeadas a partir da percolação de fluidos hidrotermais. Vários pulsos de hidrotermalismo foram identificados em função da disposição das associações minerais registradas em escala macro e microscópica. A ocorrência de minerais hidrotermais é função de fatores como pressão, temperatura, fluido infiltrante,  $fO_2$  e  $fCO_2$  que podem propiciar, ou não, a mobilidade e maior solubilidade dos elementos químicos e portanto, interferem na estabilidade das fases minerais presente na encaixante.

Apesar do caráter restrito, este evento propiciou a formação de paragêneses distintas daquelas identificadas como de maior representatividade na área mapeada. Nos domínios intermediários a básicos ocorreu a formação de epidoto, carbonato e clorita oriundos da desestabilização de hornblenda e plagioclásio. Em todos os termos ultrabásicos os minerais de alteração são carbonato, flogopita, clorita, talco e tremolita. A silicificação e tremolitização são

processos hidrotermais que tem a sua maior expressão nos níveis de calciossilicáticas (escarnitos) embora, tais processos também sejam vistos, mais raramente, em anfibolitos.

Tendo em vista que a hornblenda localmente se desestabiliza completamente para clorita + epidoto e que os minerais neoformados se inserem num contexto entre a transição dúctil-rúptil, é razoável supor que o metamorfismo  $M_4$  tenha ocorrido sob condições de fácies xisto-verde ou epidoto-anfibolito.

## **6.6 - EVOLUÇÃO METAMÓRFICA**

Neste capítulo foi proposto uma divisão em quatro eventos metamórficos para o segmento mapeado, seguindo a classificação adotada para as fases de deformação. O primeiro evento metamórfico ( $M_1$ ) tem o seu registro obliterado pelos eventos superpostos em função da maior penetratividade dos eventos subseqüentes ( $M_2$  e  $M_3$ ). Os eventos metamórficos intermediários ( $M_2$  e  $M_3$ ) são definidos como sendo de caráter progressivo o primeiro, e retrogressivo o último, ocorrendo em grande parte dos terrenos estudados. O fim do metamorfismo  $M_3$  e o evento metamórfico ( $M_4$ ) estão relacionados a processos metassomáticos (metamorfismo aloquímico), em condições crustais transicionais, geralmente nas proximidades e no interior das zonas de cisalhamentos dúcteis-rúpteis.

Os dados da grande maioria dos minerais, associados às características texturais e estruturais encontradas nos principais litotipos da região, definiram a formação de pelo menos três conjuntos paragenéticos no decorrer da história evolutiva da área. A natureza dos processos tectonometamórficos são compatíveis com uma ambiência inicial em níveis crustais relativamente profundos que gradaram no decorrer da história para níveis crustais mais rasos, de certa forma, refletindo o que ocorre em terrenos geológicos relacionados a cinturões orogenéticos.

A fase de deformação  $F_2$  atuou pervasivamente na área mapeada atingindo os litotipos mais antigos. A principal estrutura gerada neste contexto foi um conpíscuo bandamento metamórfico relacionado a superfície  $S_2$ , observado em alguns mármore e calciossilicáticas e em todos os anfibolitos e gnaisses do Complexo Metamórfico Basal. Esta fábrica planar paralelizou e

transpos estruturas planares mais antigas impedindo um reconhecimento da história evolutiva pretérita. No seu interior, duas feições foram importantes para definir as condições termobarométricas estando a seguir relatadas.

A presença de granada em anfibolitos é diagnóstica de fácies anfibolito de pressões intermediárias. O pico térmico desse contexto é representado pela presença de níveis anatéticos, indicando que os litotipos do embasamento da região atingiram condições de pressão e temperatura similares aos da curva de fusão dos granitos saturados em água.

Do ponto de vista cronológico, os dados de mapeamento geológico são sugestivos de que a distinção existente entre o Complexo Metamórfico Basal e os litotipos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru se deve apenas ao grau mais baixo do metamorfismo dos litotipos da seqüência vulcano-sedimentar. Dessa forma, ambas as unidades seriam formadas contemporaneamente. Isto implica que as fases de deformações  $F_1$  e  $F_2$  e os seus metamorfismos associados  $M_1$  e  $M_2$  ocorreriam entre 2.200 Ma (vulcanismo máfico do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Silva 1992) e 2.127 M.a. (alojamentos dos granitóides sintectônicos de Santa Luz, Brito Neves *et al.* 1980) conforme as descrições extraídas da literatura.

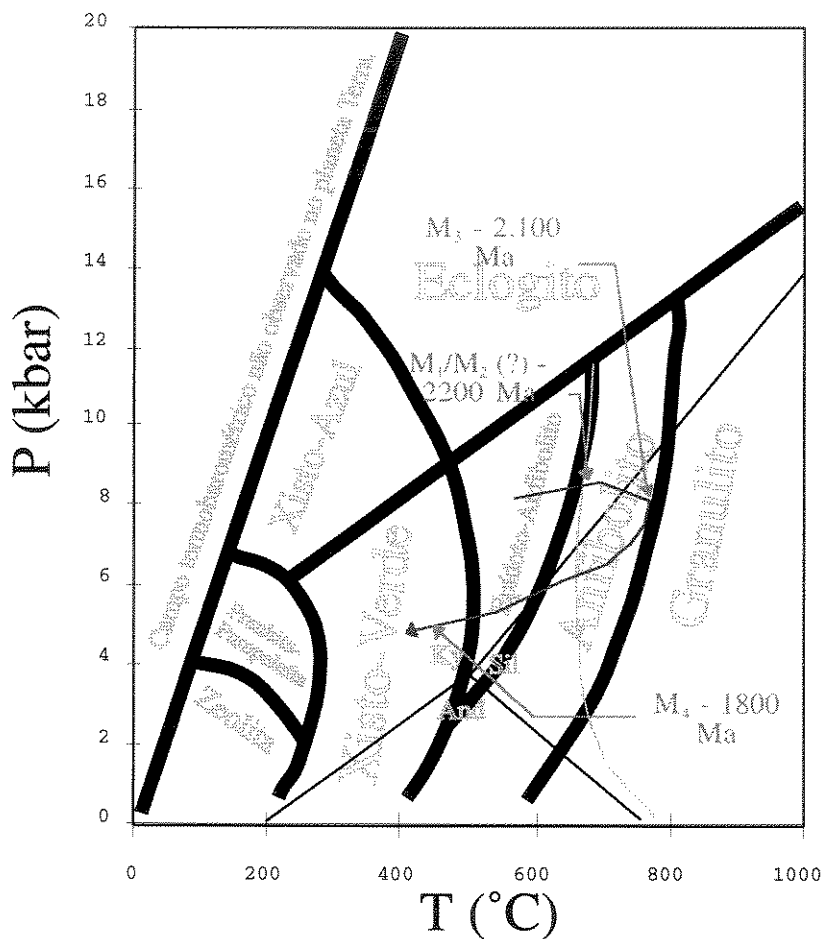
A fase de deformação  $F_3$  poderia representar um contínuo em relação as fases de deformações anteriores, haja visto, a conservação inicial das mesmas condições de pressão e temperatura comprovadas pela presença de zonas de cisalhamentos preenchidas por remobilizados anatéticos nos granitóides. As superfícies  $S_3$  e/ou miloníticas geradas são de médio a alto ângulo e afetam de forma mais expressiva os granitóides e os litotipos ultramáficos.

O evento metamórfico  $M_3$  identificado em zonas menos deformadas propiciou o reconhecimento de uma segunda geração da paragênese hornblenda e plagioclásio ( $An > 17\%$ ) reforçando condições de fácies anfibolito. No decorrer do tempo geológico os dados de pressão e temperatura são reduzidos a condições de fácies xisto verde, marcado pela transformação de biotita em clorita em granitóides e hornblenda em clorita e biotita, sem evidências da participação da tectônica rúptil.

O metamorfismo  $M_4$  é caracterizado por venulações expressivas, ricas em minerais até então ausentes ou menos expressivos nos eventos metamórficos anteriores. Este evento é mais

complexo por envolver infiltração de fluidos ricos em elementos quimicamente reativos que interagem com as rochas percoladas, provocando mudanças texturais, químicas e mineralógicas, em zonas de fraturas. Os fatores condicionantes destas reações, tais como: pressão, temperatura, características do(s) fluido(s) e composição química dos diversos litotipos determinaram a expressividade das alterações. Neste contexto foi possível observar o enriquecimento dos diversos litotipos em minerais ricos em Ca, Si e Al e a redução da mineralogia enriquecida em Mg.

O limite cronológico superior para o evento tectonometamórfico  $M_4$  tem sua idade estimada em função da granitogênese pós-tectônica da região, datada em  $1.800 \pm 60$  Ma (Cordani *et al.* 1969 *apud* Matos & Conceição 1993). Considerando os dados apresentados, a evolução metamórfica da região se desenvolveu de forma progressiva entre 2.200 e 2.100 Ma e retrogressiva no decorrer da história evolutiva com participação de eventos metassomáticos (Figura 6.8).



**Figura 6.8** - Diagrama pressão *versus* temperatura mostrando os campos de fácies metamórfica e a evolução cronológica esquemática para o metamorfismo na região de Santa Luz - Ba (fundamentados nos trabalhos de Cordani *et al.* 1969 *apud* Matos e Conceição 1993, Brito Neves *et al.* 1980, Silva 1992).



## 7 - A Cromita e sua Utilização na Caracterização de Processos Geológicos: Uma Síntese

### 7.1 - A Cromita

A cromita, principal mineral-minério de cromo, é explotada em níveis segregados maciços, ou fortemente disseminados, de corpos ígneos intrusivos, máficos a ultramáficos. As ocorrências são de idades variadas, desde o Arqueano até o Mioceno, e podem estar metamorfizadas dentro do contexto dos mais diversos ambientes geotectônicos. Depósitos sedimentares (lateríticos, eluviais, aluviais e detriticos), oriundos de jazimentos primários são raramente lavrados.

A cromita é um óxido pertencente ao grupo dos espinélios (em que o teor de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ultrapassa 15%), cristaliza-se segundo a ordem do sistema isométrico (classe hexaoctaedral) e apresenta elevada densidade e moderada dureza relativa. A sua representação química é dada pela fórmula geral dos espinélios -  $[\text{X}]^{\text{iv}}[\text{Y}]^{\text{vi}}\text{O}_4$ , onde X e Y são sítios tetraédricos e octaédricos, respectivamente, da estrutura cristalina. Os espinélios podem acomodar elementos químicos em diversos estados de valência. Fe, Ti e Mn podem ser encontrados em mais de um estado de valência e devem ser considerados no contexto da célula unitária  $[\text{X}]_8[\text{Y}]_{16}\text{O}_{32}$  (Stowe 1987a).

Os espinélios a temperaturas acima dos 1300 °C tornam-se uma solução sólida se fundido, em geral a temperaturas superiores a 1600 °C (Haggerty 1991). Entretanto, ao haver rebaixamento térmico, tem-se a separação desse grupo mineral nas séries normal e inversa, apresentada com os seus minerais constituintes no Quadro 7.1. A maioria dos espinélios são compostos quase que exclusivamente por  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Em quantidades menores, estão geralmente presentes Mn, Ni, Ti, Co, Zn e V.

No intuito de sumariar alguns dados sobre cromitas e suas aplicações petrogenéticas, este capítulo visa: relatar a importância econômica e geológica do estudo da cromita; descrever as principais feições geológicas de alguns tipos de depósitos cromitíferos; caracterizar as feições mineralo-químicas desse mineral-minério, além de abordar e discutir a distribuição temporal desse óxido na história evolutiva da Terra.

Quadro 7.1 - Composição dos espinélios (elaborado a partir de Stowe 1987a).

| Série Normal                                     |                                                |
|--------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| espinélios aluminosos                            | espinélios cromíferos                          |
| espinélio - $Mg^{+2}[Al^{+3}]O_4$                | picrocromita - $Mg^{+2}[Cr^{+3}]O_4$           |
| hercenita - $Fe^{+2}[Al^{+3}]O_4$                | cromita - $Fe^{+2}[Cr^{+3}]O_4$                |
| Gahnita - $Zn^{+2}[Al^{+3}]O_4$                  |                                                |
| Série Inversa                                    |                                                |
| espinélios a $Fe^{+3}$                           | espinélios a $Ti^{4+}$                         |
| magnetita - $Fe^{+3}[Fe^{+2}, Fe^{+3}]O_4$       | ulvoespinélio - $Fe^{+2}[Al^{+3}]O_4$          |
| magnesioferrita - $Fe^{+2}[Mg^{+3}, Fe^{+3}]O_4$ | magnésio-ulvoespinélio - $Mg^{+2}[Al^{+3}]O_4$ |
| franklinita - $Fe^{+3}[Zn^{+2}, Fe^{+3}]O_4$     |                                                |
| trevorita - $Fe^{+3}[Ni^{+2}, Fe^{+3}]O_4$       |                                                |

7.2 - Importância do Estudo de Cromitas -

Do ponto de vista econômico, a cromita tem sua relevância baseada no fato de ser o único mineral-minério de cromo, elemento químico essencial de alguns compostos químicos e metalúrgicos (p. ex: ligas de aço, certas misturas metálicas, tintas, chapas elétricas, além de fazer parte na manufatura de produtos de curtumes). A cromita também é utilizada na confecção de tijolos refratários (para alto-fornos) e como areia de fundição, devido ao seu alto ponto de fusão e baixo ponto de expansão termal. A classificação das cromitas está fundamentada quanto ao seu uso, composição e grau de coesão, estando sumariada no Quadro 7.2.

Quadro 7.2 - Classificações para as cromitas (elaborada a partir de Stowe 1987a).

| Classificação Química das Cromitas:                                                                                              |                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                      |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Cromita de alto Cr</b><br>$Cr_2O_3 \leftrightarrow 46-55\%$ e $Cr/Fe \leftrightarrow 2,1$ .                                   | <b>Cromita de alto Fe</b><br>$Cr_2O_3 \leftrightarrow 40-46\%$ , $Cr/Fe \leftrightarrow 1,5-2,0$ .                                                                                         | <b>Cromita de alto Al</b><br>$Cr_2O_3 \leftrightarrow 33-38\%$ ; $Al_2O_3 \leftrightarrow 22-34\%$ ; $Cr/Fe \leftrightarrow 2,0-2,5$ .                               |
| Classificação quanto ao uso das cromitas:                                                                                        |                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                      |
| <b>Cromita metalúrgica</b><br>$Cr_2O_3 \leftrightarrow 40-55\%$ ; $Cr/Fe \leftrightarrow 2,2-4,0$ .<br>* Produção de ferroligas. | <b>Cromita química</b><br>( $Cr_2O_3 > 42\%$ ).<br>* A razão $Cr/Fe$ é menos importante e o minério com alto conteúdo de ferro são marcantes.<br>* Indústria têxtil, de tintas e curtumes. | <b>Cromita refratária</b><br>( $Al_2O_3 > 20\%$ ); ( $SiO_2 < 10\%$ ); ( $Cr_2O_3 + Al_2O_3 > 60\%$ ).<br>* Areia de fundição, tijolos refratários para alto fornos. |
| Classificação quanto ao grau de coesão:                                                                                          |                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                      |
| <b>Friáveis (desagregáveis)</b>                                                                                                  |                                                                                                                                                                                            | <b>Lump (compactas)</b>                                                                                                                                              |

Pesquisas recentes vêm enfatizando que a composição de espinélios, em especial cromita, é relevante para o entendimento de ambiência petrogenética (seja ela crosta continental, oceânica ou manto) e das condições tectonotermiais das rochas encaixantes. A

cromita possui maior diversidade composicional e tem o comportamento físico-químico mais estável que os silicatos dos complexos máficos-ultramáficos, favorecendo as interpretações geológicas advindas do seu estudo (Thayer 1964, 1970, Irvine 1965, 1967, Dickey 1975, Evans e Frost 1975, Sack 1982, Duke 1983, Engi 1983, Dick e Bullen 1984, Sack e Ghiorso 1991).

Os exemplos a seguir esboçam de maneira sucinta algumas aplicabilidades do uso da cromita em diversos tipos de estudos. El Goresy (1976 *apud* Sack e Ghiorso 1991) observando o complexo padrão de zonação de elementos químicos em cromo-espinélios pode monitorar mudanças químicas no magma e na fase sólida durante a cristalização de líquidos basálticos. Hoffman e Walker 1978 definiram a evolução da fase fluída no metamorfismo regional de serpentinitos. Ozawa 1989 estudando peridotitos tectonizados, estabeleceu o padrão do elipsóide de deformação associando-o a variação composicional das cromitas. Zhou *et al.* 1996 investigando a relação fluido-rocha associado à variação composicional de cromitas no sul do Tibet, advogaram que provavelmente cromititos podiformes foram formados por cristalização de fluidos máficos de composição boninitica.

### **7.3 - Caracterização dos Depósitos Cromitíferos Primários**

Enfatizando as características texturais e geoquímicas das cromitas, a forma dos corpos de minério, ambiência tectônica e a natureza do complexo encaixante, Thayer (1960 *apud* Duke 1983) dividiu os depósitos cromitíferos primários em estratiformes (encaixados em complexos acamadados ou bandados) e tipo-alpino<sup>1</sup> ou podiforme (encaixados, na maioria das vezes na forma de *pod* em ofiolitos) os quais serão posteriormente discutidos.

Thayer (1971 *apud* Duke 1983) propôs os termos autigênico, para os complexos acamadados intracratônicos e alogênico para os tipo-alpinos, referenciando o sítio de cristalização e a tectônica de colocação desses corpos. Uma terceira terminologia, complexos poligênicos, foi utilizada para individualizar os complexos com características dos dois primeiros. Os complexos poligênicos são considerados problemáticos devido a processos orogenéticos que mascaram e dificultam a sua correta caracterização. Jackson e Thayer (1972 *apud* Duke 1983) individualizaram mineralizações de cromita em complexos vulcano-

---

<sup>1</sup> A pesar do termo peridotitos tipo-alpino ser mais usado em encaixantes de cromitas, Stowe 1994 prefere o termo peridotitos de seqüências ofiolíticas por indicar o sítio de cristalização (crosta oceânica) e subentender os processos tectônicos atuantes (cavalgamento e obducção). A diferença entre ambos é que os tipo-alpino podem ter se originado de diápiros mantélicos, ou de complexos concêntricos subvulcânicos, em cinturões orogenéticos.

plutônicos, concêntricos ou zonados, de ambiente de arco continental, portando auréolas metamórficas.

### 7.3.1 - Depósitos Estratiformes

São acumulados de cromitas que ocorrem em grandes corpos máficos a ultramáficos, diferenciados, acamadados e autigênicos. As intrusões são tipicamente de idade pré-cambriana (principalmente entre 2.9 e 2.0 Ga), alojadas em zonas de extensão crustal de terrenos intracratônicos, posteriores a eventos tectônicos e concomitantes a deposição de molassas (Stowe 1987b). Seqüências de *riffs* de margens continentais passivas, de idade holocênica (p. ex: Skaegaard, na Groelândia), são raras e complementam o quadro dos depósitos estratiformes. Esses jazimentos são responsáveis por 98% das reservas mundiais de cromo (Duke 1983).

Os complexos bandados são controlados por estruturas pretéritas onde o mecanismo de intrusão do magma requer que a pressão do fluido seja maior que o *stress* regional principal. A estabilidade desses corpos, durante o alojamento e a cristalização, favoreceu a preservação de estruturas originadas após a diferenciação. A estratificação nesses corpos é produto da diferença de densidade entre as fases sólidas, temperatura e composição magmática. Posteriormente, processos deformacionais dúcteis e rúpteis podem ocorrer, dificultando a caracterização de alguns jazimentos.

A classificação dos depósitos estratiformes é dividida em dois grupos em função da morfologia (Duke 1983). O primeiro grupo é representado por corpos tabulares posicionados como soleiras nos quais o acamamento ígneo é geralmente concordante ao assoalho da câmara magmática (p. ex: Stillwater, Kemi, Bird River). O segundo grupo consiste de intrusões “afuniladas” nas quais o acamamento ígneo mergulha em baixo ângulo em direção ao centro da intrusão, dando um perfil sinclinal e indicando uma zona de depressão central (p. ex: Muskox, Great Dyke, Busheveld).

As rochas encaixantes da mineralização podem ser harzbugitos, ricos em olivinas (p. ex: Stillwater e Grande Dique), ou ricos em níveis de ortopiroxênio e plagioclásio (p. ex: Busheveld), ou ainda, complexos anortosíticos-anfibolíticos encaixados em metamorfitos de alto grau (p. ex: oeste da Groelândia), todos apresentando texturas cumulativas típicas. O minério nesse contexto está em camadas finas (centimétricas a métricas), lateralmente extensas (hectométricas a hectokilométricas), com repetição dos níveis cromitíferos, notável

regularidade vertical, posição estratigráfica reconhecida e contatos gradacionais a bruscos com as encaixantes (Stowe 1987a).

A mineralização é de grande volume e pode compreender uma ou mais camadas de cromita espaçadas, separadas por rochas ultramáficas que contenham, ou não, cromita disseminada. A temperatura de cristalização dos complexos estratiformes é considerada baixa, comparada aos depósitos ofiolíticos, e as camadas de cromita associadas tem a sua formação relacionada a segregação gravitacional e/ou difusão dos cristais em um líquido magmático (Stowe 1987a).

Os cromititos são compostos de 50% a mais de 95% de finos grãos de cromita (~0.2mm), representando a fase *cumulus*. Olivina, piroxênios e plagioclásio são os silicatos intersticiais e podem sofrer alterações devido ao metamorfismo ou hidrotermalismo. Clorita, flogopita e albita são constituintes em menores proporções. A cromita tende a ser euédrica a subédrica, zonada com bordas mais ricas em Fe que o núcleo (Biondi 1986) e localmente pode mostrar evidência de interferência mútua durante a cristalização (Duke 1983).

A gênese do magma primário nesses complexos é atribuída a mais de um tipo e fluxo de magma. A porção basal do complexo seria sub-saturada derivada de um magma magnesiano e a porção superior, saturada, originar-se-ia de um magma tholeiítico (Biondi 1986). Os elementos maiores mostram características komatiíticas nos magmas magnesianos. Os magmas tholeiíticos portam aspectos semelhantes aos basaltos oceânicos aluminosos ou aos tholeiíticos continentais. O padrão dos EGP(s) e dados isotópicos (Sr e Rb/Sr) indicam importantes diferenças internas nos complexos e entre os complexos e os basaltos oceânicos e continentais. O magmatismo em complexos bandados é distinto, não comparável entre si e de difícil caracterização tectônica.

Cameron (1980) estudando o Complexo de Busheveld atestou que alguns aspectos, além da pressão e temperatura, influenciariam na gênese dos cromititos, tais aspectos são: a) a mudança na composição do magma devido à assimilação das encaixantes; b) difusão de gases para dentro ou para fora do sistema (principalmente,  $fO_2$ ) e c) injeções adicionais de um magma primário ou de um outro magma de composição diferente do original, na câmara de diferenciação. Este último aspecto é uma condição estritamente necessária para geração de cromititos, segundo Stowe (1994). Entretanto, é observado que tais aspectos, individuais ou agrupados, não explicam plenamente as mineralizações, além de serem pouco prováveis em escala regional.

Como exemplo dos principais depósitos cromitíferos estratiformes pode-se citar: Bushveld (África do Sul; Hatton e Von Gruenewaldt 1987; Eales 1987); Grande Dique (Zimbabwe; Prendergast 1987); Kemi (Finlândia; Alapieti *et al.* 1989); Shurugwi (Zimbabwe; Stowe, 1987c); Skaergaard (Groelândia; McBirney e Noyes, 1979); Stillwater (EUA; Stowe 1987d) e Vale do Jacurici (Brasil, Mello *et al.* 1986).

### 7.3.2- Depósitos Tipo-Alpino ou Podiformes

São jazimentos formados por pequenos corpos ricos em cromita, dispostos na forma de bolsões alongados ou *pipes* os quais seccionam rochas de seqüências ofiolíticas, normalmente oriundas de resíduos de vários graus de fusão parcial do manto superior (Boudier e Nicolas 1986, Paktunc 1990). Os litotipos são tipicamente de idade mesozóica, mas podem ocorrer no Paleozóico e mais raramente no Pré-Cambriano.

Os ofiolitos são formados em zonas extensionais da litosfera oceânica, ao longo de cadeias mesoceânicas e bacias de *back-arc* (Coleman 1977), posteriormente foram dobrados e rompidos, durante a convergência de placa e obducção, no interior dos cinturões orogenéticos. Dentro desse contexto, Thayer (1969) afirmou que a distribuição espacial variável das rochas encaixantes, associada a diferença composicional dos corpos de minério suportaria a hipótese de “mistura tectônica”. Atualmente os ofiolitos servem para indicar extensas zonas de suturas (*thrusts*) de prévias placas convergentes (Zhou e Bai 1992, Zhou *et al.* 1996).

Entretanto, em oposição a idéia anterior, algumas intrusões ofiolíticas (Complexo Sarovsk, antiga URSS) alojaram-se em regiões mais estáveis da crosta (margens continentais), como lopólitos estratiformes que foram posteriormente deformados e que guardaram feições cumulativas (Smirnov 1977 *apud* Stowe 1987a).

Jackson e Thayer (1972 *apud* Duke 1983) subdividiram os complexos tipo-alpino, em harzbugitos e lherzolitos, em função de fatores químicos-mineralógicos. Segundo esta classificação as cromitas concentraram-se na subfácies harzbugítica, onde o clinopiroxênio estaria ausente e os litotipos seriam mais empobrecidos em constituintes formadores de basaltos. Nas porções lherzolíticas Cr e Al estariam presentes em diopsídio e granada, possivelmente indicando condições de formação a altas pressões.

A maioria dos depósitos em ofiolitos ocorrem em enxames de rochas ultramáficas intensamente serpentinizadas e deformadas, abrangendo áreas entre 1 e 1000 km<sup>2</sup>. Os jazimentos são constituídos por vários corpos de minério de dimensão métrica a hectométrica, espessura centimétrica a métrica, tonelagem variando de 10.000 a 100.000t (podendo atingir a

casa dos milhões) e teor de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  da ordem de 30%. Este contexto é responsável por cerca de 55% da produção mundial de cromo (Duke 1983).

Os depósitos cromíferos podiformes são agrupamentos de corpos de minérios de formas variadas, predominantemente irregulares, volumetricamente pequenos e representam, em grande escala, relíquias de rochas que foram rompidas e erodidas de seqüências ofiolíticas. Os corpos são comumente, mas nem sempre, concordantes à foliação, ou ao acamamento da rocha encaixante. Cassard *et al.* (1981) estudando jazimentos na Nova Caledônia, classificaram-nos morfo-estruturalmente em discordantes, subconcordantes e concordantes (com formas tabulares, de sacos, *pods*, ou charutos), em função do *fabric* envolvente dos peridotitos encaixantes. A paralelização dos corpos de minério as estruturas locais marcam o incremento da deformação.

O minério podiforme mostra duas tramas deformacionais refletindo um ambiente de instabilidade tectônica. A primeira trama foi originada a partir da deformação inicial no estágio viscoso a elevadas temperaturas. A segunda formou-se logo em seguida, em estágio já semi-consolidado, sendo atualmente observada em camadas de cromita as quais foram obductadas, cisalhadas e deslocadas como *boudins*, a temperaturas mais amenas, dentro de rochas silicáticas de maior ductilidade dos ofiolitos (p. ex: Complexo Shurugui, Stowe 1987c).

Na seqüência ofiolítica os cromititos ocorrem próximos a zona de tectonitos mantélicos, envolvidos por envelope dunítico de pouca espessura (*pods*), estando em contato tectônico ou gradual com as rochas encaixantes. Dickey (1975) indicou tendência de enriquecimento em cromita na direção do topo dos tectonitos. Por outro lado, a mineralização também pode situar-se na parte inferior dos cumulos ultramáficos ou próxima a zona transicional<sup>2</sup> que, por sua vez, são camadas e lentes, deslocadas e dobradas, com vestígio de textura cumulativa.

Os tectonitos mantélicos são principalmente harzburgitos foliados com bolsões de dunitos intensamente deformados. Representam resíduos do manto empobrecido que fora submetido a fusão parcial e sofreu a extração de frações de fluidos basálticos (Duke 1983; Stowe 1994; Zhou *et al.* 1996). Os cumulos ultramáficos são compostos de dunitos, wehrlitos e clinopiroxenitos que foram cristalizados a partir de fracionamento de um magma e se aglutinaram no fundo de uma câmara pouco profunda (Duke 1983; Haggerty 1991; Zhou e Bai 1992; Stowe 1994).

---

<sup>2</sup> Paktunck (1990) inclui os tectonitos da zona de transição como parte dos tectonitos mantélicos, classificando a mineralização associada como do tipo podiforme.

A coexistência em equilíbrio de piroxênios, em ambos os casos acima, indica a temperatura de cristalização magmática da ordem de  $1050 \pm 20$  °C (Stowe 1987a) enquanto, a presença de inclusões fluidas em cromitas sugere a participação de fluidos a elevadas temperaturas na precipitação do minério podiforme.

O aspecto textural do minério nos depósitos de cromita podiforme é diversificado, devido a granulometria e concentração. Cassard *et al.* (1981) ratificaram que a textura primária refletiria o grau de deformação do depósito e que nos corpos discordantes o minério é maciço, orbicular ou anti-nodular com veios *pull-apart*. A cromita disseminada nos cumulos ultramáficos é muito similar na forma e no tamanho dos grãos daquelas observadas em intrusões estratiformes. Em contrapartida, o minério nos tectonitos das seqüências ofiolíticas ocorrem freqüentemente como grandes cristais, xenomórficos.

Independente da litologia encaixante, porém comum nas seqüências cumulativas de ofiolitos, podem ser observadas texturas em rede, de silicatos oclusos, cumulativas, acamamento rítmico e gradacional (Thayer 1969). O minério maciço tende a ocorrer como grãos grossos (1 a 10 mm), irregulares, anédricos, cataclasados e com bordas corroídas, sendo o conjunto desses aspectos característicos dos grandes corpos de minério. Normalmente há gradação entre cromitas granulares milimétricas e cristais ou agregados, fraturados ou maciços, de dimensões centimétricas.

Thayer (1970) considera que as texturas de fluxos são características de complexos ofiolíticos. Todavia, as texturas orbicular e, principalmente, nodular é que marcam o minério em depósitos podiformes. Stowe (1987a) advoga que ambas as texturas são resultados da dissolução parcial do minério e da deformação a elevadas temperaturas.

A textura nodular pode ser formada pelo “empacotamento” de pequenos grãos de cromita Thayer (1969), ou consiste de intercrescimento de cromita esquelética e silicato secundário no centro dos grãos Greenbaum (1977), em uma matriz dunítica. Esta textura é vista, em alguns casos, como sendo uma feição magmática primária (Greenbaum 1977). Nicolas (1989) ainda fez referência as texturas maciça com *pull-apart* e disseminada bandada como pertencente aos depósitos cromitíferos de seqüências ofiolíticas.

As interpretações genéticas para concentração dos grande corpos de minérios podiformes são motivos de debates, devido ao cromo ser um elemento menor em magmas basálticos. Zhou e Bai (1992) tentaram explicar essa concentração e propuseram que um líquido inicial após ser fundido, torna-se imiscível e gera fluidos ricos em Cr e magma basáltico. Depois da extração do magma basáltico que subsequente formou as seqüências



cumulativas dos ofiolitos, os fluidos ricos em Cr solidificaram-se *in situ* como cromititos. Stowe (1994) enfatizou em seu trabalho que alguns corpos de minério encontrados em tectonitos mantélicos se formaram como resíduo de fusão parcial e que outros corpos foram gerados por acumulação de cristais em condutos magmáticos, ou ainda por cristalização fracionada em câmaras magmáticas “transitórias” no manto.

Como exemplos dos principais depósitos cromitíferos encaixados em seqüências ofiolíticas podem ser citados: Luobusa (China; Zhou *et al.* 1996); Poum (Nova Caledônia; Leblanc 1995); Kenticha Hill (Etiópia; Bonavia *et al.* 1993); Apalaches (Canadá; Laurent e Kacira 1987); Troodos (Chipre; Malpas e Robinson 1987), Oman (Arábia Saudita; Augé 1987) e Campo Formoso (Brasil; Deus *et al.* 1991).

#### 7.4 - Geoquímica das Cromitas

Trabalhos pioneiros como os de Irvine (1965, 1967), entre outros, já sugeriam que a composição química das cromitas poderia associá-las ao tipo de depósito, bem como ao seu respectivo ambiente tectônico. Entretanto, a composição de cada corpo de minério ou da rocha encaixante em um determinado depósito e os processos físico-químicos que atuaram posteriores a cristalização do magma, possibilitam profundas distinções nos padrões geoquímicos, diferenciando-as significativamente entre si e das suas características primárias. Como exemplo pode-se citar que o reequilíbrio em fase *subsólido* durante o metamorfismo regional ou alteração hidrotermal pode causar enriquecimento em  $\text{Fe}^{+3}$  (Evans e Frost, 1975).

Apesar do pressuposto acima Duke (1983) levou em consideração que os dados de cromitas analisadas em seu trabalho seriam oriundas de sistemas primários. Dessa forma, foi identificado que em depósitos de seqüências ofiolíticas os teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  variam entre 15 e 65% e a proporção de  $\text{Fe}^{+3}$  é baixa, sendo essa diferença composicional reflexo da substituição mútua de Cr por Al. A relação inversa dos elementos aponta para independência do alinhamento geoquímico de fracionamento, descartando a hipótese de geração de cromitas por cristalização fracionada (Stowe 1994). Em contrapartida, nos minérios estratiformes, os teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  variam, de forma mais uniforme, entre 38 e 50% (Thayer 1960 *apud* Biondi 1986). O conteúdo de  $\text{Fe}^{+3}$  é elevado e os cátions  $\text{Fe}^{+3}$  e Al tendem a aumentar com a diminuição do Cr.

As razões Mg/Fe e Cr/Fe são relativamente baixas, nas cromitas dos complexos bandados. Elas variam respectivamente de 1,0 a 3,9 e 1,5 a 2,5 (mas, pode atingir 3,5 em

camadas mineralizadas do Grande Dique). A razão Cr/Fe aumenta em direção ao meio da seqüência e diminui em direção ao topo devido ao empobrecimento em Cr e enriquecimento em  $\text{Fe}_{(\text{total})}$  no resíduo da fusão durante a cristalização. Variação lateral na proporção de  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Fe}^{+3}$  ocorre ao longo de diversas camadas mineralizadas.

Nos depósitos podiformes a razão Mg/Fe é variada (1 a 7,3), enquanto a razão Cr/Fe se estabelece no intervalo de 2,4 a 4,2. A variação composicional nos depósitos podiformes ocorre em função da diminuição da razão Cr/Fe, em direção ao topo de uma lente de cromita (Neary e Brown 1979 *apud* Duke 1983). Brown (1980 *apud* Duke 1983) tem mostrado que as razões Cr/Fe e Cr/(Cr+Al) (designada a partir de agora de razão Cr\*) aumentam significativamente em função da profundidade do corpo de cromita abaixo da descontinuidade de Mohorovicic.

A razão Cr\* é uniforme nos depósitos tipo-Busheveld (0,6 a 0,8) sendo dependente do empobrecimento de Cr no fundido (Stowe 1994). Já nos depósitos de seqüências ofiolíticas há um fator caracterizante que é a ampla dispersão da razão Cr\* (0,3 a 0,9)(Dick e Bullen 1984). Além do exposto, a razão Cr\* permite distinguir, dentro de um mesmo depósito, cromitas dos tectonitos mantélicos (razões mais elevadas) daquelas da zona de transição dunitica e da zona cumulativa (Augé 1987). A ampla variação da razão Cr\* é atribuída a variação na composição da rocha encaixante e grau de fusão e possivelmente também, a pressão e  $f\text{O}_2$  a diferentes profundidade de cristalização.

A razão (Mg/Mg+Al) (designada a partir de agora de razão Mg\*) das cromitas em depósitos podiformes não varia amplamente (ao contrário do que ocorre nos depósitos estratiformes) mas, mostra uma ligeira correlação negativa com a razão Cr\*. Nos complexos acamadados, o padrão da razão Mg\* das cromitas é utilizado como indicador do grau de cristalização fracionada do magma.

Uma distinção composicional a mais entre as cromitas dos depósitos estratiformes e podiformes é baseada no conteúdo de  $\text{TiO}_2$  que é geralmente maior que 0,3% nos depósitos estratiformes. Isto ocorre porque o titânio é fortemente fracionado no líquido durante a fusão parcial do manto superior (Dickey 1975, Jan e Windley 1990, Zhou e Bai 1992). Stowe (1994) reafirma que a proporção de titânio é alta nos depósitos tipo-Busheveld (0,01 a 0,03 unidades catiônicas) porém, baixa ( $< 0,06$  unidades catiônicas) na maioria dos depósitos de seqüências ofiolíticas (Quadro 7.3). As camadas superiores dos complexos acamadados mostram-se enriquecidas em Ti e V, atestando um bom grau de diferenciação magmática (Hulbert e Von Gruenewaldt 1985).

O último fator de diferenciação química aqui apresentado, vem tomando importância nos últimos anos e consiste na análise da distribuição de elementos do grupo da Platina dentro das cromitas. Biondi (1986) afirma que ao contrário das cromitas de complexos estratiformes, as cromitas de seqüências ofiolíticas são ricas em Ir, Ru e Os e desprovidas de Pt e Pd.

### 7.5 - Parâmetros Geoquímicos, Caracterização Tectônica e Cronológica de Mineralizações Cromitífera

Stowe (1994) comparou a composição das cromitas de cromititos maciços, com teores de SiO<sub>2</sub> menores que 2,00%, de depósitos de cinco ambientes geotectônicos diferentes, classificando-as em função do seu padrão geoquímico e das características petrológicas, estruturais, estratigráficas, tectônicas e geocronológicas das encaixantes. Os cinco ambientes tectônicos são caracterizados em função da mineralização estando apresentados resumidamente no quadro 7.3.

**Quadro 7.3 -** Parâmetros geoquímico de cromitas associados aos seus respectivos ambientes tectônicos (Stowe 1994).

| Nome do depósito                                                                                                               | Associação mineral | Mg*       | Cr*       | Cr/Fe   | Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+2</sup> | Ti <sup>+4</sup> |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|-----------|-----------|---------|------------------------------------|------------------|
| <b>Complexos acamadados intracontinentais (tipo-Busheveld): peridotitos diferenciados.</b>                                     |                    |           |           |         |                                    |                  |
| Busheveld                                                                                                                      | ol, px e pl        | 0,24-0,58 | 0,60-0,75 | 1,0-3,0 | 0,16-1,12                          | 0,13-1,06        |
| Grande Dique                                                                                                                   | ol                 | 0,36-0,67 | 0,70-0,80 | 2,1-3,9 | 0,14-0,26                          | 0,02-0,13        |
| Stillwater                                                                                                                     | ol e px            | 0,39-0,57 | 0,60-0,66 | 1,0-2,1 | 0,14-0,70                          | 0,02-0,28        |
| Características: Mg* baixa a moderada; Cr* elevada e mais ou menos uniforme; Conteúdo de Ti, V e Fe <sup>+3</sup> variáveis.   |                    |           |           |         |                                    |                  |
| <b>Segregados ofiolíticos: camadas acumulativas da crosta oceânica inferior.</b>                                               |                    |           |           |         |                                    |                  |
| Orhaneli                                                                                                                       | ol e sr            | 0,45-0,65 | 0,58-0,85 | 2,5-4,2 | 0,08-0,56                          | 0,01-0,04        |
| Cyprus                                                                                                                         | ol e sr            | 0,47-0,74 | 0,52-0,84 | 1,9-3,8 | 0,02-0,48                          | 0,02-0,04        |
| Warizistan                                                                                                                     | ol e px            | 0,36-0,48 | 0,59-0,81 | 1,6-3,8 | 0,14-0,29                          | 0,01-0,06        |
| Características: Mg* alto com moderada variação; Cr* moderada a alta; baixo conteúdo de Ti.                                    |                    |           |           |         |                                    |                  |
| <b>Ofolitos podiformes: tectonitos mantélicos.</b>                                                                             |                    |           |           |         |                                    |                  |
| Semail, Oman                                                                                                                   | ol                 | 0,47-0,71 | 0,11-0,80 | 0,8-3,9 | 0,00-0,24                          | 0,01-0,04        |
| Thetford                                                                                                                       | ol                 | 0,43-0,64 | 0,44-0,77 | 1,3-3,0 | 0,08-0,36                          | 0,01-0,05        |
| Nova Caledônia                                                                                                                 | ol e cpx           | 0,36-0,72 | 0,21-0,84 | 1,4-4,6 | 0,00-0,46                          | 0,01-0,03        |
| Zhob, Paquistão                                                                                                                | ol e sr            | 0,58-0,72 | 0,60-0,80 | 1,8-3,9 | 0,26-0,34                          | 0,02-0,04        |
| Características: Mg* alta com moderada variação; Cr* com variação muito alta; baixo conteúdo de Ti.                            |                    |           |           |         |                                    |                  |
| <b>Complexos acamadados arqueanos em terrenos de altograu: anortositos.</b>                                                    |                    |           |           |         |                                    |                  |
| Akilia, Groelândia                                                                                                             | anf e pl           | 0,27-0,51 | 0,59-0,76 | 0,8-1,6 | 0,42-0,70                          | 0,03-0,10        |
| Lemofoefontein                                                                                                                 | anf e pl           | 0,30-0,65 | 0,30-0,54 | 1,2-2,2 | 0,42-0,54                          | 0,03-0,06        |
| Características: Mg*baixa a moderada; Cr* baixa; a alto conteúdo de Fe <sup>+3</sup> e baixo conteúdo de Ti.                   |                    |           |           |         |                                    |                  |
| <b>Complexos máficos-ultramáficos arqueanos em greenstone belt: peridotitos serpentinizados.</b>                               |                    |           |           |         |                                    |                  |
| Selukwe                                                                                                                        | ol, px e sr        | 0,68-0,78 | 0,72-0,77 | 2,7-4,8 | 0,0-0,25                           | 0,01-0,06        |
| Bird River                                                                                                                     | ol, px e sr        | 0,13-0,43 | 0,57-0,64 | 1,0-1,5 | 0,04-0,12                          | 0,06-0,22        |
| Características: Mg* moderada a alta; Cr* muito baixa; moderado a alto conteúdo de Fe <sup>+3</sup> e variável conteúdo de Ti. |                    |           |           |         |                                    |                  |

Stowe (1994) definiu quatro períodos metalogenéticos principais na formação de depósitos de cromita. Nestes depósitos foram identificadas variações composicionais e temporais que afetaram a litosfera e o manto. Um dos exemplos clássicos que atuaram na história evolutiva da Terra é a redução das razões Cr/Fe e Cr/(Cr+Al) na direção dos complexos acamadados mais jovens, sugerindo cristalização a partir de magmas empobrecidos em cromo representativos do efeito da redução do calor radiogênico no tempo.

Analisando as características das mineralizações cromitíferas no decorrer do tempo geológico, Stowe (1994) identificou que em parte do Arqueano (> 2900 M.a.) as cromitas encontram-se encaixadas em duas associações distintas.

A primeira delas é representada por depósitos de cromitas encaixados em soleiras máficas a ultramáficas, deformadas e serpentinizadas, alojadas em seqüências vulcânicas simáticas arqueanas (*greenstone belts*), relacionadas a ambientes colisionais e sugestivas de uma crosta oceânica, caracterizada por alto gradiente geotérmico e composição mais ultramáfica que a atual.

A mineralização parece-se com aquelas de ofiolitos, quando comparada em função dos processos tectônicos (obducção), forma das encaixantes, teores de Mg e Mn (elevados), razão Cr/Fe (elevada) e conteúdo de Ti (baixo). Porém, são minérios reconhecidamente acumulativos, com razões Cr\* elevadas, mas aproximadamente constantes, e razões Mg\* amplas, marcando o fracionamento. O comportamento das razões Cr\* e Mg\* refletem diferenças na composição e temperaturas de cristalização dos magmas. A dispersão da razão  $Fe^{+2}/Fe^{+3}$ , nesse contexto, está associada ao reequilíbrio metamórfico com os silicatos.

A segunda associação consiste de depósitos de cromitas ricas em Fe e Al, encaixados em complexos anortosíticos acamadados. Os depósitos são similares em alguns aspectos aos tipo-Busheveld, mas foram alojados em tonalitos, de margens continentais tipo-cordilheirana, que foram deformados e metamorfisados, em condições de alto grau e representam relíquias de crosta arqueana instável, porém espessa.

As cromitas possuem baixas razões Cr/Fe (<1,0) e Mg/(Mg+Fe), com essa última indicando a tendência de fracionamento. A razão Cr\* é relativamente baixa e constante (comparada as cromitas do tipo Busheveld), e a temperatura de cristalização e o gradiente geotérmico são também baixos, quando comparadas as cromitas de seqüências tipo-*greenstone belts*. Ti, V, Ni e Co tendem a serem baixos, enquanto Mn tende a ter o mesmo comportamento daquelas de depósitos tipo-Busheveld.

Na transição entre o Arqueano e Proterozóico (2.900 a 2.000 M.a.) houve a geração dos depósitos tipo-Busheveld (ou estratiformes). As cromita pertencentes a complexos estratiformes encontram-se encaixadas em peridotitos de suítes diferenciadas, cristalizados dentro de zonas extensionais de uma crosta continental estável. Alguns dos depósitos se formaram acima de regiões com alto gradiente geotérmico, em geral, provocado por intumescência mantélica. Sucessivas camadas de cromita mostram *trend* de fracionamento com as razões  $Mg^*$  e  $Cr/Fe$  diminuindo em um amplo intervalo. A razão  $Cr^*$  varia suavemente em alguns complexos, mas ambas as razões  $Cr^*$  e  $Cr/Fe$  podem ser elevadas se silicatos contendo Al estiverem presentes. O conteúdo de Ti, V e  $Fe^{+3}$  são elevados nas camadas superiores, nas camadas altamente fracionadas e em depósitos metamorfisados.

Na história geológica entre o Mesoproterozóico e o Neoproterozóico (período entre 2000 a 800 Ma) há uma aparente lacuna de mineralização cromitífera. Raros complexos ofiolíticos contêm depósitos de cromitas, estando-os encaixados em cinturões orogenéticos compressivos, similares aos do Fanerozóico. As cromitas têm razões  $Cr/Fe$  baixas (menores que 1,0), nos complexos acamadados. A raridade dos ofiolitos pode ser explicada por uma provável crosta oceânica mais espessa que dificultou a obducção de grande parte dessas seqüências.

No Neoproterozóico, a partir de 800 Ma, passam a predominar os depósitos cromitíferos, encaixados em seqüências ofiolíticas, formadas em crosta oceânica que foram posteriormente obductadas definindo zonas de suturas de placas convergentes. As cromitas se distribuem nos tectonitos mantélicos e subordinadamente nas porções acumulativas, diferenciando-se pelos seus aspectos texturais e geoquímicos sumariados no quadro 7.3. As variações composicionais e de espessuras ocorridas na litosfera oceânica aliadas ao aumento do processo de obducção sugerem que a tectônica de placa como é conhecida atualmente, iniciou-se durante esse período geológico (Stowe 1994).

## 8 - O DEPÓSITO CROMITÍFERO DE PEDRAS PRETAS

### 8.1 - INTRODUÇÃO

O depósito de cromitas de Pedras Pretas foi preliminarmente interpretado por Carvalho *et al.* (1982, 1986) como uma pequena intrusão intracratônica diferenciada caracterizada em função da textura fina do minério e da forma de exposição elíptica do conjunto básico-ultrabásico encaixante da mineralização. Nas observações dos referidos autores, o centro da intrusão concentraria litotipos ultrabásicos, mineralizados em cromo, com estrutura de acumulação preservada estando deformados e metamorfizados. Já na sua periferia, constariam rochas anfíbolíticas e anortositicas recristalizadas por processos responsáveis por uma forte gnaissificação a qual se encontra atualmente paralelizada ao acamamento ígneo. Intrusões tardias, deformadas, ou não, complementariam a litoestratigrafia do depósito.

Carvalho *et al.* (1982, 1986) ainda estabeleceram o arcabouço tectônico dos litotipos encaixantes da mineralização, fundamentados nos conceitos de vergência de dobras. Contudo, os referidos autores não chegaram a discutir alguns problemas observados na possível evolução tectonometamórfica, como por exemplo a variação de fácies metamórfica existente entre as rochas ultrabásicas e básicas da mina, além da diferença do padrão de deformação existente. Assim sendo, as interpretações metalogenéticas descritas na literatura propondo que a mineralização cromitífera estaria inserida em um pequeno complexo básico-ultrabásico, acamadado, diferenciado, intrusivo em terrenos granitos-gnaissicos de idade arqueana, podem não refletir a realidade da geologia do depósito estudado.

Buscando contribuir com novas informações acerca da geologia do depósito cromitífero procurar-se-á estabelecer a evolução geológica da suíte intrusiva em questão, fundamentando a hipótese petrogenética à luz dos dados bibliográficos, petrográficos, litoestratigráficos, estruturais e metamórficos, levantados em capítulos anteriores, conjuntamente a novos dados petroquímicos das cromitas de Pedras Pretas, descritas e discutidas a seguir.

### 8.2 - A MINERALIZAÇÃO CROMITÍFERA DE PEDRAS PRETAS

Os horizontes mineralizados das jazidas de Pedras Pretas situam-se essencialmente no interior de litotipos serpentiniticos sob a forma de lentes, *pods* ou bolsões, fragmentados na direção submeridiana e provavelmente consistindo do resultado de sistemas combinados de processos magmáticos e tectônicos (figura 8.1). As rochas serpentiniticas, conforme exposto

em capítulos anteriores, encontram-se alojadas lateralmente aos litotipos básicos, afetadas somente pela fase de deformação  $F_3$ , em condições retrometamórficas ( fácies xisto-verde).

A tectônica rúptil atuante em toda a suíte ultrabásica foi bastante pervasiva propiciando a formação de falhamentos e fraturas, por vezes, preenchidos por minerais oriundos de processos de alteração hidrotermal, possibilitando ainda o alojamento de intrusões tardias. A continuidade dos níveis mineralizados em subsuperfície não pode ser definida todavia, Carvalho *et al.* (1982, 1986) afirmem que a mineralização pode ser controlada por dobramentos de camadas, muito embora isto seja questionável. Corroborando as interpretações de dados magnetométricos relatados em Carvalho *et al.* (1982) foi identificado a presença de metalotopo (serpetinito com cromita ferífera) a norte da área da concessão da mina, em níveis pouco profundos, alinhado segundo o *trend* NNE-SSW.

### 8.3 - TIPOS E DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO MINÉRIO

Carvalho *et al.* (1982) relacionaram o minério em função dos aspectos texturais, grau de friabilidade e compactabilidade das amostras e características litogeoquímicas. Eles identificaram três associações designadas de cromita disseminada, cromitito friável e cromitito compacto. Em geral, esta classificação se utilizada dificultaria a caracterização petrogenética da região. Assim, será adotada aqui a classificação do minério levando em conta a participação percentual da cromita no volume dos níveis cromitíticos, modificado da proposição inicial de Hock e Fricrich (1985). Desta forma, o minério é dividido em cromititos maciços ou compactos e cromitas disseminadas.

Os cromititos maciços são aqueles cuja a percentagem de cromita ultrapassa 80% do seu volume. Este minério compreende uma massa negra bastante coesa, de espessura métrica a raramente decamétrica, por vezes, apresentando segmentação longitudinal do minério e interrupção por falhamentos e/ou intrusões.

Em lâmina, os cromititos compactos são rochas de granulação fina (0,3 a 0,4 mm), apresentam textura adcumulática, sub- a coalescente, onde raramente são vistos grãos que atingem 1,5 milímetros (Figuras 8.2 e 8.3). A cromita é geralmente homogênea, euédrica a subédrica e isométrica. As suas bordas são arredondadas e, por vezes, podem estar ligeiramente alteradas. Em luz transmitida (com nicóis paralelos), a cromita tem cor castanho avermelhado e uniforme. A principal feição intragranular reconhecida é a textura *pull-apart*, onde se observam fraturas preenchida preferencialmente por carbonatos, cloritas, e serpentinhas (Figuras 8.3 e 8.4).

A cromita consiste do principal mineral de *cumulus* e pode conter inclusões fluidas, ou de outras fases minerais silicatadas e raramente sulfetadas (Figura 8.2). Preenchendo os interstícios dos cumulatos são observados hornblenda pargasítica, tremolita, clorita, talco, flogopita. Esta mesma associação também pode ser vista como grandes cristais idiomórficos em zonas de fraqueza, atestando que os cromititos sofreram percolação de fluidos em condições de fácies xisto verde.

O minério disseminado congrega as associações mineralógicas que contenham menos de 80% de cromita. Em geral, o minério se encontra em litotipos de médio a baixo grau de coesão, onde predominam os minerais oriundos de processos hidrotermais. Em escala macroscópica, são observados níveis de *seams* de cromitas sob a forma de lamelas milimétricas a centimétricas de cromitas, alternadas ritmicamente com faixas e bandas de serpentinitos que podem conter, ou não, cromitas em menor proporção (Figura 8.5). Os níveis de *seams* representam gradações, de topo e base, para níveis serpentiniticos estéreis.

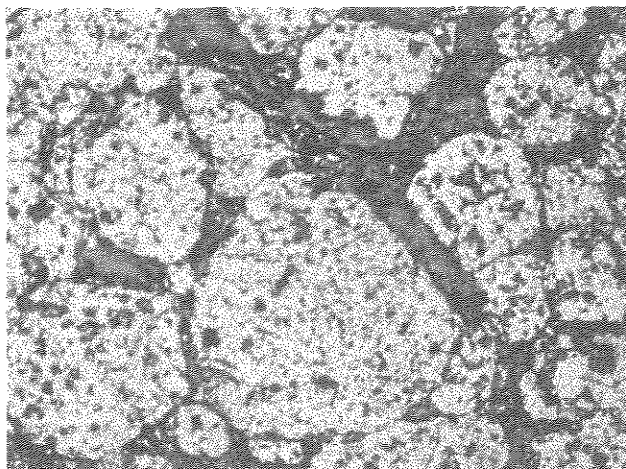
Nos níveis onde a cromita está disseminada, este mineral é fino (0,3 a 0,4 mm), negro, texturalmente homogêneo, anédrico a euédrico (em função do seu posicionamento como mineral cumulático no litotipo encaixante), inequidimensional, isométrico, de bordas arredondadas a suturadas. Apresentam-se distribuídos na encaixante ultrabásica, quando associado a uma matriz rica em serpentina e clorita (Figura 8.6) e mais raramente contendo prismas de anfibólios, fibras de talco, vênulas carbonáticas e relíquias de olivinas e piroxênios em menor proporção volumétrica. As texturas corpuscular e *intercumulus* são as dominantes. Feições cataclásticas, como a textura *pull-apart*, e vênulas de minerais calciossilicáticos, podem afetar este tipo de minério. Um outro tipo de trama observada são os acumulados de serpentina (pseudomorfa de olivina) com clorita e cromita *intercumulus*, ou ainda com a alternância das fases *cumulus*.

As observações de campo somadas as feições descritas para os tipos de minérios retratam a homogeneidade no tamanho, forma e arranjo dos grãos de cromitas permitindo sugerir que há predominância das características magmáticas do mineral-minério. A presença de remobilizados de cromitas cominuídas confirmam a atuação de uma fase de deformação a elevada temperatura (F<sub>3</sub>). A textura *pull-apart* observada nas cromitas e a freqüente presença de veios ricos de minerais de fases fluidas representam a atuação pervasiva da fase de deformação dúctil-rúptil (F<sub>4</sub>) na mineralização.

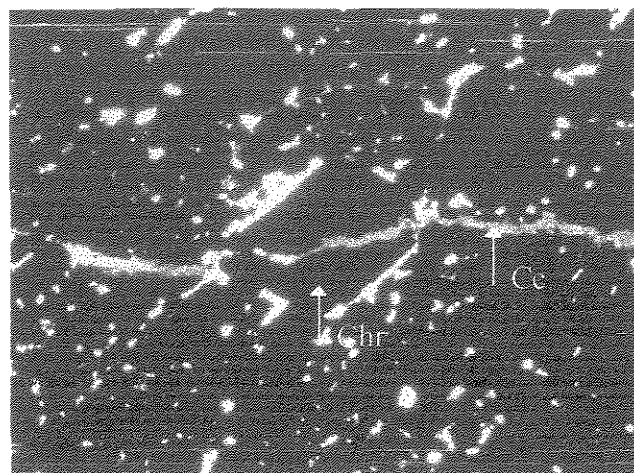




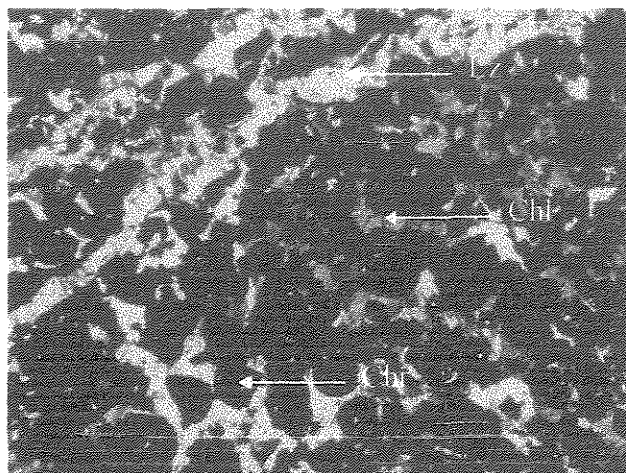
**Figura 8.1** - Vista geral da cava principal (setores A e B) onde se destaca o horizonte mineralizado em cromita sob a forma de bolsão no interior dos serpentinitos e alinhado segundo a direção NNE-SSW.



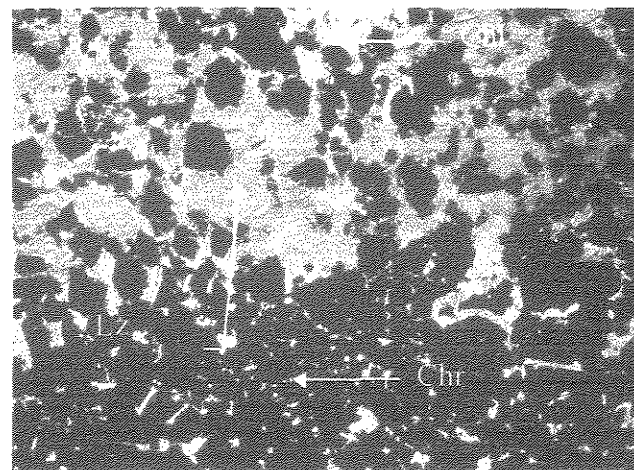
**Figura 8.2** - Inclusões de minerais silicatados no interior das cromitas maciças. Textura cumulática sub-coalescente. Luz refletida, aumento de 100 vezes.



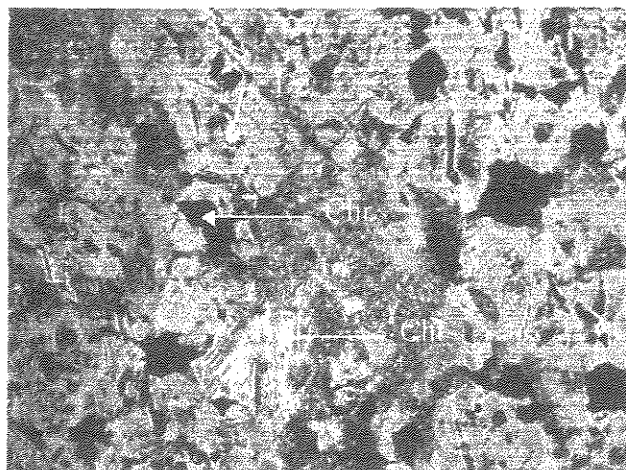
**Figura 8.3** - Fotomicrografia em destaque de grão de cromita euédrica, de borda retilinear, seccionada por vênulas ricas em carbonato e mostrando textura tipo *pull-apart*. Boras circundadas por clorita e serpentina. Nas porções marginais observa-se textura cumulática coalescente de granulação fina. Luz transmitida (nicóis cruzados) aumento de 25 vezes.



**Figura 8.4** - Fotomicrografia de níveis de cromititos maciços com textura cumulática sub-coalescente seccionados por veios ricos em serpentina atestando a participação de uma tectônica rúptil em condições de fácies xisto-verde na história evolutiva do depósito. Em bordas de cromitas observa-se mineral de cor marrom (clorita cromífera - kamrerita).



**Figura 8.5** - Fotomicrografia retratando o acamamento rítmico dos níveis ricos em serpentina e níveis ricos em cromita (luz transmitida, aumento de 25 vezes).



**Figura 8.6** - Cromitas de hábitos sub-édricos disseminadas no interior de serpentinitos.

#### 8.4 - PETROQUÍMICA DAS CROMITAS DE PEDRAS PRETAS

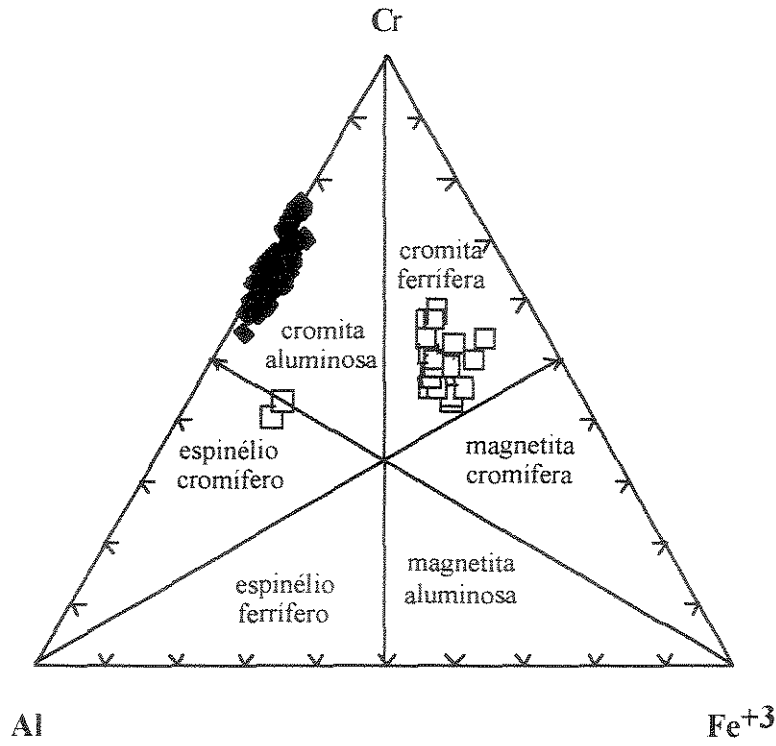
Diversos autores enfatizaram que as composições e os padrões de alinhamentos geoquímicos de cromitas podem representar as suas reais composições primárias, refletindo as condições de formação das rochas hospedeiras da mineralização (Irvine 1965, 1967, Duke 1983, Dick e Bullen 1984, Jan e Windley 1990, Khudeir *et al.* 1992, Dessai *et al.* 1992, Stowe 1994), ou ainda servirem para indicar as condições físico-químicas de processos tectonometamórficos atuantes (Ozawa 1983, Michailidis 1990, Suita e Strieder 1996, Candia e Gaspar 1997). A seguir, serão apresentados dados referentes as análises químicas das cromitas (ver também Anexo 3) e discutido o provável ambiente de cristalização do depósito. Ressalta-se que o termo cromita empregado aqui de forma genérica, inclui todos os espinélios com conteúdo de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  superior a 15%, independente do processo de cristalização.

##### 8.7.2 - Classificação das Cromitas de Pedras Pretas

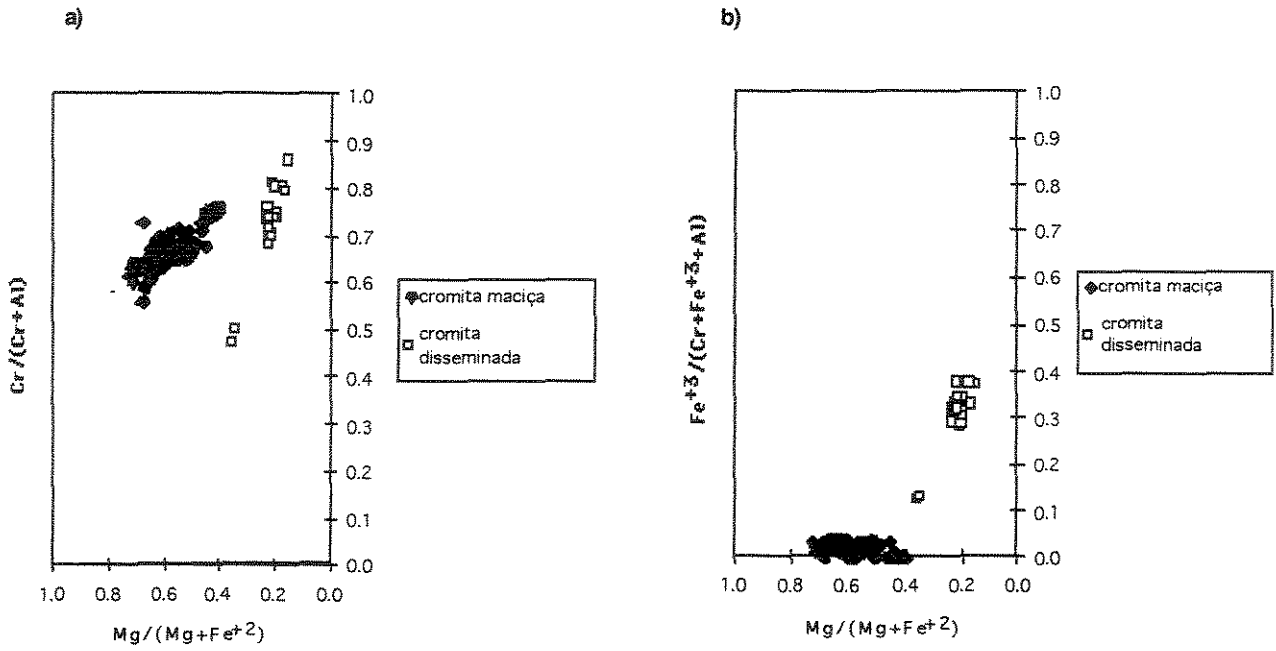
A classificação das cromitas de Pedras Pretas está intimamente associada aos dados petrográficos do minério. A investigação dos litotipos mineralizados possibilitou a individualização de dois grupos populacionais de cromitas, correlacionados aos níveis disseminados em serpentinitos e em cromititos maciços. A classificação acima além de considerar os aspectos petrográficos da mineralização é influenciada pelos estudos de Irvine (1967), Thayer (1970) e Leblanc (1987), os quais se fundamentam nas diferenças significativas entre as composições químicas das cromitas do minério maciço daquelas disseminadas em serpentinitos. A cromita de minério maciço seria representante da cristalização magmática (cromitas primárias), enquanto que a cromita disseminada estaria susceptível a desequilíbrios e reações no estado *subsólido*, com os minerais adjacentes (cromitas metamórficas).

A utilização do diagrama triangular dos cátions trivalentes  $\text{Cr-Al-Fe}^{+3}$  para a classificação das cromitas de Pedras Pretas (Figura 8.7), indica que a maioria dos minerais analisados é de grau metalúrgico, agrupados em subcampos distintos e correlacionáveis a classificação petrográfica apresentada. As cromitas primárias estão dispostas no campo das cromitas aluminosas, enquanto que as cromitas disseminadas ocupam o campo das cromitas ferríferas. Um terceiro grupo de menor importância (apenas duas amostras) situa-se no campo do espinélio cromífero. De acordo com o prisma de classificação dos espinélios (Figuras 8.7 e 8.8), as cromitas de Pedras Pretas compreendem uma solução sólida de cromo-espinélios,

onde os termos primários são mais aluminosos, enquanto que as cromitas disseminadas são mais ricas em  $\text{Fe}^{+3}$  e Al.



**Figura 8.7-** Projecção das cromitas de Pedras Pretas no diagrama ternário dos cátions trivalentes. Seção lateral do prisma de classificação dos espinélios (Irvine 1965, Haggerty 1991). Os campos de classificação discriminados são do trabalho de Stevens (1944). (◆- cromita maciça; □ - cromita disseminada).



**Figura 8.8 -** Projecção das cromitas de Pedras Pretas nas fácies retangulares do prisma de classificação dos espinélios (Irvine 1965, Haggerty 1991). Predomínio das cromitas de alto Cr (maciças) e alto Fe (disseminadas). a) seção basal; b) seção frontal. (◆- cromita maciça; □ - cromita disseminada).

### 8.7.3 - Aspectos Geoquímicos das Cromitas Disseminadas de Pedras Pretas

Pode-se dizer que as cromitas disseminadas de Pedras Pretas apresentam teores de Cr<sup>1</sup> relativamente baixos (6,47-9,08, média de 7,61) e teores de Fe<sup>+3</sup> significativamente elevados (1,99-5,78, média de 4,79), quando comparadas as cromitas primárias, dissociando-se claramente do alinhamento geoquímico deste último grupo (Figura 8.9). A razão Cr\* é elevada, com ampla dispersão de valores (0,47-0,86, média de 0,73), a razão Mg\* é baixa, com concentração num intervalo de dispersão reduzida (0,15-0,36, média de 0,22) e a razão Cr/Fe(total), também é baixa (0,60-1,02, média de 0,76), em função do enriquecimento em Fe<sub>(total)</sub> e redução do Cr. Ti, Ni, V e Zn possuem valores significativamente mais elevados que os das cromitas primárias. O Mn tem comportamento linear acompanhando o Fe<sup>+2</sup>, substituindo Mg.

Observando a distribuição dos elementos trivalentes nas cromitas disseminadas (Figura 8.9), percebe-se que estes possivelmente sofreram a ação parcial ou integral de processos de mobilidade química. Em geral, houve substituição de Cr por Fe<sup>+3</sup> representando aumento de fugacidade de oxigênio e localmente Cr por Fe<sup>+3</sup> e Al, refletindo quiçá uma interação com silicatos aluminosos (anfíbólios ?) em condições termoquímicas distintas do processo anterior (?). Fe<sup>+2</sup>, Mg e Mn mostram deslocamentos entre os *trends* das cromitas disseminadas daqueles das cromitas maciças (Figuras 8.10 e 8.11). Estes elementos podem sofrer redução de teores e serem quimicamente realinhados por processos metamórficos.

Os elementos menores nas cromitas disseminadas foram plotados contra a razão Mg\* (Figura 8.11) a fim de visualizar as suas feições geoquímicas. Eles são caracterizados pelo aumento significativo do conteúdo de Ti, Ni e V quando comparado aos termos primários. Este comportamento químico é similar ao do Fe<sup>+3</sup>, comportando-se fora do *trend* de diferenciação das cromitas maciças e sugerindo a mobilização após a cristalização magmática. O Zn, assim como o Al, tem ressaltos de anomalias positivas em uma provável zona de condições termoquímicas distintas. No geral seus valores são mais elevados que os das cromitas maciças. Os outros elementos menores têm comportamento geoquímico desprezível, em função dos valores analisados serem muito baixos.

De acordo com o que foi apresentado os dados químicos das cromitas de Pedras Pretas tornam latentes as diferenças entre os termos maciços daqueles disseminados em função da

---

<sup>1</sup> Os teores dos diversos elementos químicos são apresentados em unidades catiônicas enquanto que os teores de óxidos são dados em percentagem em peso.

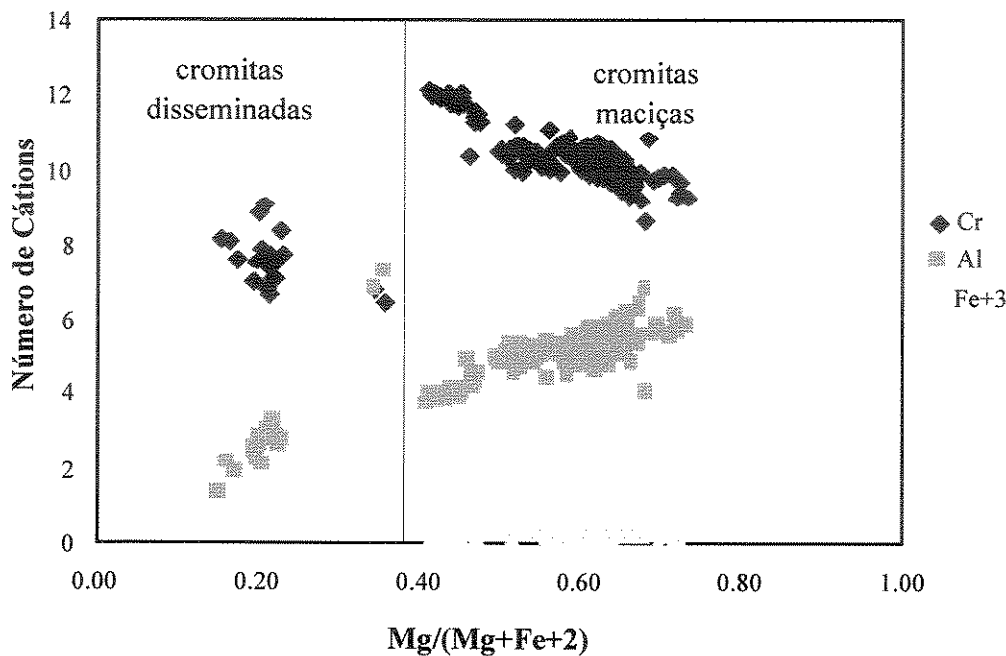
mobilidade química. A separação dos dois grupos populacionais, em função do enriquecimento em  $\text{Fe}^{+3}$  e da baixa razão  $\text{Mg}^*$  apresentados pelas cromitas disseminadas é um exemplo marcante de tal comportamento químico (Figura 8.9), apesar do incremento de  $\text{Fe}^{+3}$  ser explicado por processos de cristalização magmática a uma elevada fugacidade de Oxigênio-  $f\text{O}_2$  (Jan e Windley 1990, Bai e Zhou 1992). Para que tal assertiva ocorresse seria necessário que o comportamento das cromitas disseminadas obedecesse o *trend* geoquímico das cromitas maciças, em função deste minério pode ter se cristalizado por processo de diferenciação.

No caso de Pedras Pretas, as cromitas disseminadas não representam as porções mais diferenciadas do minério. A fundamentação para este postulado é verificada pelo empobrecimento da razão  $\text{Mg}^*$  em função a saída seletiva de Cr e Mg e o enriquecimento relativo da razão  $\text{Fe}^\#$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$ , Ti, V e, localmente, Al (Figuras 8.8, 8.9, 8.10 e 8.11). Todos estes comportamentos estão discutidos na literatura como efeito de metamorfismo(s) iso- e/ou aloquímico(s) (Irvine 1967, Evans e Frost 1975, Strieder e Nelson 1992, Stowe 1994).

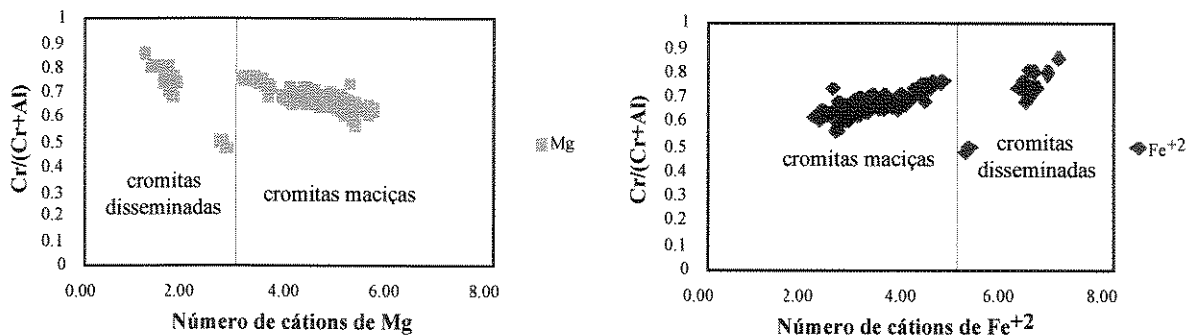
Para explicar a mobilidade de  $\text{Fe}^{+3}$ , Hulbert e Von Gruenevaldt (1985) afirmaram que este cátion substitui preferencialmente o Al nos espinélios durante a alteração metamórfica e serpentinização. Neste caso, o conteúdo de Al é reduzido e o cromo remanescente torna-se mais abundante no sistema contudo,  $\text{Fe}^{+3}$  substitui preferencialmente Cr durante a sinterização em estado *subsolidus* e também durante o metamorfismo sob alta  $f\text{O}_2$ . A última feição é observada nas cromitas disseminadas de Pedras Pretas, onde o metamorfismo aloquímico atuante em fácies xisto verde deve ter ocorrido sob alta  $f\text{O}_2$ .

O enriquecimento em Ni nas cromitas disseminadas de Pedras Pretas (Figura 8.11) pode ser explicado pela assimilação deste elemento liberado pela serpentinização de olivinas através de processos metassomáticos já que seria improvável que teores mais elevados estivessem interligados às cromitas mais pobres em Ni, como é o caso das cromitas primárias. Esta proposição é baseada nas interpretações de Bliss e McLean (1975) para explicar as alterações nas cromitas metamorfasadas de Manitoba no Canadá. Pinheiro (1987) usou do mesmo raciocínio para explicar o incremento de Zn nas zonas alteradas das cromitas de Pium-Hi. Estes comportamentos também pode ser visualizados nas cromitas disseminadas de Pedras Pretas.

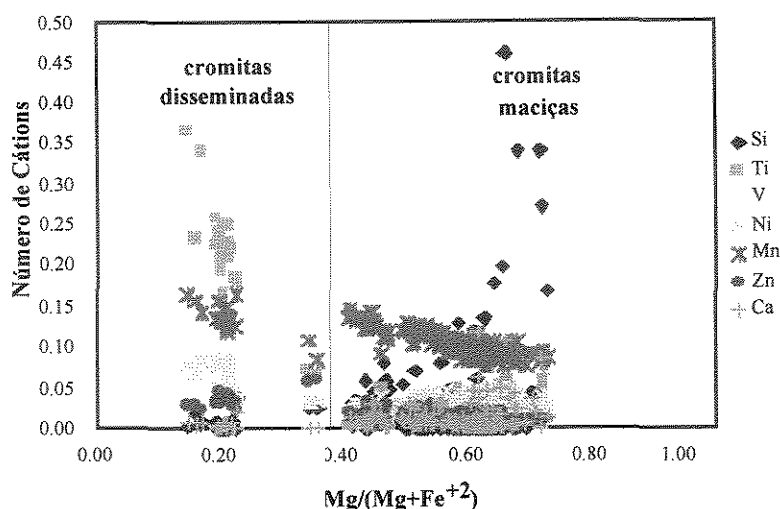
Em função dos dados discutidos é razoável supor que a composição atual das cromitas disseminadas em serpentinitos esteja ligada a algum evento tectonometamórfico bastante penetrativo nos níveis serpentínicos encaixantes da mineralização. Este fato é reforçado pelo alinhamento das mesmas segundo o *trend* dos espinélios metamórficos de Evans e Frost (1975) (Figura 8.8). Pelo exposto, os dados químicos das cromitas disseminadas de Pedras Pretas não serão utilizados para a caracterização das condições originais de formação. Em contrapartida, esses dados poderão servir para sugerir as condições de reequilíbrio metamórfico das rochas hospedeiras da mineralização.



**Figura 8.9** - Diagrama do número de cátions dos elementos trivalentes vs. a razão  $Mg^*$  para as cromitas de Pedras Pretas. Observe o amplo espectro da razão  $Mg^*$  e a mobilidade de  $Fe^{+3}$  e Cr entre os dois grupos populacionais, indicando origem distinta para ambos.



**Figura 8.10** - Diagramas das razões  $Cr/(Cr+Al)$  versus o nº de cátions de: a) Mg; b)  $Fe^{+2}$ . Observe a nítida separação dos agrupamentos populacionais e a formação de dois alinhamentos químicos sugerindo origem distintas para ambos os grupos.



**Figura 8.11** - Diagrama do nº de cátions dos elementos menores vs. a razão Mg\*. Observe aqui o enriquecimento relativo de Ti, Ni, V e Zn, o empobrecimento e realinhamento do Mn nas cromitas disseminadas, e o aumento de Si em alguns grãos de cromitas maciças associado a zona de borda dos cristais.

### 8.7.3 - Aspectos Geoquímicos das Cromitas Maciças de Pedras Pretas

De acordo com os dados analíticos, as cromitas maciças têm como principal a feição geoquímica a homogeneidade composicional dos diversos elementos químicos em cada espécie mineral (Figura 8.12). A assinatura química destas cromitas é representada por um moderado a alto conteúdo de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (45,09-57,64, média de 51,94), moderada a altos valores e uma moderada dispersão da razão Cr\* (0,56-0,76, média de 0,67), uma ampla dispersão da razão Mg\* (0,41-0,79, média de 0,59), uma alta razão Cr/Fe<sub>(total)</sub>, (2,36-4,46, média de 3,23), uma baixa razão Fe<sup>#2</sup> (0,00-0,07, média de 0,02) e baixo conteúdo de Ti (0,00-0,10, média de 0,03), Fe<sup>+3</sup> (0,00-5,86, média de 1,79) e Mn (0,08-0,15, média de 0,10).

Segundo Stowe (1994), a variação da razão Mg\* pode ser usada como indicador do grau de cristalização fracionada e possivelmente reflita diferenças na composição do magma progenitor e na temperatura de cristalização. Ainda segundo o mesmo autor, a ampla variação da razão Mg\* é consistente com uma origem cumulática para os depósitos cromitíferos. Este comportamento pode ser notado nas cromitas primárias de Pedras Pretas ratificando os dados petrográficos em escala macro e microscópica.

O alinhamento dos elementos trivalentes das cromitas primárias também aponta para tendências geoquímicas compatíveis com as de diferenciação magmática (Figura 8.9), feição

<sup>2</sup> razão Fe# corresponde a razão catiônica Fe<sup>+3</sup>/(Cr+Al+Fe<sup>+3</sup>)

bastante comum em cromitas de peridotitos encaixados em seqüências tipo *greenstone belts* arqueanas e em grande complexos estratiformes tipo Busheveld (Stowe 1994).

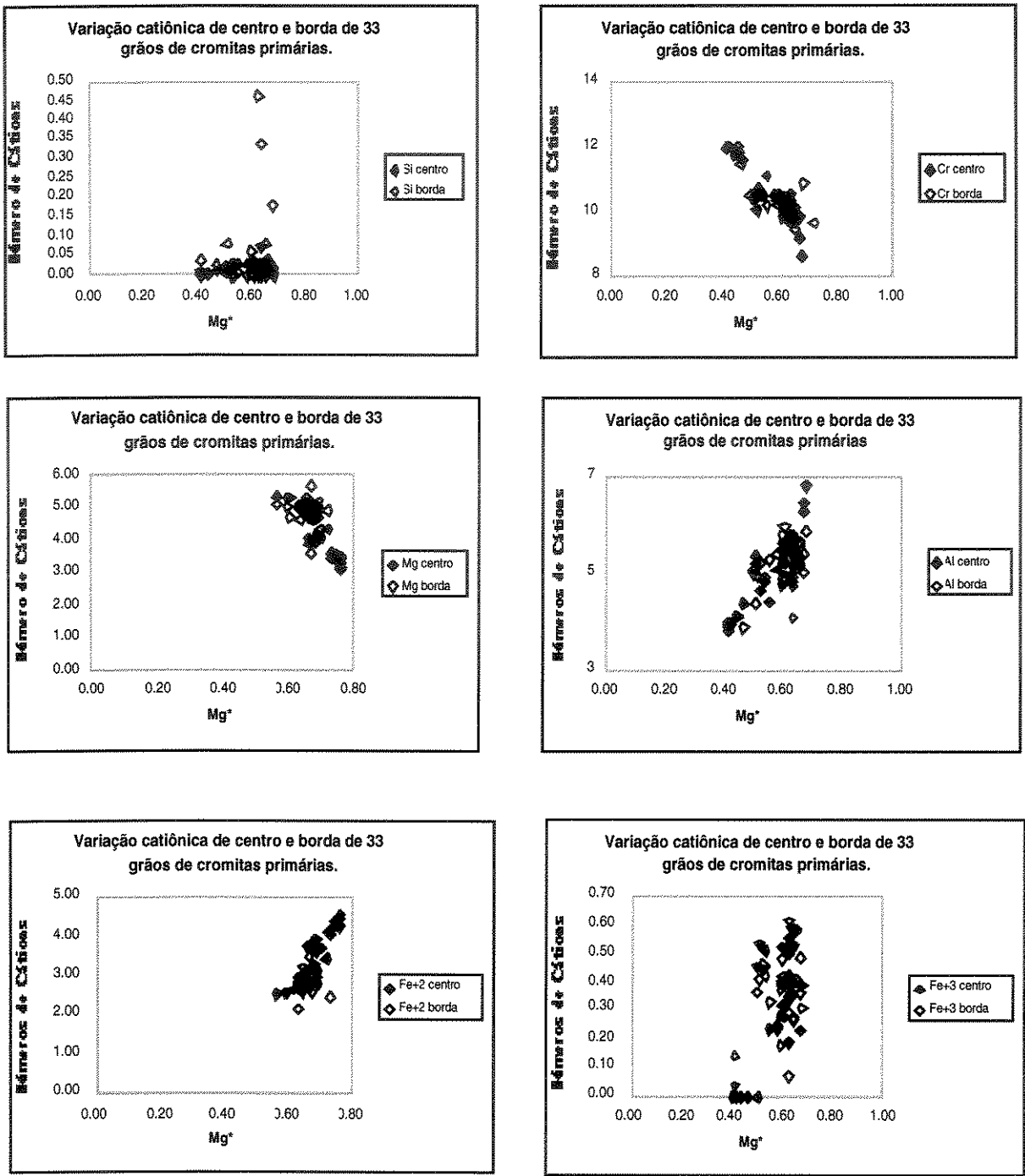


Figura 8.12 - Diagramas multi elemental n°s de cátions *versus* razão  $Mg^*$  mostrando a ausência de disparidades dos dados de centro e borda dos grão de cromitas maciças, atestando uma possível homogeneidade composicional.

Em Pedras Pretas, o Cr, elemento mais abundante, enriquece na direção dos níveis mais diferenciados, dentro de um intervalo moderado de valores. Esta tendência química é inversa àquela que ocorre nos complexos estratiformes, onde o Cr tende a ser comumente substituído por  $Fe^{+3}$  e Al nos termos mais diferenciados (Thayer 1970, Duke 1983). Todavia, este



aspecto geoquímico é observado em alguns peridotitos encaixados em *greenstone belts* arqueanos (Stowe 1994).

O  $\text{Fe}^{+3}$  é o cátion trivalente mais raro nas cromitas primárias. O seu teor relativamente baixo é apontado por Duke (1983) como uma feição bastante comum de depósitos de seqüências ofiolíticas de diversas idades. Este elemento mostra uma tendência de fracionamento e enriquecimento em direção aos termos mais primitivos das cromitas sendo um padrão comum as cromitas arqueanas do Complexo Ultramáfico de Selukwe no Zimbabwe (Stowe 1994).

Ainda nas cromitas primárias, o Al possui elevados teores e aumenta linearmente às expensas do Cr. Esta interrelação é apontada por Thayer (1970), Duke (1983), Khudeir *et al.* (1992) como característica distintiva das seqüências ofiolíticas. Stowe (1994) reformulando os modelos classificatórios de cromitas, confirmou que o Al tem relação inversa com o Cr em ofiolitos fanerozóicos embora, a sua distribuição ocorra independentemente de *trends* de diferenciação magmática. Stowe (1994) ainda advoga que os elevados teores de Al e o fracionamento deste elemento ocorre em depósitos estratiformes tipo Bushveld, de idade paleoproterozóica. Esta consideração retrata uma das superposições de feições geoquímicas de ambientes metalogenéticos distintos presentes no depósito estudado.

Um outro fator de superposição das características geoquímicas relacionados a ambientes petrogenéticos está retratado nos elevados teores de  $\text{FeO}_{(\text{total})}$ . Thayer (1970) considera que poucos depósitos podiformes (ofiolitos) contenham mais que 16% de  $\text{FeO}_{(\text{total})}$ , sendo que, em casos excepcionais, este valor possa atingir 20%. Por outro lado, ele também afirma que as cromitas de ofiolitos têm teores de Mg superiores aos de  $\text{Fe}^{+2}$  (Figura 8.10) e que em cromitas de alto Cr (ambos os casos ocorrem em Pedras Pretas) o conteúdo de  $\text{FeO}_{(\text{total})}$  não é diagnóstico de ambiente de cristalização. Duke (1983) advogou que a alta razão Cr/Fe (2,15-4,01, média de 2,94) em cromititos, como no caso em apreço, sugere cristalização a elevadas temperaturas, sendo esta feição bastante comum as seqüências ofiolíticas.

Com relação aos elementos menores das cromitas maciças é possível afirmar que o Mn tem valores muito baixo e enriquece em direção aos níveis mais diferenciados refletindo o mesmo *trend* geoquímico do  $\text{Fe}^{+2}$  (Figura 8.11). Stowe (1994) afirma que o Mn em complexo estratiformes tem valores superiores a 0,15 unidades catiônicas e tende a acompanhar o Mg. Em Pedras Pretas os teores baixos deste elemento (entre 0,05 e 0,15 unidades catiônicas) sugerindo que estas cromitas possam ser oriundas de seqüências ofiolíticas embora, em alguns ofiolitos os valores possam ser mais elevados.

A proporção dos elementos menores como Ti, Ni e V nas cromitas primárias é, em geral, muito baixa, inferior a 0,03 unidades catiônicas, estando dentro da margem de erro do método. Stowe (1994) acredita que cromitas ricas nestes elementos são sugestivas de ambiente de alta  $fO_2$ , maior fracionamento do magma e que, possivelmente, assimilaram material de crosta continental. Hulberdt e Von Gruenewaldt (1985) descreveram que a quantidade de Ti é um bom indicador do grau de diferenciação enriquecendo-se em direção dos níveis mais diferenciados. Tais considerações, têm significado importante para reconstruções de ambientes tectônicos complexos e onde a cromita pode-se preservar. No caso de Pedras Pretas, como já comprovado, as cromitas maciças se preservaram e o comportamento destes três elementos químicos é o inverso ao da proposição anterior, refletindo assim, uma natureza mais primitiva para o magma progenitor, semelhante aqueles encontrados em ofiolitos de diversas idades.

Os outros elementos menores também possuem conteúdos ínfimos não definindo um comportamento geoquímico expressivo que representasse a aplicabilidade dos seus dados. Pequenas oscilações de valores observadas podem ser atribuídas ao erro do método. A Si apesar de possuir o mesmo comportamento dos outros elementos menores, tem valores mais elevado associados as zonas de bordas de cromitas, conforme já apresentado, sugerindo reações com os silicatos adjacentes.

Conforme as exposições anteriores a grande parte dos trabalhos que se utilizam das propriedades químicas das cromitas para propor o ambiente de cristalização, classifica os depósitos cromitíferos em dois tipos principais: estratiformes e podiformes (tipo-alpino ou de seqüências ofiolíticas). Stowe (1994) revisou este modelo classificatório (conforme apresentado no capítulo anterior), levando em conta a idade do depósito, o litotipo encaixante, o horizonte estratigráfico da mineralização, além dos aspectos texturais, estruturais e mineralógicos das ocorrências classificando em cinco tipos principais. É importante lembrar que apesar da maioria dos ofiolitos estarem cristalizados em regiões de arco, provável ambiente de *greystone belts* arqueanos, as cromitas de ambos os contextos guardam diferenças significativas definidas sumariamente nos Quadros 7.3.1 e 7.3.2.

Para caracterizar o ambiente de cristalização a partir dos dados químicos de cromitas fez-se uso de diagramas discriminantes amplamente conhecidos na literatura específica, que geralmente estão baseados no comportamento composicional dos elementos maiores (Cr, Al,  $Fe^{+3}$ ,  $Fe^{+2}$ , Mg) e alguns traços (Mn, Ti, Ni, V e Zn). Desta forma, qualquer processo de mobilização química após a cristalização magmática foi fator limitante a utilização dos mesmos para a discriminação da associação original (Stowe 1994).

Ao utilizar o diagrama ternário Cr-Al-Fe<sup>+3</sup> (Figura 8.13) para definir o ambiente de cristalização é percebido que as cromitas primárias são empobrecidas e têm uma restrita variação do teor de Fe<sup>+3</sup>. Marques *et al.* (1996) descrevem este comportamento como uma feição típica de processos de cristalização magmática. Tal situação é produzida pela ínfima participação de Fe<sup>+3</sup> durante o processo de cristalização indicando que o magma progenitor poderia estar supersaturado em Cr em condições de fugacidade de Oxigênio relativamente baixa (Augé 1987, Stowe 1994).

Ao sobrepor a esse diagrama os domínios das associações discriminantes, observa-se o predomínio do posicionamento das cromitas primárias no campo das cromitas de seqüências ofiolíticas ricas em cromo como aquelas encontradas em Oman (Augé 1987) e Troodos (Duke 1983). No diagrama Fe# *vs.* Mg\* (Figura 8.8) as cromitas primárias se concentram na base do gráfico apresentando tendência geoquímica similar àquelas de *greenstone belts* arqueanos, distribuindo-se transicionalmente ao longo dos campos das cromitas podiformes e estratiformes.

Ao analisar os dados analíticos das razões Cr\* *vs.* Mg\* (Figura 8.14) é notado que a primeira razão se concentra dentro de um intervalo moderado de valores (0,56-0,76) e tem uma forte correlação negativa com a razão Mg\*<sup>3</sup>, tal feição, aliada a moderada variação da razão Mg\* (0,41-0,73) é apontada por Duke (1983) como fator característico dos depósitos de seqüências ofiolíticas. Este comportamento geoquímico ocorre geralmente em magmas peridotíticos saturados em Cr, encaixados em seqüências de cinturões de rochas verdes. A cristalização de cromita se inicia no campo do alto Al e grada progressivamente para o campo do alto Cr (Stowe 1994).

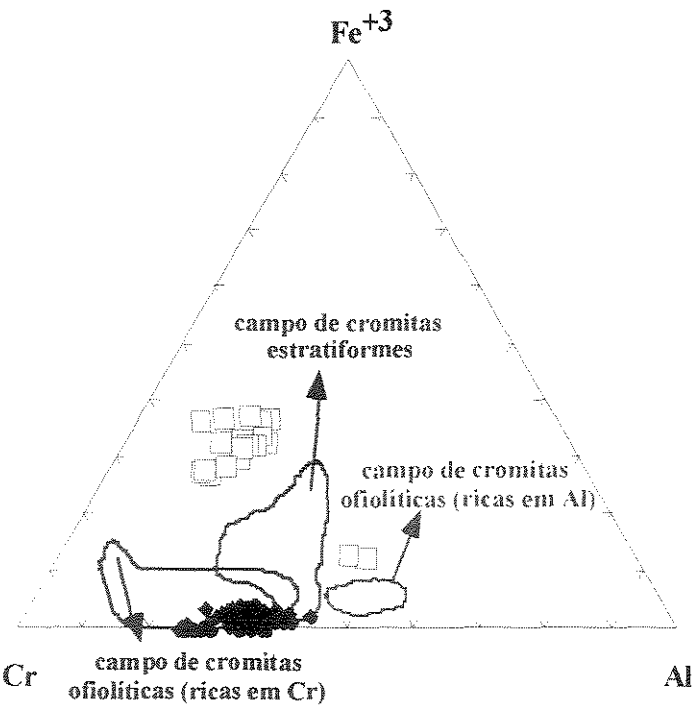
A sobreposição dos campos discriminantes das associações tipo-estratiformes e de seqüências ofiolíticas (Figura 8.14), torna claro a predominância das cromitas primárias dentro do último campo. Os valores das razões Cr\* predominantemente acima de 0,6 indicam que a mineralização pode ser classificada como pertencentes a ofiolitos relacionados a ambiente de arco e não em cadeias meso-oceânicas (Tipo III de Dick e Bullen 1984).

Dickey (1975), Jan e Windley (1990) e Zhou e Kerrich (1992) propõem um modelo de classificação das cromitas baseado no teor de TiO<sub>2</sub>. As cromitas de ofiolitos seriam caracterizadas por apresentarem teores de TiO<sub>2</sub> inferiores a 0,3 % enquanto que aquelas de depósitos estratiformes apresentariam teores mais elevados. Conforme apresentado (Figura

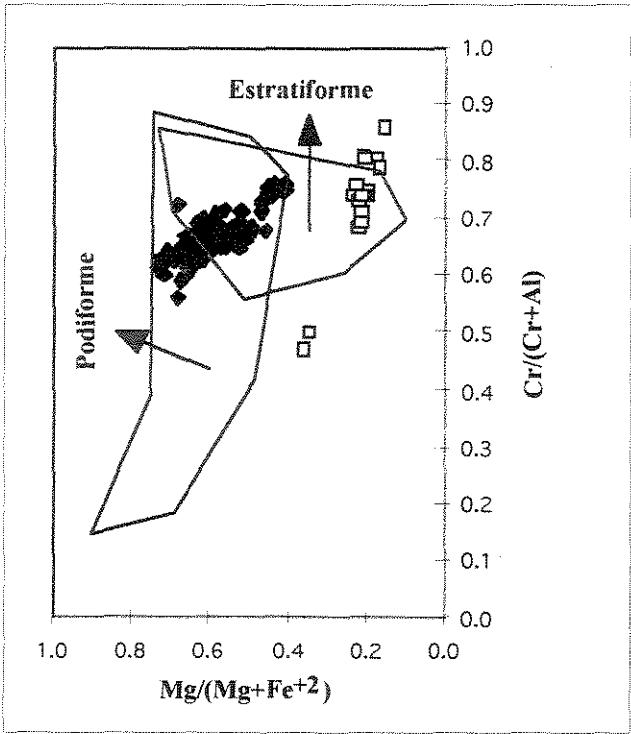
---

<sup>3</sup> Zhou *et al.* (1995) consideram que a correlação negativa entre as razões Cr\* e Mg\* reflita a variação do coeficiente de partição para Mg e Fe entre cromita e olivina.

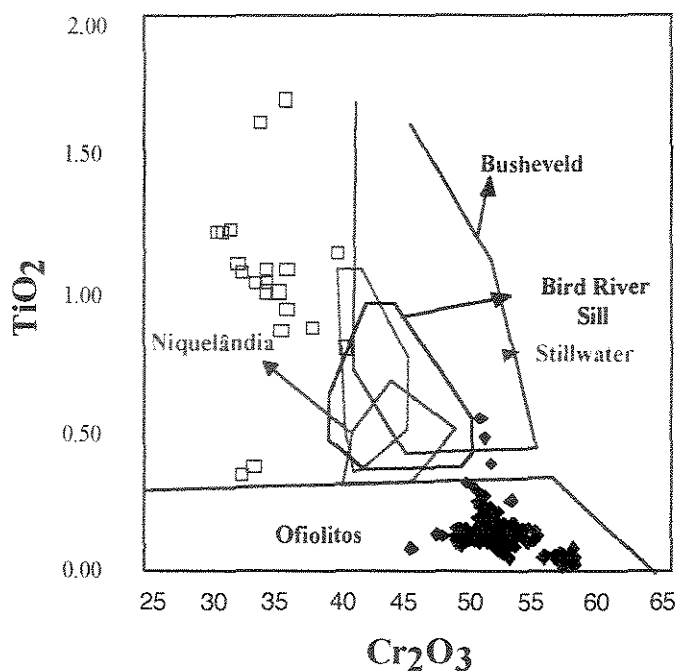
8.15) mais de 95% das cromitas de primárias de Pedras Pretas possuem teores inferiores a 0,3%. Segundo Hulberdt e Von Gruenewaldt (1985), a quantidade Ti é um bom indicador do grau de diferenciação enriquecendo-se em direção dos níveis mais diferenciados.



**Figura 8.13** - Diagrama ternário Cr-Al-Fe<sup>+3</sup>, proposto por Suita e Strieder (1997), mostrando os campos de concentração das cromitas estratiformes e de cromitas de seqüências ofiolíticas ricas em Cr e Al. Observe a ampla concetração das cromitas maciças no campo das seqüências ofiolíticas ricas em Cr.



**Figura 8.14** - Diagrama de correlação das razões Cr\* vs. Mg\* com os campos estratiforme e podiforme (Irvine 1967, Duke 1983). Concentração das cromitas maciças essencialmente no campo podiforme mas, com sobreposição no campo estratiforme. (◆ - cromita maciça; □ - cromita disseminada).



**Figura 8.15** - Diagrama de correlação das razões  $TiO_2$  vs.  $Cr_2O_3$  com os campos de ofiolitos e de alguns depósitos tipicamente estratiformes (Suito e Strieder 1997). Notória predominância de cromitas com afinidade ofiolítica. (♦ - cromita maciça; □ - cromita disseminada).

## 8.8 - DISCUSSÕES

A região onde está situada a mineralização de Pedras Pretas sofreu o efeito de pelo menos um ciclo orogenético que modificou plenamente as condições físicas das rochas encaixantes. As tectônicas dúctil e rúptil imprimiram uma série de estruturas na área investigada, tais como: dobramentos assimétricos, inclinados e cilíndricos, zonas de cisalhamento dúcteis a rúpteis, crenulações e falhamentos que modificaram as feições primárias. Desta forma, tornou-se difícil o reconhecimento da verdadeira geometria do minério e os aspectos estruturais da mineralização. Aliado a isto, há uma ligeira superposição de feições geoquímicas que dificultaram as interpretações metalogenéticas preliminares. Considerando o exposto, pode-se dizer inicialmente que o depósito de cromitas de Pedras Pretas é considerado como do tipo poligênico por ter características tanto de depósitos estratiformes com de depósitos podiformes (Jackson e Thayer 1972 *apud* Duke 1983).

A mineralização cromítifera de Pedras Pretas ocorre preferencialmente em níveis cumuláticos ricos em cromita (cromititos maciços) e ricos em cromita e serpentina (cromitas disseminadas), dentro de peridotitos que se transformaram por metamorfismos em rochas ricas em serpentina e clorita, contendo subordinadamente talco e carbonato. Raras magnetitas, olivinas e piroxênios reliquiares foram observados no interior da matriz serpentinitica.

A natureza bastante alterada do pacote ultrabásico impede a definição precisa do litotipo encaixante da mineralização apesar disto ainda são reconhecidos minerais primários sugerindo que os níveis de cromita estejam preferencialmente associados a lherzolitos. Dados estruturais e texturais mostram superposição de feições. O acamamento magmático, a granulação fina do minério e a textura de *cumulus* são características híbridas que podem ocorrer tanto em depósitos estratiformes quanto em níveis de cumulos de seqüências ofiolíticas (Duke 1983).

Conforme apresentado, as cromitas de Pedras Pretas podem ser divididas em dois agrupamentos populacionais designados de cromitas disseminadas e cromitas maciças ou primárias. As cromitas disseminadas são caracterizadas por se alinharem perfeitamente dentro do *trend* de cromitas metamórficas de Evans e Frost (1975) e são enriquecidas relativamente em  $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ , V, Ti, Ni e empobrecidas em Mg, Cr e Mn quando comparada as cromitas primárias. Os dados geoquímicos e petrográficos sugerem que estes elementos foram mobilizados durante processo metassomático sob elevada condição de  $fO_2$ . Al e Zn, devido a variação de comportamento dentro das cromitas disseminadas, podem representar reações com minerais de ganga mais ricos nestes elementos (anfíbolos ?), ou atestar condições termobarométricas distintas ( fácies anfibolito ?).

Já as cromitas primárias tem composição relativamente homogênea, sugerindo *trend* de cristalização fracionada bastante similar aos de cromitas observadas em *greenstone belts* arqueanos (Stowe 1994). Os elevados valores da razão  $Cr^*$  (média superior a 0,6) sugerem que as cromitas primárias de Pedras Pretas relacionar-se ia àquelas de seqüências ofiolíticas em zonas de arcos insulares (Irvine 1967, Dickey 1975, Dick e Bullen 1984, Jan e Windley 1990).

Este tipo de ambiente é invocado por Silva (1992) para caracterizar a seqüência tipo *greenstone belt* definida a leste e a norte da área da mina. Os trabalhos de mapeamento expostos aqui definiram a presença de uma seqüência plataformar na região (mármore e gnaisses granadíferos) sugerindo que o embasamento dos litotipos encaixantes da mineralização foram as seqüências vulcano-sedimentares paleoproterozóicas em condições termobarométricas de fácies anfibolito.

Obedecendo a este contexto pode-se responder a alguns problemas geoquímicos de superposição dos campos entre cromitas estratiformes e de ofiolitos. A ausência ou a pequena quantidade de termos ultrabásicos nas seqüências vulcano sedimentares paleoproterozóica é conhecida na literatura mundial indicando que a natureza da crosta que alojou a mineralização cromitífera não era tão primitiva. Isto possibilitou que as cromitas primárias se cristalizassem

mais enriquecidas em  $\text{Fe}^{+2}$  e Al do que as cromitas em peridotitos encaixados em terrenos vulcano-sedimentares arqueanos. No caso de Pedras Pretas estes elementos são os únicos que se comportam fora do espectro das cromitas de *greenstone belts* arqueanos. Para explicar que esta oscilação não se deveu a contaminação crustal observou-se que o conteúdo de Ti e V permaneceram em níveis similares aos de ofiolitos.

Um dos modelos existentes para a explicação de mineralização encaixadas em seqüências ofiolíticas sugere que a acumulação de cromita dar-se-ia pelo resíduo de vários graus de fusão do manto superior (Paktunc 1990) ao longo de bolsões ou *pipes* sob uma crosta oceânica. O comportamento químico das cromitas neste contexto seria aleatório (Leblanc e Tamagoult 1989, Paktunc 1990). Os *trends* geoquímicos bem definidos para a maioria dos elementos das cromitas primárias em Pedras Pretas (Figuras 8.9, 8.10 e 8.11) sugerem um modelo de segregação magmática enfraquecendo a hipótese anterior (Stowe 1994). Todavia, Zhou e Bai (1992) admitem que a imiscibilidade de um líquido inicial ocorra e possa formar fluidos ricos em cromo e magmas basálticos. Ao se extrair os últimos e resfriar o magma são cristalizados, subsequente e em loco, as seqüências de cumulos cromitíferos de ofiolitos. Esta proposição é aqui adotada como a mais plausível para a geração das cromitas estudadas.

## 9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

### 9.1 - Conclusões

Os capítulos da presente dissertação elencaram informações de natureza bibliográfica, petrográfica, estrutural, metamórfica e mineralo-químicas as quais permitiram aventar uma hipótese sobre a provável evolução crustal da região de Santa Luz, bem como, o possível ambiente de cristalização das cromitas de Pedras Pretas.

No tocante aos dados petrográficos e estruturais, estes possibilitaram estabelecer um empilhamento litoestratigráfico para a área mapeada, individualizando as seguintes unidades (da base para o topo) apresentadas no mapa geológico (Anexo 1):

- a) *Complexo Metamórfico Basal* – congrega litotipos de provável origem magmática (gnaisses e anfibolitos) e sedimentar (gnaisses (?), mármore e calciossilicáticas) que podem representar um prolongamento dos terrenos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru, a leste da área investigada, em condições metamórficas de fácies anfibolito alto. Tal interpretação é aventada pela possível participação de sedimentos correlatos aqueles da seqüência vulcano-sedimentar e segundo Argolo *et al.* (1997), pela afinidade geoquímica entre os anfibolitos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e os da região de Santa Luz;
- b) *Granitóides sintectônicos* – compreende um série de corpos intrusivos no Complexo Basal estando posicionados contemporaneamente aos cisalhamentos de direção submeridiana, o qual alonga os diversos litotipos mapeados, sendo correlacionáveis as intrusões do tipo Santa Luz (Matos e Conceição 1993). Os dados de petrografia permitiram ainda separar esta unidade em duas subunidades principais, em função da composição mineralógica dos litotipos, os quais se encontram individualizados no mapa geológico e descritos no capítulo 3;
- c) *Suíte Intrusiva de Pedras Pretas* – neste trabalho, esta unidade compreende somente a porção basal do Complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas (Carvalho *et al.* 1982, 1986), haja visto que : i) a presença de xenólitos de litotipos básicos na porção ultrabásica; ii) a variação do grau metamórfico entre os litotipos básicos ( fácies anfibolito) e ultrabásicos ( fácies xisto-verde); iii) a ausência de um bandamento gnáissico nos litotipos ultrabásicos e iv) contatos retilineares preenchidos por tremolitas entre a porção ultrabásica e básica, sugerem um alojamento dos litotipos ultrabásicos como diques em níveis crustais mais rasos. A geração do anfibólio representaria então a interação entre ambos os litotipos básicos e ultrabásicos. A porção básica do complexo seria, no entanto, parte integrante do Complexo Basal definido acima.



- d) *Granitóides tardi-tectônicos* - encerra pequenos a grandes corpos de litotipos leucocráticos com composição granodiorítica a granítica estando intrudidos em quase todas as unidades mapeadas e quase sempre discordantes as estruturas relacionadas à tectônica dúctil.

Das quatro fases de deformação registradas na região de Santa Luz, três delas se destacam pela penetrabilidade e geração de estruturas, enquanto que a mais antiga é transposta pelas subseqüentes. A segunda fase de deformação foi a responsável pela geração de um bandamento gnaissico em fácies anfibolito que afeta substancialmente os litotipos do Complexo Basal. Os dobramentos gerados nesta fase mostram vergência para leste embora os movimentos tectônicos formadores das estruturas não tenham sido plenamente identificados. Todavia, acredita-se que o transporte tectônico ocorreu de W para E.

A terceira fase de deformação tem as suas estruturas inicialmente formadas nas mesmas condições termobarométricas da fase precedente, sendo definida pela presença de remobilizados anatéticos em zonas de cisalhamento. Contudo, a movimentação transtensiva da região com abatimento do bloco a oeste da Zona de Cisalhamento Lajedo Grande, propiciou o adelgaçamento crustal, a injeção de material de níveis mais profundos e a percolação de fluidos ricos em voláteis. Este último fator ainda produziu a redução da temperatura interferindo na formação de minerais durante este período e aliado a abertura de espaço (necessária para intrusões de corpos ultrabásicos saturados em água) possibilitou o alojamento da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas. A quarta e última fase de deformação ocorre em níveis crustais mais rasos sendo a responsável pela definição arcabouço da tectônica frágil da região.

O metamorfismo associado a estas fases de deformações pode ser definido inicialmente ( $M_1$ ,  $M_2$  e parte de  $M_3$ ) como progressivo, de condições térmicas de fácies anfibolito e pressões intermediárias. No decorrer da história evolutiva (fim de  $M_3$  e  $M_4$ ) o metamorfismo torna-se retrogressivo, atingindo condições térmicas de fácies xisto verde e de pressões ainda intermediárias similar ao que ocorre em cinturões colisionais de todo o mundo. Tal comportamento quando relacionado ao tempo pode mostrar que a evolução tectonometamórfica da região de Santa Luz ocorreu em torno de 400 Ma, época entre a constituição do Complexo Basal possivelmente cronocorrelato a formação do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru (2200 Ma; Silva 1992) e a intrusão do granitóide tipo Morro do Lopes (1800 Ma; Cordani *et al.* 1969 *apud* Brito Neves *et al.* 1980). O intervalo proposto é suficiente para abertura, consolidação, deformação e colapso dos terrenos geológicos da região de Santa Luz.

Os aspectos estruturais dos níveis de cromitas da mineralização estudada são representados por estrutura tipo camada, bolsão e *pod*, estando quase sempre fragmentada segundo a deformação cisalhante, na direção N-S. A textura cumulática de granulação fina representa outra feição característica dessas cromitas. Os dados petroquímicos para as cromitas de Pedras Pretas apontam claramente que nos níveis de cromititos maciços os processos posteriores a cristalização magmática não interferiram na composição química deste espinélio. Em contrapartida, nos níveis de cromita disseminada a remobilização química foi

clara devido a alta  $fO_2$  em processo hidrotermais, impossibilitando o uso desses minerais para a caracterização de ambientes tectônicos.

Ao concentrar as observações nos processos de cristalização magmática das cromitas maciças, pode-se entender que as mesmas foram formadas a partir da diferenciação de um líquido peridotítico, saturado em cromo, empobrecido em Ti e  $Fe^{+3}$ , sob condições de baixa  $fO_2$ . Dessa forma é possível explicar porque os termos mais diferenciados são exatamente aqueles mais enriquecidos em Cr conforme demonstrado anteriormente.

A série de dados apresentados no decorrer desta dissertação indica que a mineralização cromitífera pode estar associada, num primeiro instante, as cromitas ofiolíticas. Segundo a classificação de Stowe (1994) estas cromitas estariam relacionadas àquelas de *Greenstone Belts* arqueanos. Entretanto, ainda é possível perceber diferença entre as cromitas de Pedras Pretas e as cromitas arqueanas. Tais diferenças se concentram nos teores mais elevados de Al e mais baixo em Mg para as cromitas investigadas. Isto pode ser explicado pela variação composicional desses elementos em seqüências vulcano-sedimentar arqueanas e paleoproterozóicas, em função da maior diferenciação da última em consonância com o caso estudado.

Os valores da razão  $Cr^*$  preferencialmente acima de 0,6 (Dick e Bullen 1984) aliado também aos padrões de elementos do grupo das platina típicos de cromitas de seqüências ofiolíticas (Elson Paiva de Oliveira comunicação escrita em 05/04/98) sustentam a hipótese de que o ambiente de cristalização das cromitas de Pedras Pretas estaria relacionado a arco. Sendo admissível ainda que as mesmas representem raízes plutônicas de arcos de ilha conforme as exposições de Jan e Windley (1990).

A hipótese apresentada acima é condizente com as conclusões de Silva (1992) que considera o *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru com uma Bacia de *back arc* e confirma as suspeitas iniciais deste trabalho (não sendo possível diferenciar uma descontinuidade entre as rochas *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e da região de Santa Luz) e de Carvalho *et al.* (1982, 1986), Jardim de Sá (1982) e Argolo *et al.* (1997) de que os terrenos geológicos da região de Santa Luz compreenderiam litotipos da seqüência vulcano-sedimentar em condições metamórficas mais elevadas. Assim sendo, os limites para os terrenos granitos-*greenstones* ultrapassariam as fronteiras atuais, estabelecida por Kishida (1980), e seriam deslocados para as porções mais a oeste da área investigada por este estudo.

## 9.2 - SUGESTÕES

Conforme exposto, esta dissertação de mestrado possibilitou a identificação do provável ambiente de cristalização das cromitas de Pedras Pretas e ampliou a necessidade de novas pesquisas geológicas a fim de se obter uma quantidade mais significativa de dados para subsidiar o debate sobre a provável evolução crustal da porção centro nordeste do Estado da Bahia.

Faz-se necessário avançar na discriminação cartográfica das unidades mapeadas, bem como, no entendimento dos processos magmáticos tectônicos e metamórficos atuantes. A utilização de técnicas de sensores remotos para os terrenos geológicos em questão pode ser uma ferramenta bastante útil e que facilite os trabalhos de campo e interpretações tectônicas em pesquisas futuras.

Novas investigações fundamentadas em dados de isótopos radiogênicos, com a finalidade de tentar estabelecer a idade de formação das diversas unidades mapeadas e suas possíveis fontes, associado a estudos geoquímicos comparativos, com as unidades litoestratigráfica identificadas nos terrenos do *Greenstone Belt* do Rio Itapicuru e do Cinturão Móvel Salvado Curaçá, podem servir para melhor esculpir o empilhamento litoestratigráfico regional. Análises geoquímicas dos termos ultrabásicos, básicos e intermediários, adjacentes ao depósito cromitífero, se fazem necessárias para averiguar o grau de afinidade entre os diversos litotipos e, por conseguinte, discernir o processo de cristalização da Suíte Intrusiva de Pedras Pretas, corroborando ou não a hipótese aventada neste trabalho.

Levantamentos geofísicos por métodos potenciais poderão contribuir de forma decisiva para definir possíveis limites entre blocos crustais. Em escala de detalhe, dados gravimétricos forneceriam informações sobre possíveis alvos de mineralização cromitífera, enquanto a magnetometria contribuiria para definir o modelado estrutural desses alvos.

## 10 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALAPIETI, T.T.; KUJANPÄÄ, J.; LAHTINEN, J.J.; PAPUNEN, H. 1989. The Kemi stratiform chromitite deposit, northern Finland. *Economic Geology*, **89**:1057-1076
- ALMEIDA, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG/NE, Simp. Geol. Nordeste, 8, Campina Grande, *Atas* 1:363-391
- ARGOLO, J.L. 1993. *Evolution Archéenne et Proterozoïque Inferieur de la Région de Valente et Santa Luz, Partie Nord-Orientale du Craton de São Francisco (Bahia, Brésil)*. (Tese de Doutorado pela Universidade Paul Sabatier, Toulouse, França). 250 p.
- ARGOLO, L. J.; BARBOSA, R.M.; DEBAT, P.; OTERO, O.M.F.; QUEIROZ, A.F.S. 1997a. As intrusões metabásicas no Nordeste do Cráton do São Francisco, embasamento arqueano da região de Valente e Santa Luz, Bahia. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, Salvador, *Anais*, **2**:618-620
- ARGOLO, L. J.; DEBAT, P.; DRIOUCH, Y.; LELUBRE, M.; ROUX, L. 1994. Évolution archéenne et protérozoïque inférieur de la partie Nord-Orientale du Craton de São Francisco (Region de Valente-Santa Luz, Bahia, Brasil). *Bull. Soc. Géol. France*, **165**:531-540
- AUGÉ, T. 1987. Chromite deposits in the northern Oman Ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, **22**:1-10
- BARBOSA, J.F.S. 1986. *Constitution Lithologique et Metamorphique de la Région Granulitique du Sud de Bahia, Brésil*. (Tese de Doutorado em Mém. Sciences de la terra, Paris VI, Paris, França). 401 p.
- BARBOSA, J.F.S. 1990. The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, southern Bahia - and expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. In: D. VIELZEUF; P. VIDAL (Eds.) *Granulites and Crustal Evolution*. Amsterdam, Kluwer, 195-221
- BARD, D.; YARWOOD, J.; TYLEE, B. 1997. Asbestos fibre by Ramam microespectroscopy. *Journal of Raman Spectroscopy*, **28**:803-809.
- BARD, J.P. 1980. *Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques*. 2 ed., Paris, Masson, 208 p.
- BARKER, A.J. 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. London, Blackie, 162 p.
- BIONDI, J.C: 1986. *Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática*. São Paulo. CBMM/T.A. Queiroz, 602 p.
- BLISS, N.J.; McLEAN, W.H. 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**:973-990.
- BONAVIA, F.F.; DIELLA, V.; FERRARIO, A. 1993. Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology*, **88**:198-202
- BOUDIER, F. ; NICOLAS. A. 1985. Harzbugite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environment. *Earth and Planetary Science Letters*, **76**:84-92.
- BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; TORQUATO, R.J. 1980. Evolução geocronológica do Precambriano do Estado da Bahia. *Textos Básicos*, Salvador, SME/CBPM, **3**:1-101
- CAMERON E.N. 1980. Evolution of the lower critical zone, central sector, eastern Busheveld Complex, and its chromite deposits. *Economic Geology*, **75**:805-831.

- CANDIA, M.A.F.; GASPAR, J.C. 1996. Exsoluções em cromo-espinélios. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**:87-92
- CARVALHO FILHO, A.R.; QUEIROZ, E.T.; LEAHY, G.A.S. 1982. Relatório de Pesquisa de Cromitas da Fazenda Pedras Pretas, município de Santa Luz-BA; Processo DNPM N° 4.950/35. Salvador. (Relatório Interno DNPM/MAGNESITA S.A.).
- CARVALHO FILHO, A.R.; QUEIROZ, E.T.; LEAHY, G.A.S. 1986. Jazida de cromita de Pedras Pretas, município de Santa Luz, Bahia. In: C. SCHOBENHAUS; C.E.S. COELHO (Eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, 235-248.
- CASSARD, D.; NICOLAS A.; RABINOVITCH, M.; LEBLANC, M.; PRINZHOFFER, A. 1981. Structural classification of chromite pods in the New Caledonia. *Economic Geology*, **76**:805-831.
- COELHO, M.A.; SONCIN, N.B. 1982. *Geografia do Brasil*. São Paulo, Moderna, 368 p.
- COLEMAN, R.G. 1977. *Ophiolites-Ancient Oceanic Lithosphere*. New York, Springer-Verlag, 229 p.
- CONCEIÇÃO, H. 1993. Petrology of the sienites from the Salvador-Curaçá Mobile Belt (Bahia-Brasil): geodynamic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **65**:17-32
- CONDIE, K.C. 1981. *The Greenstone Belts Archaean*. Amsterdam, Elsevier, 434 p.
- DAVISON, I.; TEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, M.G.; ROCHA NETO, M.B.; MATOS, F.M.V. 1988. The Rio Itapicuru Grenstone Belt, Bahia, Brazil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, **53**:1-17.
- DEER, W.A.; HOWIE, R. A. ; ZUSSMAN, J. 1981. *Minerais formadores de rochas - uma introdução*. Lisboa, Fund. Calouste Gulbenkian, 558p.
- DEER, W.A.; HOWIE, R. A. ; ZUSSMAN, J. 1992. *An introduction to the rock forming minerals*. 2ª ed. London, Longman Group Ltd, 696p.
- DESSAI, A.G.; KARMALKAR, N.R.; LEBLANC, M. 1992. Podiform chromites in mantle peridotites from Indus Ophiolite Belt, Ladakh Himalaya. *Journal Geological Society of India*, **39**:29-38.
- DEUS, B. P.; VIANA, J.C. 1982. Jacurici valley chromite district. In: SBG, International Symposium Archean and Early Proterozoic Geological Evolution and Metallogeneses, 1, Salvador, *Abstracts and Excursions*, **1**:97-107
- DEUS, P.B.; BRIGO, L.; COSTA, U.; DIELLA, V.; FERRARIO, A.; GARUTI, G. 1991. The Campo Formoso Ultramafic Complex, Bahia state, Brazil: an example of an Archean PGE-bearing chromitites. *Terra Abstracts*, **3**:110
- DICK, H.B.; BULLEN, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**:54-76.
- DICKEY, J.S. 1975. An hypothesis for the origin of podiform chromite deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**:1061-1074.
- DUKE, J.M. 1983. Magmatic segregation deposits of chromite. *Geoscience Canada*, **10**:133-143.
- EALLES, H.V. 1987. Upper critical zone chromitite layers at R.P.M. union section mine western Bushveld Complex. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold, 144-168
- ENGI, M. 1983. Equilibria involving Al-Cr Spinel: Mg-Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis, and consequences of geothermometry. *American Journal of Science*, **283A**:29-71.

- EVANS, B.W.; FROST, B.R. 1975. Chrome-spinels in progressive metamorphism - a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**:959-972.
- FIGUEIREDO, M.C.H. 1989. Geochemical evolution of eastern Bahia Brazil: a probable early Proterozoic subducting relation magmatic arc. *J. S. Am Earth Sci.*, **2**:131-145.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; BARBOSA, J.F.S. 1993. Terrenos metamórficos de alto grau do Cráton do São Francisco. In: J.M.L. DOMINGUEZ; A. MISI (Ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 63-84
- GAÁL, G.; TEEIXEIRA, J.B.G.; SILVA, SILVA, J.L.H.D.R.; SILVA, M.G. Early Proterozoic Evolution and Metallogenesis in Northwest Bahia - Brazil. 1987. Palestra proferida no International Symposium on Granite and Metallogenesis (ISGAN), 1. Texto datilografado.
- GREENBAUM, D. 1977. Textural, structural and chemical evidence of the origin of chromite in the Troodos Ophiolite Complex, Cyprus. *Economic Geology*. **72**:1175-1194
- HAGGERTY, S.E. 1991. Oxide mineralogy of the upper mantle. *Reviews in Mineralogy*, **25**:355-407
- HATTON, C.J.; VON GRUENEWALDT, G. 1987. The geological setting and petrogenesis of the Busheveld Chromitite layers. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 109-143
- HOFFMAM, M.A.; WALKER D. 1978. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the east Dover Ultramafic Bodies, south-central, Vermont. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:699-710.
- HULBERT, L.J.; VON GRUENEVALDT, G. 1985. Textural and compositional features of chromite in the lower critical zone of the Busheveld Complex, south of potgietersrus. *Economic Geology*, **80**:872-895
- HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON JUNIOR, W.H.; FAIRBAIRN, H.W. 1967. Test of continental drift by comparasion of radiometric ages. *Science*. **157**(3788):496-500.
- IRVINE, T.N. 1965. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part I. theory. *Canadian Journal of Earth Science*, **2**:648-672
- IRVINE, T.N. 1967. Chromium spinel as a petrogenetic indicator. Part II. petrological applications. *Canadian Journal of Earth Science*, **4**:71-10.
- JAN, M. Q.; WINDLEY, B.F. 1990. Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan. *Journal of Petrology*, **31**:667-715
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1982. Nota sobre o estilo estrutural e relações gnáisses vs. supracrustais no *Greenstone Belt* de Serrinha (BA). *Ciências da Terra*, **2**:p 8-13
- KHUDEIR, A. A.; EL HADDAD, M.A.; LEAKE, B. 1992. Compositional variation from the Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*, **56**:567-574
- KISHIDA, A. Caracterização Geológica e Geoquímica das Sequências Vulcano Sedimentares do Médio Rio Itapicuru-Bahia, tese de mestrado, Univ. Federal da Bahia, 1979, 98 p.
- KISHIDA, A.; RICCIO, L. 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **11**:161-178.
- LAURENT, R.; KACIRA, N. 1987. Chromite deposits in the appalachian ophiolites. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 169-193
- LEBEDE, S.; HOPPE, A. Os sedimentos do Greenstone Belt do Rio Itapicuru (Ba). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, 354

- LEBLANC, M. 1987. Chromite in oceanic arc environments: New Caledonia. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold, 265-296
- LEBLANC, M. 1995. Chromitite and Ultramafic Rock Compositional Zoning Through a Paleotransform Fault, Poum, New Caledonia. *Economic Geology*, **90**:2028-2039.
- LEBLANC, M.; TAMAGOULT, A. 1989. Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): evidence of oceanic-type mantle rocks along the West Mediterranean Alpine Belt. *Lithos*, **23**:153-162
- LEDRU, P; JOHAN, V; MILESI, J.P. TEGYEY, M. 1994. Markess of the last stages of the palaeoproterozoic colision - evidence for 2 G.A. continent involving circum south-Atlantic Province. *Precambrian Research*, **69**:169-191.
- LOUREIRO, H.S.C. 1991. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Mundo Novo, Folha SC.24-Y-D-IV, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 196p.
- MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. London, Longman Group Limited, 148 p.
- MACKENZIE, W.S.; GUILFORD, C. 1980. *Atlas of Rock-Forming Minerals in Thin Section*. London, Longman Group Limited, 98 p.
- MALPAS, J. ; ROBINSON, P.T. 1987. Chromite mineralization in the Troodos Ophiolite, Cyprus. In: C.W. STOWE, (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 220-237.
- MALTMANN, A.J. 1978. Serpentinite textures in Anglesey, North Wales, United Kingdom. *Geological Society of America Bulletin*, **89**:972-980.
- MANNING, C.E.; BIRD, D.K. 1986. Hydrothermal clinopyroxenes of the Skaegaard intrusion. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **92**:437-447.
- MARQUES, J.C.; ROISENBERG, A.; JOST, H. Cromoespinélio como indicador petrogenético, Suíte Ultramáfica Cerro da Mineração (SUCM) - Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, **6**:221-223
- MATOS, F.M.V.; DAVISON, I. 1987. Basement or Intrusion ? The Ambrósio Dome, Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:442-449.
- MATOS, F.M.V; CONCEIÇÃO, H. 1993. Granitogênese associada à parte oeste do Cráton de Serrinha e o Greenstone Belt do Rio Itapicuru: geologia e tipologia. In: SBG, Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, 60-62.
- McBIRNEY, A.R. ; NOYES, R.M. 1979. Crystallization and Layering of the Skaegaard Intrusion. *Journal of Petrology*, **20**:487-554.
- MELLO, C.H.M.P.; DURÃO, G.; VIANA, J.S.; CARVALHO, C.J.C. 1986. Depósitos de cromitas das Fazendas de Medrado e Ipueira, município de Senhor do Bonfim, Bahia. In: C. SCHOBENHAUS; C.E.S. COELHO (Eds.) *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, 215-234
- MELO, R.C. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Pintadas, Folha SC.24-Y-D-V, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 192p.
- MICHAILIDIS, K.M. 1990. Zoned chromites with high Mn-contents in the Fe-Ni-Cr-laterite ore deposits from the Edessa area in Northern Greece. *Mineralium Deposita*. **25**:190-197
- MIYASHIRO, A. 1975. *Metamorphism and metamorphic belts*. London, George Allen e Unwin, 491 p.
- NICOLAS, A. 1990. *Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 367 p.

- NILSON, A. 1984. O atual estágio do conhecimento dos complexos máficos-ultramáficos do Brasil: uma avaliação preliminar. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, 4:4166-4203.
- OLIVEIRA, E.P.; KNAUER, L.G. 1993. Corpos máficos e ultramáficos do Cráton do São Francisco. In: J.M.L. DOMINGUEZ; A. MISI (Ed.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 119-136
- OZAWA, K. 1989. Stress-induced Al-Cr zoning of spinels in deformed peridotites. *Nature*, **338**:141-144
- PADILHA, A.V. 1992. Estruturas e Tectônica. In: A.R. SAMPAIO. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Gavião, Folha SC.24-Y-D-II, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 51-57
- PADILHA, A.V.; MELO, R.C. 1991. Evolução Geológica. In: H.S.C. LOUREIRO (Ed.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Mundo Novo, Folha SC.24-Y-D-IV, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 133-157
- PADILHA, A.V.; MELO, R.C.; PEREIRA, L.H.M.; SAMPAIO, A.R.; LOUREIRO, H.S.C.; TEIXEIRA, L.R.; MOTTA, A.C. O Órogeno Curaçá-Ipirá, uma contribuição a geologia da região centro-nordeste do Estado da Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, 346.
- PAKTUNC, A.D. 1990. Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geology Reviews*, 5:211-222
- PARK, R.G. 1988. *Geological Structures and Moving Plates*. London, Blackie, 337p.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S.; KRÖNER, A. 1993. *Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau*. São Paulo, Edusp, 188 p.
- PEREIRA, L.H.M. 1992. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serrinha, Folha SC.24-Y-D-VI, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 175p.
- PINHEIRO, S. 1987. *Geologia e petrologia dos depósitos de cromita de Pium-Hi*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 174 p.
- PRENDERGAST, M.D. 1987. The cromite ore field of the Great Dike, Zimbabwe. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 89-108
- QUEIROZ, E.T. 1986. Geologia do cromo. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S., (Eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. Brasília, DNPM, 189-206
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 568 p.
- REINHARDT, M.C. ; DAVISON, I. 1990. Structural and lithological controls on gold deposition in the shear zone hosted Fazenda Brasileiro Mine, Bahia State, northeast Brazil. *Economic Geology*, **85**:952-967
- ROCHA NETO, M.B. 1994. *Geologia e Recursos Minerais do Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia*. In: A. J. Pedreira (Ed.) *Arquivos Abertos*, Salvador, CBPM, 30 p.
- ROUBALT, M. 1972. *Détermination des Minéraux des Roches au Microscope Polarizant*, 2ed. Paris, Lamarre-Poinat, 365 p.
- SABATÉ, P.; VACHETTE, M.C.; MARINHO M.M.; VIDAL, P.; SOARES FILHO, C.P. 1990. Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica a 2.0 Ga de Cansanção (Bahia-Brasil): implicações sobre as fontes. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Boletim de Resumos*, 163
- SACK, R.O. 1982. Spinel as indicator petrogenetic: activity-composition relations at low pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **79**:169-182
- SACK, R.O.; GHIORSO, M.S. 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist*, **76**:827-847



- SAMPAIO, A.R. 1992. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Gavião, Folha SC.24-Y-D-II, 1/100.000, Estado da Bahia*. Brasília, DNPM/CPRM, 180p.
- SANTOS, R.A.; SOUZA, J.D. 1984. Projetos mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais - Escala 1:250.000; Folha SC. 24-Y-D; Serrinha
- SCHRANK, A.; SILVA, M.G. 1993. Greenstone belts do Cráton do São Francisco, Brasil. In: J.M.L. DOMINGUEZ; A. MISI (Ed.). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 85-118.
- SILVA, E.R. 1995. Bens Minerais. In: BARBOZA, F.L.M. ; GUMERNDI, A.C., (Ed.). *Economia Mineral do Brasil*. Brasília, DNPM. Estudos de Política e Economia Mineral, 8.
- SILVA, F.C.A.; CHAUVET, A.; FAURE, M. 1993. Early-Proterozoic orogeny (Transamazonian) and sintectonic granite emplacement in the Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **316**:1139-1146
- SILVA, F.C.A.; *Etude structurale du "greenstone belt" paléoprotérozoïque du Rio Itapicuru (Bahia, Brésil)*. Univ. Orléans, Orléans, Tese de Doutorado, 340 p.
- SILVA, F.C.A.; MATOS, F.M.V. 1991. Economic geology and structural control of the orebodies from the medium Itapicuru Gold District: Rio Itapicuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. In: E.A. LADEIRA (Ed.) *The Economic, Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits, Brazil Gold'91*. Rotterdam, Balkema, 629-635
- SILVA, F.O. 1991. Geologia, Estrutura, Petrologia e Mineralizações de Fe, Ti e V associadas ao Complexo Gabro-Anortositico Acamadado de Santa Bárbara (Goiás). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Dissertação de Mestrado, 178 p.
- SILVA, M.G. 1983. *A Sequência Vulcanossedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia: caracterização petrográfica, considerações petrogenéticas preliminares e zoneamento metamórfico*. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Dissertação de Mestrado, 88 p.
- SILVA, M.G. 1987. Geochemie, Petrologie and Geotektonische etwicklung eins Proterozoischen greunsteignertels, Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien. Freiburg, 125 p. Tese de doutorado, Univ. Freiburg, Germany.
- SILVA, M.G. 1992. O Greenstone Belt do Rio Itapicuru: uma bacia do tipo back-arc fóssil. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:157-166
- SILVA, M.G. 1996. Sequências metassedimentares, vulcanosedimentares e grenstone belts do Arqueano e Proterozóico Inferior. In: J.S.F. Barbosa; J.M.L. DOMINGUEZ (eds.) *Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo*. Salvador, SICM/SGM/UFBA/PPPG/FAPEX, 87-102
- SPEAR, F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. 2 Ed. Mineralogical Society of America Monograph. 789 p.
- SPRY, H.H. 1969. *Metamorphic textures*. New York, Pergamon Press. 350 p.
- STEVENS, R.E. 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, **29**:1-34
- STOWE, C.W. 1987a. The mineral chromite. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold, 1-22
- STOWE, C.W. 1987b. Distribution of chromite ore fields. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 49-70
- STOWE, C.W. 1987c. Chromite deposits of the Shurugwi Greenstone Belt, Zimbabwe. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 71-88
- STOWE, C.W. 1987d. Extended Tabulation of Chromite Ore Fields. In: C.W. STOWE (Ed.) *Evolution of Chromium Ore Field*. New York, Van Nostrand-Reinhold. 297-330.

- STOWE, C.W. 1994. Compositions and Tectonic Settings of Chromite Deposits through Time. *Economic Geology*, **89**:528-546.
- STRECKEISEN, A.. 1976. To each plutonic rocks its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 01-33
- STRIEDER, A.J.; NILSON, A. 1996. Estudo petrológico de alguns fragmentos da melange ofiolítica de Abadiânia (GO): II - as cromitas primárias e as suas transformações metamórficas.spinel *Revista Brasileira de Geociências*, **22**:363-371
- SUITA, M.T.F.; STRIEDER, A.J. 1996. Cr-spinels from brazilian mafic-ultramafic complexe: metamorphic modifications. *International Geology Review*, **38**:245-267
- TEIXEIRA, J.B.G. 1985. Geologia e Controle da Mineralização Aurífera em Fazenda Brasileiro-Serrinha, Bahia. In: *Geologia Recursos Minerais da Bahia - Textos Básicos*, **6**, p. 9-49
- TEIXEIRA, W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco - implicações tectônicas. In: J.M.L. DOMINGUEZ; A. MISI (Ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 11-34
- TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1991. An outline of early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**:1-22
- THAYER, T.P. 1964. Principal feature and origin of podiform chromite deposits and some observations on the Guleman-Soridag District, Turkey. *Economic Geology*, **59**:1497-1524.
- THAYER, T.P. 1969. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits. *Economic Geology Monograph* **4**:132-146
- THAYER, T.P. 1970. Chromite segregations as petrogenetic indicators. In: Symposium on the Busheveld Igneous Complex and Other Layered Intrusions. The Geological Society of South Africa, Special Publication 1.
- TURNER, F.J. 1981. Metamorphic petrology - mineralogical, field and tectonics aspects. 2 ed. New York, McGraw-Hill.
- VUOLLO, J.; LIPO, J.; NYKÄNEN, V.; PIIRAINEN, T.; PEKKARINEN, L.; TUOKKO, I.; EKDAHL, E. 1995. An early Proterozoic podiform chromitite in the Outokumpu Ophiolite Complex, Finland. *Economic Geology*, **90**:445-452.
- WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. 4 ed. Porto Alegre, Edgard Blücher. 254 p.
- YARDLEY, B.W. 1994. *Introdução à petrologia metamórfica*. Brasília, Edunb. 320 p.
- ZHOU, M. -F. ; BAI, W. -J. 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita*, **27**:192-199.
- ZHOU, M. -F.; KERRICH, R. 1992. Morphology and composition of chromite in komatiites from the Beligwe Greenstone Belt, Zimbabwe. *Canadian Mineralogist*, **30**:303-317
- ZHOU, M.-F.; ROBINSON, P.T.; MALPAS, J.; LI, Z. 1996. Podiform chromitites in the Luobosa Ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, **37**:3-21

# ANEXO 1

## Mapa Geológico

# ANEXO 2

## Mapa de Pontos

---

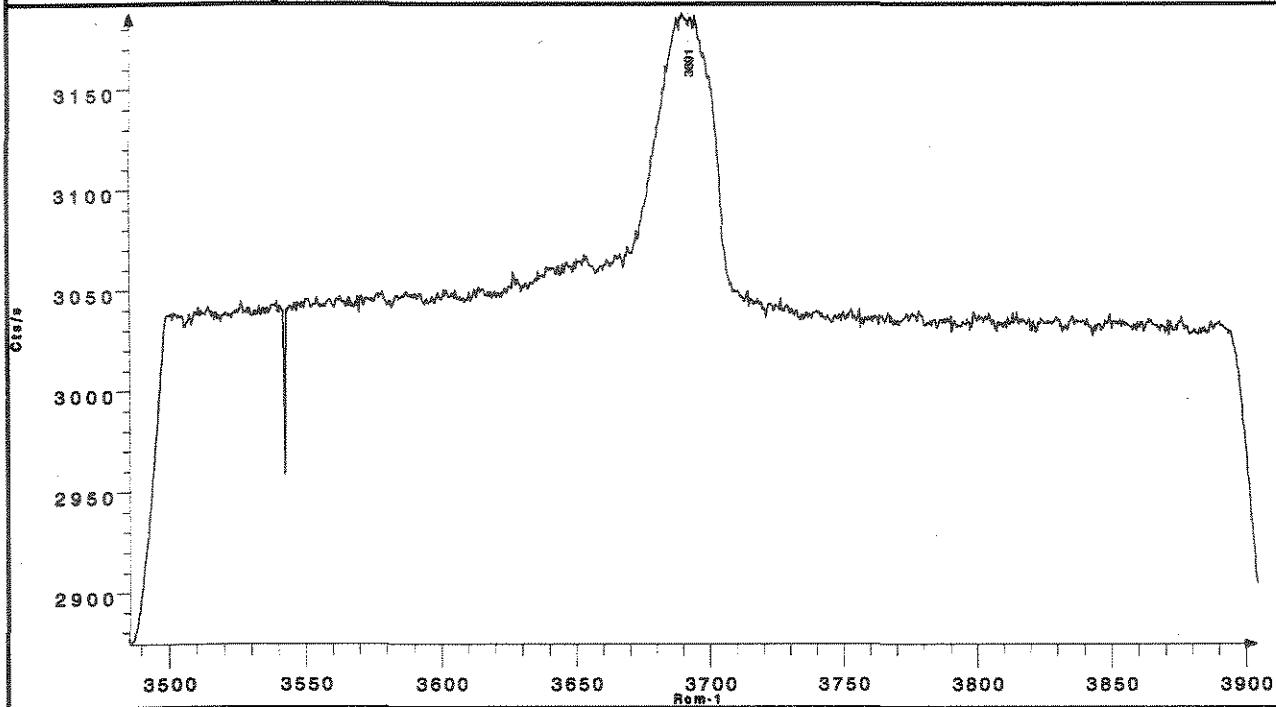
## ANEXO 3

# DADOS ANALÍTICOS

**LABORATORIO DE  
ESPECTROSCOPIA  
MICRO-RAMAN**

Análise Raman de Serpentina do Depósito de cromitas de Pedras Pretas  
Santa Luz - Bahia

Condições de análise: linha do laser 514.5 nm, potência do laser 300 mW,  
tempo de integração 20 s, slits 300/aberto/300, objetiva 100 X.



**LABORATORIO DE  
ESPECTROSCOPIA  
MICRO-RAMAN**

Análise Raman de Serpentina do Depósito de cromitas de Pedras Pretas  
Santa Luz - Bahia

Condições de análise: linha do laser 514.5 nm, potência do laser 300 mW,  
tempo de integração 20 s, slits 300/aberto/300, objetiva 100 X.

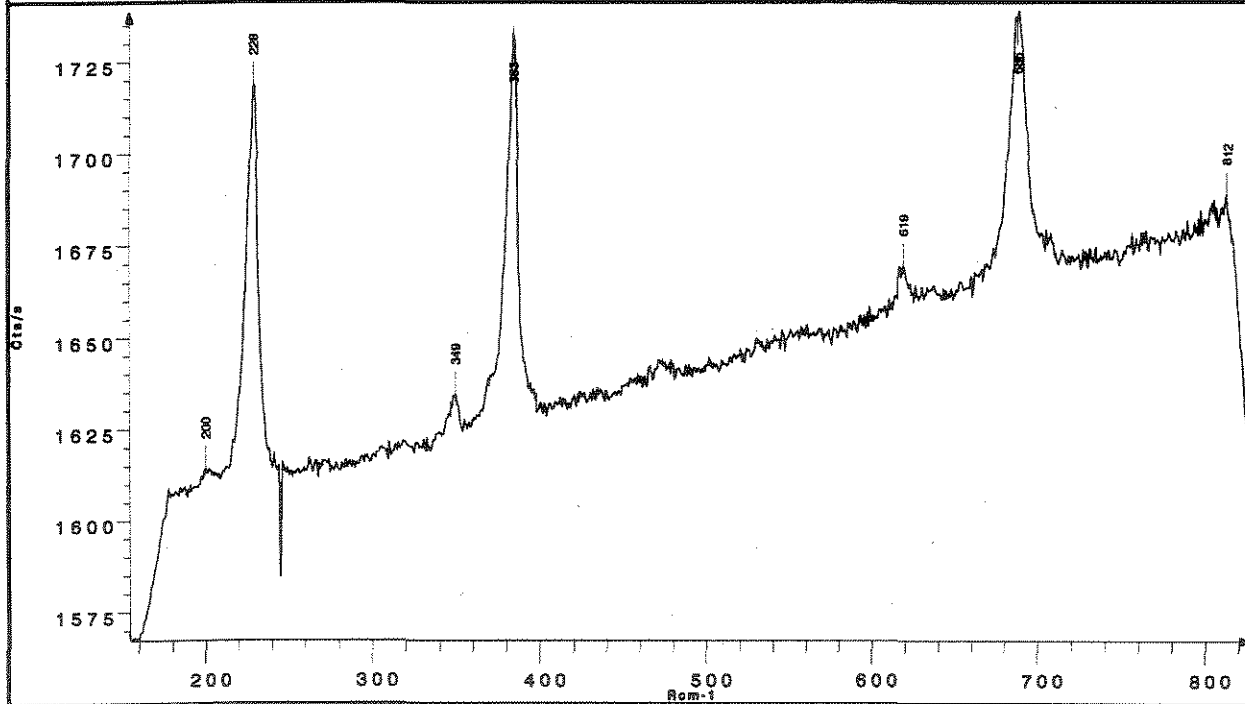


Tabela 8.1 - Dados de análises químicas de 190 amostras das cromitas primárias (cromititos) do complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas

Tabela 8.1a - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso)

| Óxidos        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO    | NiO   | MnO   | MgO    | ZnO   | CaO   | Total   |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|---------|
| Mínimo        | 0.000            | 0.014            | 12.008                         | 45.091                         | 0.000                          | 0.088                         | 10.491 | 0.035 | 0.360 | 7.814  | 0.000 | 0.000 | 98.042  |
| Máximo        | 1.877            | 0.547            | 23.814                         | 57.643                         | 3.605                          | 0.201                         | 20.758 | 0.241 | 0.649 | 15.881 | 0.158 | 0.438 | 101.747 |
| Média         | 0.089            | 0.141            | 17.238                         | 51.942                         | 1.748                          | 0.151                         | 15.323 | 0.148 | 0.475 | 12.275 | 0.051 | 0.037 | 99.619  |
| Desvio Padrão | 0.241            | 0.070            | 2.214                          | 2.327                          | 0.951                          | 0.023                         | 2.409  | 0.040 | 0.064 | 1.861  | 0.033 | 0.061 | 0.690   |
| Variância     | 0.058            | 0.005            | 4.903                          | 5.413                          | 0.905                          | 0.001                         | 5.802  | 0.002 | 0.004 | 3.463  | 0.001 | 0.004 | 0.476   |

Tabela 8.1b - Dados de análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios

| Cátions       | Si    | Ti    | Al    | Cr     | Fe <sup>+3</sup> | V     | Fe <sup>+2</sup> | Ni    | Mn    | Mg    | Zn    | Ca    | Cátions |
|---------------|-------|-------|-------|--------|------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Mínimo        | 0.000 | 0.003 | 3.787 | 8.684  | 0.000            | 0.014 | 2.116            | 0.007 | 0.076 | 3.125 | 0.000 | 0.000 | 23.786  |
| Máximo        | 0.461 | 0.103 | 6.836 | 12.123 | 0.671            | 0.035 | 4.645            | 0.048 | 0.147 | 5.708 | 0.031 | 0.118 | 24.020  |
| Média         | 0.022 | 0.027 | 5.132 | 10.411 | 0.331            | 0.025 | 3.256            | 0.030 | 0.102 | 4.619 | 0.010 | 0.010 | 23.976  |
| Desvio Padrão | 0.060 | 0.013 | 0.567 | 0.684  | 0.179            | 0.004 | 0.586            | 0.008 | 0.016 | 0.615 | 0.006 | 0.016 | 0.031   |
| Variância     | 0.004 | 0.000 | 0.321 | 0.468  | 0.032            | 0.000 | 0.343            | 0.000 | 0.000 | 0.379 | 0.000 | 0.000 | 0.001   |

Tabela 8.1c - Dados das principais razões multielementares utilizadas neste estudo

| Cromitas      | FeOt   | Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+2</sup> | Ti/Fe <sub>t</sub> | Fe <sup>+2</sup> /Mg | Cr/Fe <sub>t</sub> | Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> ) | Cr/(Cr+Al) | Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) | Fe/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) | Al/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) |
|---------------|--------|------------------------------------|--------------------|----------------------|--------------------|---------------------------|------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| Mínimo        | 11.938 | 0.000                              | 0.001              | 2.146                | 0.371              | 0.408                     | 0.560      | 0.696                        | 0.000                        | 0.304                        |
| Máximo        | 22.674 | 0.259                              | 0.036              | 4.012                | 1.454              | 0.730                     | 0.762      | 0.618                        | 0.042                        | 0.348                        |
| Média         | 17.266 | 0.110                              | 0.008              | 2.939                | 0.739              | 0.586                     | 0.670      | 0.656                        | 0.021                        | 0.323                        |
| Desvio Padrão | 1.991  | 0.063                              | 0.004              | 0.294                | 0.259              | 0.076                     | 0.038      | 0.478                        | 0.011                        | 0.396                        |
| Variância     | 3.964  | 0.004                              | 0.000              | 0.086                | 0.067              | 0.006                     | 0.001      | 0.570                        | 0.000                        | 0.391                        |

Tabela 8.2 - Dados de análises químicas de 19 amostras das cromitas disseminadas do complexo Básico-Ultrabásico de Pedras Pretas

Tabela 8.2a - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso)

| Cromitas      | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO    | NiO   | MnO   | MgO   | ZnO   | CaO   | Total   |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Mínimo        | 0.000            | 0.337            | 3.979                          | 30.748                         | 10.579                         | 0.193                         | 24.087 | 0.156 | 0.398 | 2.816 | 0.104 | 0.000 | 99.459  |
| Máximo        | 0.136            | 1.679            | 24.732                         | 40.461                         | 27.674                         | 0.406                         | 28.594 | 0.395 | 0.703 | 7.582 | 0.312 | 0.068 | 101.914 |
| Média         | 0.026            | 1.026            | 9.466                          | 34.659                         | 22.800                         | 0.289                         | 27.040 | 0.288 | 0.577 | 4.226 | 0.172 | 0.011 | 100.579 |
| Desvio Padrão | 0.039            | 0.310            | 4.945                          | 2.546                          | 4.564                          | 0.049                         | 1.090  | 0.081 | 0.067 | 1.111 | 0.053 | 0.016 | 0.725   |
| Variância     | 0.001            | 0.096            | 24.450                         | 6.484                          | 20.827                         | 0.002                         | 1.188  | 0.007 | 0.004 | 1.234 | 0.003 | 0.000 | 0.526   |

Tabela 8.2b - Dados de análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios

| Cátions       | Si    | Ti    | Al    | Cr    | Fe <sup>+3</sup> | V     | Fe <sup>+2</sup> | Ni    | Mn    | Mg    | Zn    | Ca    | Cátions |
|---------------|-------|-------|-------|-------|------------------|-------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|
| Mínimo        | 0.000 | 0.063 | 1.355 | 6.471 | 1.992            | 0.033 | 5.093            | 0.032 | 0.084 | 1.213 | 0.022 | 0.000 | 23.958  |
| Máximo        | 0.037 | 0.365 | 7.293 | 9.087 | 5.783            | 0.078 | 6.910            | 0.087 | 0.164 | 2.828 | 0.058 | 0.020 | 23.986  |
| Média         | 0.007 | 0.216 | 3.047 | 7.612 | 4.785            | 0.053 | 6.283            | 0.065 | 0.136 | 1.734 | 0.035 | 0.003 | 23.976  |
| Desvio Padrão | 0.010 | 0.068 | 1.415 | 0.689 | 1.015            | 0.010 | 0.421            | 0.019 | 0.018 | 0.378 | 0.010 | 0.005 | 0.007   |
| Variância     | 0.000 | 0.005 | 2.001 | 0.475 | 1.030            | 0.000 | 0.177            | 0.000 | 0.000 | 0.143 | 0.000 | 0.000 | 0.000   |

Tabela 8.2c - Dados das principais razões multielementares utilizadas neste estudo

| Cromitas      | FeO <sub>t</sub> | Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+2</sup> | Ti/Fe <sub>t</sub> | Fe <sup>+2</sup> /Mg | Cr/Fe <sub>t</sub> | Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> ) | Cr/(Cr+Al) | Cr/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) | Fe/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) | Al/(Cr+Al+Fe <sup>+3</sup> ) |
|---------------|------------------|------------------------------------|--------------------|----------------------|--------------------|---------------------------|------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| Mínimo        | 35.867           | 0.391                              | 0.610              | 0.554                | 1.801              | 0.149                     | 0.470      | 0.659                        | 0.126                        | 0.138                        |
| Máximo        | 58.331           | 0.903                              | 1.219              | 0.944                | 5.697              | 0.357                     | 0.858      | 0.410                        | 0.376                        | 0.329                        |
| Média         | 52.378           | 0.754                              | 0.868              | 0.700                | 3.803              | 0.217                     | 0.722      | 0.493                        | 0.310                        | 0.197                        |
| Desvio Padrão | 6.073            | 0.134                              | 0.188              | 0.109                | 0.864              | 0.049                     | 0.090      | 0.221                        | 0.067                        | 0.454                        |
| Variância     | 36.881           | 0.018                              | 0.035              | 0.012                | 0.747              | 0.002                     | 0.008      | 0.136                        | 0.005                        | 0.571                        |



### Anexo 3.1 - Parâmetros estatísticos de 190 análises químicas de cromitas maciças.

#### Anexo 3.1.1 - Parâmetros estatísticos das análises químicas para óxidos (percentagem em peso)

| Óxido         | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | NiO  | MnO  | MgO   | ZnO  | CaO  | Total  |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|------|------|-------|------|------|--------|
| Mínimo        | 0,00             | 0,01             | 12,01                          | 45,09                          | 0,00                           | 0,09                          | 10,49 | 0,04 | 0,36 | 7,81  | 0,00 | 0,00 | 98,04  |
| Máximo        | 1,88             | 0,55             | 23,81                          | 57,64                          | 3,61                           | 0,20                          | 20,76 | 0,24 | 0,65 | 15,88 | 0,16 | 0,44 | 101,75 |
| Média         | 0,09             | 0,14             | 17,24                          | 51,94                          | 1,75                           | 0,15                          | 15,32 | 0,15 | 0,48 | 12,28 | 0,05 | 0,04 | 99,62  |
| Desvio Padrão | 0,24             | 0,07             | 2,21                           | 2,33                           | 0,95                           | 0,02                          | 2,41  | 0,04 | 0,06 | 1,86  | 0,03 | 0,06 | 0,69   |
| Variância     | 0,06             | 0,01             | 4,90                           | 5,41                           | 0,91                           | 0,00                          | 5,80  | 0,00 | 0,00 | 3,46  | 0,00 | 0,00 | 0,48   |

#### Anexo 3.1.2 - Parâmetros estatísticos de análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios (unidades catiônicas).

| Cátions       | Si   | Ti   | Al   | Cr    | Fe <sup>+3</sup> | V    | Fe <sup>+2</sup> | Ni   | Mn   | Mg   | Zn   | Ca   | Cátions |
|---------------|------|------|------|-------|------------------|------|------------------|------|------|------|------|------|---------|
| Mínimo        | 0,00 | 0,00 | 3,79 | 8,68  | 0,00             | 0,01 | 2,12             | 0,01 | 0,08 | 3,13 | 0,00 | 0,00 | 23,79   |
| Máximo        | 0,46 | 0,10 | 6,84 | 12,12 | 0,67             | 0,04 | 4,65             | 0,05 | 0,15 | 5,71 | 0,03 | 0,12 | 24,02   |
| Média         | 0,02 | 0,03 | 5,13 | 10,41 | 0,33             | 0,03 | 3,26             | 0,03 | 0,10 | 4,62 | 0,01 | 0,01 | 23,98   |
| Desvio Padrão | 0,06 | 0,01 | 0,57 | 0,68  | 0,18             | 0,00 | 0,59             | 0,01 | 0,02 | 0,62 | 0,01 | 0,02 | 0,03    |
| Variância     | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 0,47  | 0,03             | 0,00 | 0,34             | 0,00 | 0,00 | 0,38 | 0,00 | 0,00 | 0,00    |

#### Anexo 3.1.3 - Parâmetros estatísticos das principais razões multielementares utilizadas neste estudo.

| Cromitas      | FeO <sub>(total)</sub> | Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+</sup> | Ti/Fe <sub>(total)</sub> | Fe <sub>+2</sub> /Mg | r/Fe <sub>(total)</sub> | Mg*  | Cr*  | Cr#  | Fe#  | Al#  |
|---------------|------------------------|-----------------------------------|--------------------------|----------------------|-------------------------|------|------|------|------|------|
| Mínimo        | 11,94                  | 0,00                              | 0,00                     | 2,15                 | 0,37                    | 0,41 | 0,56 | 0,70 | 0,00 | 0,30 |
| Máximo        | 22,67                  | 0,26                              | 0,04                     | 4,01                 | 1,45                    | 0,73 | 0,76 | 0,62 | 0,04 | 0,35 |
| Média         | 17,27                  | 0,11                              | 0,01                     | 2,94                 | 0,74                    | 0,59 | 0,67 | 0,66 | 0,02 | 0,32 |
| Desvio Padrão | 1,99                   | 0,06                              | 0,00                     | 0,29                 | 0,26                    | 0,08 | 0,04 | 0,48 | 0,01 | 0,40 |
| Variância     | 3,96                   | 0,00                              | 0,00                     | 0,09                 | 0,07                    | 0,01 | 0,00 | 0,57 | 0,00 | 0,39 |

### Anexo 3.2 - Parâmetros estatísticos de 19 análises químicas de cromitas disseminadas.

#### Anexo 3.2.1 - Parâmetros estatísticos das análises químicas para óxidos (percentagem em peso)

| Cromitas      | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | FeO   | NiO  | MnO  | MgO  | ZnO  | CaO  | Total  |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|------|------|------|------|------|--------|
| Mínimo        | 0,00             | 0,34             | 3,98                           | 30,75                          | 10,58                          | 0,19                          | 24,09 | 0,16 | 0,40 | 2,82 | 0,10 | 0,00 | 99,46  |
| Máximo        | 0,14             | 1,68             | 24,73                          | 40,46                          | 27,67                          | 0,41                          | 28,59 | 0,40 | 0,70 | 7,58 | 0,31 | 0,07 | 101,91 |
| Média         | 0,03             | 1,03             | 9,47                           | 34,66                          | 22,80                          | 0,29                          | 27,04 | 0,29 | 0,58 | 4,23 | 0,17 | 0,01 | 100,58 |
| Desvio Padrão | 0,04             | 0,31             | 4,95                           | 2,55                           | 4,56                           | 0,05                          | 1,09  | 0,08 | 0,07 | 1,11 | 0,05 | 0,02 | 0,73   |
| Variância     | 0,00             | 0,10             | 24,45                          | 6,48                           | 20,83                          | 0,00                          | 1,19  | 0,01 | 0,00 | 1,23 | 0,00 | 0,00 | 0,53   |

#### Anexo 3.2.2 - Parâmetros estatísticos das análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios (unidades catiónicas).

| Cátions       | Si   | Ti   | Al   | Cr   | Fe <sup>+3</sup> | V    | Fe <sup>+2</sup> | Ni   | Mn   | Mg   | Zn   | Ca   | Cátions |
|---------------|------|------|------|------|------------------|------|------------------|------|------|------|------|------|---------|
| Mínimo        | 0,00 | 0,06 | 1,36 | 6,47 | 1,99             | 0,03 | 5,09             | 0,03 | 0,08 | 1,21 | 0,02 | 0,00 | 23,96   |
| Máximo        | 0,04 | 0,37 | 7,29 | 9,09 | 5,78             | 0,08 | 6,91             | 0,09 | 0,16 | 2,83 | 0,06 | 0,02 | 23,99   |
| Média         | 0,01 | 0,22 | 3,05 | 7,61 | 4,79             | 0,05 | 6,28             | 0,07 | 0,14 | 1,73 | 0,04 | 0,00 | 23,98   |
| Desvio Padrão | 0,01 | 0,07 | 1,42 | 0,69 | 1,02             | 0,01 | 0,42             | 0,02 | 0,02 | 0,38 | 0,01 | 0,01 | 0,01    |
| Variância     | 0,00 | 0,01 | 2,00 | 0,48 | 1,03             | 0,00 | 0,18             | 0,00 | 0,00 | 0,14 | 0,00 | 0,00 | 0,00    |

#### Anexo 3.2.3 - Parâmetros estatísticos das principais razões multielementares utilizadas neste estudo.

| Cromitas      | FeO <sub>(total)</sub> | Fe <sup>+3</sup> /Fe <sup>+</sup> | Ti/Fe <sub>(total)</sub> | Fe <sub>+2</sub> /Mg | r/Fe <sub>(total)</sub> | Mg*  | Cr*  | Cr#  | Fe#  | Al#  |
|---------------|------------------------|-----------------------------------|--------------------------|----------------------|-------------------------|------|------|------|------|------|
| Mínimo        | 35,87                  | 0,39                              | 0,61                     | 0,55                 | 1,80                    | 0,15 | 0,47 | 0,66 | 0,13 | 0,14 |
| Máximo        | 58,33                  | 0,90                              | 1,22                     | 0,94                 | 5,70                    | 0,36 | 0,86 | 0,41 | 0,38 | 0,33 |
| Média         | 52,38                  | 0,75                              | 0,87                     | 0,70                 | 3,80                    | 0,22 | 0,72 | 0,49 | 0,31 | 0,20 |
| Desvio Padrão | 6,07                   | 0,13                              | 0,19                     | 0,11                 | 0,86                    | 0,05 | 0,09 | 0,22 | 0,07 | 0,45 |
| Variância     | 36,88                  | 0,02                              | 0,04                     | 0,01                 | 0,75                    | 0,00 | 0,01 | 0,14 | 0,01 | 0,57 |

### Anexo 3.3 - Dados de 33 análises de borda de cromitas maciças do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.4.1 - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso).

| Amostra    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | Ni   | MnO  | MgO   | ZnO  | CaO  | Total  |
|------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|------|------|-------|------|------|--------|
| AM1CR1M2C  | 0,01             | 0,06             | 17,71                          | 0,00                           | 52,10                          | 0,18                          | 17,82 | 0,15 | 0,46 | 10,40 | 0,05 | 0,00 | 98,96  |
| AM1CR2M3C  | 0,18             | 0,05             | 14,19                          | 0,00                           | 55,99                          | 0,16                          | 18,77 | 0,10 | 0,52 | 9,31  | 0,13 | 0,01 | 99,41  |
| AM1CR3M5C  | 0,12             | 0,05             | 12,71                          | 0,00                           | 56,68                          | 0,13                          | 19,97 | 0,08 | 0,65 | 7,81  | 0,09 | 0,04 | 98,33  |
| AM1CR4M5C  | 0,05             | 0,03             | 12,57                          | 0,00                           | 57,11                          | 0,09                          | 20,25 | 0,07 | 0,59 | 8,19  | 0,06 | 0,02 | 99,03  |
| AM1CR5M4C  | 0,04             | 0,01             | 13,42                          | 0,00                           | 56,74                          | 0,11                          | 20,06 | 0,15 | 0,54 | 8,80  | 0,03 | 0,00 | 99,91  |
| AM1CR64C   | 0,01             | 0,04             | 12,24                          | 0,19                           | 57,16                          | 0,12                          | 20,65 | 0,07 | 0,62 | 8,15  | 0,06 | 0,02 | 99,31  |
| AM2CR10M3  | 0,32             | 0,14             | 14,56                          | 1,26                           | 54,58                          | 0,16                          | 16,11 | 0,12 | 0,49 | 11,38 | 0,03 | 0,11 | 99,26  |
| AM2CR2M2C  | 0,10             | 0,39             | 16,88                          | 2,97                           | 51,24                          | 0,17                          | 13,80 | 0,18 | 0,42 | 13,43 | 0,02 | 0,17 | 99,75  |
| AM2CR3M3C  | 0,04             | 0,15             | 17,23                          | 2,26                           | 51,80                          | 0,12                          | 13,78 | 0,18 | 0,42 | 13,31 | 0,02 | 0,00 | 99,31  |
| AM2CR4M3C  | 0,06             | 0,23             | 18,44                          | 3,12                           | 50,64                          | 0,17                          | 13,15 | 0,17 | 0,46 | 14,10 | 0,10 | 0,03 | 100,69 |
| AM2CR5M3C  | 0,01             | 0,15             | 17,45                          | 3,12                           | 51,25                          | 0,18                          | 13,05 | 0,17 | 0,45 | 13,86 | 0,07 | 0,01 | 99,80  |
| AM2CR6M3C  | 0,00             | 0,22             | 18,50                          | 2,17                           | 50,80                          | 0,16                          | 13,31 | 0,23 | 0,42 | 13,85 | 0,00 | 0,01 | 99,66  |
| AM2CR7M2x  | 0,00             | 0,15             | 17,78                          | 2,84                           | 51,48                          | 0,15                          | 13,26 | 0,15 | 0,45 | 13,86 | 0,07 | 0,01 | 100,19 |
| AM2CR8M3C  | 0,00             | 0,14             | 16,07                          | 2,76                           | 53,25                          | 0,16                          | 13,69 | 0,15 | 0,49 | 13,35 | 0,08 | 0,03 | 100,17 |
| AM2CR9M3C  | 0,01             | 0,16             | 18,93                          | 2,17                           | 50,28                          | 0,16                          | 14,02 | 0,18 | 0,42 | 13,42 | 0,05 | 0,01 | 99,80  |
| AM2CRM3C   | 0,00             | 0,15             | 16,70                          | 2,66                           | 52,52                          | 0,16                          | 14,00 | 0,13 | 0,42 | 13,27 | 0,07 | 0,02 | 100,09 |
| 4/4wCR10M4 | 0,04             | 0,09             | 16,07                          | 2,78                           | 52,93                          | 0,11                          | 14,91 | 0,08 | 0,49 | 12,54 | 0,02 | 0,00 | 100,07 |
| 4/4wCR1M3C | 0,00             | 0,16             | 17,67                          | 3,16                           | 51,00                          | 0,14                          | 13,75 | 0,12 | 0,40 | 13,52 | 0,09 | 0,00 | 99,99  |
| 4/4wCR2_6C | 0,00             | 0,17             | 18,51                          | 2,20                           | 50,80                          | 0,16                          | 14,82 | 0,16 | 0,44 | 12,95 | 0,11 | 0,00 | 100,33 |
| 4/4wCR2M3C | 0,00             | 0,14             | 18,99                          | 1,69                           | 49,61                          | 0,19                          | 14,59 | 0,18 | 0,43 | 12,80 | 0,05 | 0,01 | 98,67  |
| 4/4wCR3_4C | 0,01             | 0,14             | 17,01                          | 1,33                           | 52,34                          | 0,19                          | 15,46 | 0,16 | 0,49 | 12,13 | 0,02 | 0,01 | 99,28  |
| 4/4wCR3M4C | 0,00             | 0,14             | 19,88                          | 1,02                           | 50,41                          | 0,17                          | 14,34 | 0,18 | 0,42 | 13,34 | 0,05 | 0,04 | 99,98  |
| 4/4wCR4_6C | 0,08             | 0,16             | 17,39                          | 1,51                           | 51,47                          | 0,14                          | 14,95 | 0,13 | 0,47 | 12,41 | 0,04 | 0,02 | 98,76  |
| 4/4wCR4M5C | 0,00             | 0,19             | 18,25                          | 1,51                           | 51,19                          | 0,15                          | 14,70 | 0,16 | 0,46 | 12,86 | 0,02 | 0,00 | 99,48  |
| 4/4wCR5M3C | 0,00             | 0,13             | 19,83                          | 1,86                           | 49,40                          | 0,14                          | 13,82 | 0,15 | 0,43 | 13,54 | 0,02 | 0,01 | 99,31  |
| 4/4wCR6M2C | 0,00             | 0,09             | 16,74                          | 2,13                           | 52,50                          | 0,15                          | 14,95 | 0,11 | 0,46 | 12,52 | 0,07 | 0,02 | 99,75  |
| 4/4wCR7M3C | 0,00             | 0,13             | 21,56                          | 2,15                           | 46,95                          | 0,16                          | 12,45 | 0,21 | 0,38 | 14,45 | 0,06 | 0,01 | 98,50  |
| 4/4wCR8M1C | 0,00             | 0,08             | 23,81                          | 2,15                           | 45,09                          | 0,16                          | 12,43 | 0,20 | 0,42 | 14,78 | 0,06 | 0,01 | 99,19  |
| 4/4wCR9M2C | 0,00             | 0,12             | 22,22                          | 1,29                           | 47,34                          | 0,14                          | 12,55 | 0,15 | 0,41 | 14,52 | 0,05 | 0,01 | 98,78  |
| 7/2wCR1_4C | 0,00             | 0,13             | 15,34                          | 2,31                           | 52,50                          | 0,16                          | 17,30 | 0,19 | 0,54 | 10,70 | 0,05 | 0,01 | 99,22  |
| 7/2wCR2_4C | 0,00             | 0,13             | 16,53                          | 2,35                           | 51,52                          | 0,15                          | 18,16 | 0,13 | 0,61 | 10,39 | 0,07 | 0,04 | 100,08 |
| 7/2wCR3_3C | 0,28             | 0,10             | 17,43                          | 2,82                           | 50,12                          | 0,11                          | 17,85 | 0,19 | 0,54 | 10,68 | 0,09 | 0,09 | 100,31 |
| 7/2wCR4_4C | 0,00             | 0,14             | 16,23                          | 2,70                           | 52,34                          | 0,13                          | 17,07 | 0,19 | 0,51 | 11,25 | 0,14 | 0,03 | 100,74 |

### Anexo 3.3 - Dados de 33 análises de borda de cromitas maciças do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.3.2 - Dados de análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios (unidades catiônicas).

| Amostra    | Si   | Ti   | Al   | Fe+3 | Cr    | V    | Fe+2 | Ni   | Mn   | Mg   | Zn   | Ca   | Cátions |
|------------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| AM1CR1M2C  | 0,00 | 0,01 | 5,37 | 0,00 | 10,59 | 0,03 | 3,83 | 0,03 | 0,10 | 3,99 | 0,01 | 0,00 | 23,96   |
| AM1CR2M3C  | 0,05 | 0,01 | 4,37 | 0,00 | 11,57 | 0,03 | 4,10 | 0,02 | 0,12 | 3,63 | 0,03 | 0,00 | 23,93   |
| AM1CR3M5C  | 0,03 | 0,01 | 4,02 | 0,00 | 12,02 | 0,02 | 4,48 | 0,02 | 0,15 | 3,13 | 0,02 | 0,01 | 23,90   |
| AM1CR4M5C  | 0,01 | 0,01 | 3,95 | 0,00 | 12,04 | 0,02 | 4,52 | 0,02 | 0,13 | 3,26 | 0,01 | 0,01 | 23,96   |
| AM1CR5M4C  | 0,01 | 0,00 | 4,15 | 0,00 | 11,79 | 0,02 | 4,41 | 0,03 | 0,12 | 3,45 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| AM1CR64C   | 0,00 | 0,01 | 3,85 | 0,04 | 12,06 | 0,02 | 4,61 | 0,02 | 0,14 | 3,24 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| AM2CR10M3  | 0,08 | 0,03 | 4,43 | 0,25 | 11,13 | 0,03 | 3,47 | 0,03 | 0,11 | 4,37 | 0,01 | 0,03 | 23,95   |
| AM2CR2M2C  | 0,03 | 0,07 | 5,00 | 0,56 | 10,19 | 0,03 | 2,90 | 0,04 | 0,09 | 5,03 | 0,00 | 0,05 | 23,99   |
| AM2CR3M3C  | 0,01 | 0,03 | 5,13 | 0,43 | 10,33 | 0,02 | 2,91 | 0,04 | 0,09 | 5,00 | 0,00 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CR4M3C  | 0,01 | 0,04 | 5,37 | 0,58 | 9,89  | 0,03 | 2,72 | 0,04 | 0,10 | 5,19 | 0,02 | 0,01 | 23,98   |
| AM2CR5M3C  | 0,00 | 0,03 | 5,15 | 0,59 | 10,14 | 0,03 | 2,73 | 0,04 | 0,10 | 5,17 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CR6M3C  | 0,00 | 0,04 | 5,44 | 0,41 | 10,02 | 0,03 | 2,78 | 0,05 | 0,09 | 5,15 | 0,00 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CR7M2x  | 0,00 | 0,03 | 5,22 | 0,53 | 10,14 | 0,03 | 2,76 | 0,03 | 0,10 | 5,15 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CR8M3C  | 0,00 | 0,03 | 4,77 | 0,52 | 10,60 | 0,03 | 2,88 | 0,03 | 0,10 | 5,01 | 0,02 | 0,01 | 23,99   |
| AM2CR9M3C  | 0,00 | 0,03 | 5,56 | 0,41 | 9,91  | 0,03 | 2,92 | 0,04 | 0,09 | 4,99 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CRM3C   | 0,00 | 0,03 | 4,95 | 0,50 | 10,44 | 0,03 | 2,94 | 0,03 | 0,09 | 4,97 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| 4/4wCR10M4 | 0,01 | 0,02 | 4,80 | 0,53 | 10,60 | 0,02 | 3,16 | 0,02 | 0,11 | 4,73 | 0,01 | 0,00 | 23,98   |
| 4/4wCR1M3C | 0,00 | 0,03 | 5,21 | 0,59 | 10,09 | 0,02 | 2,88 | 0,02 | 0,09 | 5,04 | 0,02 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR2_6C | 0,00 | 0,03 | 5,44 | 0,41 | 10,02 | 0,03 | 3,09 | 0,03 | 0,09 | 4,82 | 0,02 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR2M3C | 0,00 | 0,03 | 5,65 | 0,32 | 9,91  | 0,03 | 3,08 | 0,04 | 0,09 | 4,82 | 0,01 | 0,00 | 23,98   |
| 4/4wCR3_4C | 0,00 | 0,03 | 5,10 | 0,26 | 10,53 | 0,03 | 3,29 | 0,03 | 0,11 | 4,60 | 0,00 | 0,00 | 23,98   |
| 4/4wCR3M4C | 0,00 | 0,03 | 5,81 | 0,19 | 9,89  | 0,03 | 2,97 | 0,04 | 0,09 | 4,93 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| 4/4wCR4_6C | 0,02 | 0,03 | 5,22 | 0,29 | 10,36 | 0,02 | 3,19 | 0,03 | 0,10 | 4,71 | 0,01 | 0,01 | 23,98   |
| 4/4wCR4M5C | 0,00 | 0,04 | 5,41 | 0,29 | 10,18 | 0,02 | 3,09 | 0,03 | 0,10 | 4,82 | 0,00 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR5M3C | 0,00 | 0,02 | 5,83 | 0,35 | 9,73  | 0,02 | 2,88 | 0,03 | 0,09 | 5,03 | 0,00 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR6M2C | 0,00 | 0,02 | 5,00 | 0,41 | 10,51 | 0,03 | 3,17 | 0,02 | 0,10 | 4,73 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| 4/4wCR7M3C | 0,00 | 0,02 | 6,29 | 0,40 | 9,20  | 0,03 | 2,58 | 0,04 | 0,08 | 5,34 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR8M1C | 0,00 | 0,01 | 6,84 | 0,39 | 8,68  | 0,03 | 2,53 | 0,04 | 0,09 | 5,37 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR9M2C | 0,00 | 0,02 | 6,45 | 0,24 | 9,22  | 0,02 | 2,58 | 0,03 | 0,09 | 5,33 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 7/2wCR1_4C | 0,00 | 0,03 | 4,68 | 0,45 | 10,75 | 0,03 | 3,75 | 0,04 | 0,12 | 4,13 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 7/2wCR2_4C | 0,00 | 0,03 | 5,00 | 0,45 | 10,44 | 0,03 | 3,89 | 0,03 | 0,13 | 3,97 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| 7/2wCR3_3C | 0,07 | 0,02 | 5,22 | 0,54 | 10,07 | 0,02 | 3,79 | 0,04 | 0,12 | 4,04 | 0,02 | 0,02 | 23,97   |
| 7/2wCR3_3C | 0,00 | 0,03 | 4,86 | 0,52 | 10,51 | 0,02 | 3,63 | 0,04 | 0,11 | 4,26 | 0,03 | 0,01 | 24,00   |

### Anexo 3.4 - Dados de 33 análises de centro de cromitas maciças do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.4.1 - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso).

| Amostra     | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | NiO  | MnO  | MgO   | ZnO  | CaO  | Total  |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|------|------|-------|------|------|--------|
| AM1CR1B3B   | 0,31             | 0,04             | 14,10                          | 0,00                           | 55,03                          | 0,13                          | 18,87 | 0,12 | 0,49 | 9,16  | 0,06 | 0,04 | 98,33  |
| AM1CR2M1B   | 0,10             | 0,04             | 12,49                          | 0,00                           | 57,29                          | 0,12                          | 19,14 | 0,07 | 0,58 | 8,78  | 0,04 | 0,07 | 98,71  |
| AM1CR3B1B   | 0,00             | 0,03             | 12,52                          | 0,00                           | 56,40                          | 0,19                          | 19,62 | 0,08 | 0,60 | 8,47  | 0,08 | 0,04 | 98,04  |
| AM1CR4B1B   | 0,04             | 0,05             | 12,92                          | 0,00                           | 57,49                          | 0,15                          | 19,60 | 0,08 | 0,57 | 8,95  | 0,09 | 0,10 | 100,04 |
| AM1CR5M1B   | 0,02             | 0,04             | 13,31                          | 0,00                           | 57,04                          | 0,18                          | 19,64 | 0,06 | 0,56 | 9,09  | 0,11 | 0,04 | 100,10 |
| AM1CR610B   | 0,16             | 0,04             | 12,52                          | 0,71                           | 56,04                          | 0,11                          | 19,46 | 0,11 | 0,59 | 8,78  | 0,07 | 0,05 | 98,63  |
| AM2CR10B1   | 0,02             | 0,08             | 18,01                          | 1,77                           | 51,92                          | 0,14                          | 14,29 | 0,19 | 0,46 | 13,14 | 0,09 | 0,01 | 100,11 |
| AM2CR2B1B   | 0,04             | 0,22             | 18,26                          | 1,88                           | 51,37                          | 0,15                          | 13,60 | 0,14 | 0,42 | 13,67 | 0,03 | 0,00 | 99,77  |
| AM2CR3B1B   | 0,00             | 0,15             | 18,40                          | 1,56                           | 51,32                          | 0,16                          | 13,54 | 0,18 | 0,43 | 13,59 | 0,11 | 0,06 | 99,49  |
| AM2CR4B1B   | 0,03             | 0,14             | 19,00                          | 2,22                           | 50,12                          | 0,18                          | 12,38 | 0,16 | 0,37 | 14,34 | 0,00 | 0,08 | 99,02  |
| AM2CR5B2B   | 0,34             | 0,30             | 19,68                          | 2,12                           | 50,07                          | 0,13                          | 10,73 | 0,17 | 0,44 | 15,62 | 0,04 | 0,24 | 99,88  |
| AM2CR6B1B   | 0,00             | 0,13             | 17,65                          | 1,48                           | 52,20                          | 0,15                          | 13,39 | 0,18 | 0,45 | 13,56 | 0,06 | 0,02 | 99,25  |
| AM2CR7B1B   | 0,03             | 0,13             | 19,10                          | 1,42                           | 49,90                          | 0,14                          | 13,01 | 0,14 | 0,44 | 13,73 | 0,10 | 0,06 | 98,20  |
| AM2CR8B1B   | 1,34             | 0,12             | 13,83                          | 2,84                           | 54,43                          | 0,17                          | 11,62 | 0,18 | 0,49 | 13,94 | 0,00 | 0,08 | 99,04  |
| AM2CR9M1B   | 0,00             | 0,16             | 18,97                          | 1,80                           | 50,33                          | 0,17                          | 14,39 | 0,21 | 0,42 | 13,16 | 0,04 | 0,01 | 99,65  |
| AM2CRM1B    | 1,88             | 0,17             | 16,79                          | 3,33                           | 51,00                          | 0,16                          | 12,58 | 0,19 | 0,46 | 13,86 | 0,06 | 0,41 | 100,89 |
| 4/4WCR10M1  | 0,25             | 0,14             | 16,42                          | 2,53                           | 52,39                          | 0,15                          | 14,31 | 0,14 | 0,51 | 12,85 | 0,03 | 0,00 | 99,72  |
| 4/4wCR1B1B  | 0,06             | 0,18             | 18,06                          | 1,90                           | 51,19                          | 0,13                          | 14,57 | 0,14 | 0,39 | 12,98 | 0,06 | 0,05 | 99,71  |
| 4/4wCR2_2B  | 0,00             | 0,20             | 18,35                          | 2,12                           | 50,73                          | 0,11                          | 14,65 | 0,16 | 0,46 | 12,97 | 0,05 | 0,00 | 99,82  |
| 4/4wCR2B1B  | 0,00             | 0,15             | 20,56                          | 2,18                           | 48,62                          | 0,15                          | 13,12 | 0,24 | 0,42 | 14,13 | 0,05 | 0,03 | 99,64  |
| 4/4wCR3B1_B | 0,00             | 0,08             | 18,09                          | 1,30                           | 51,68                          | 0,12                          | 14,22 | 0,09 | 0,42 | 13,05 | 0,03 | 0,01 | 99,07  |
| 4/4wCR3M1B  | 0,01             | 0,11             | 19,16                          | 0,41                           | 51,90                          | 0,14                          | 15,45 | 0,17 | 0,45 | 12,63 | 0,00 | 0,02 | 100,45 |
| 4/4wCR4_1B  | 0,01             | 0,17             | 19,17                          | 0,95                           | 50,61                          | 0,19                          | 13,80 | 0,20 | 0,41 | 13,44 | 0,04 | 0,00 | 98,99  |
| 4/4wCR4M2B  | 0,00             | 0,16             | 17,83                          | 2,26                           | 51,77                          | 0,18                          | 14,51 | 0,16 | 0,42 | 13,14 | 0,04 | 0,00 | 100,47 |
| 4/4wCR5B2B  | 0,00             | 0,12             | 19,25                          | 2,24                           | 50,06                          | 0,13                          | 14,21 | 0,20 | 0,36 | 13,39 | 0,04 | 0,02 | 100,01 |
| 4/4wCR6B1B  | 0,01             | 0,14             | 19,85                          | 2,03                           | 49,21                          | 0,15                          | 13,88 | 0,20 | 0,39 | 13,54 | 0,05 | 0,08 | 99,52  |
| 4/4wCR7B2B  | 0,04             | 0,13             | 16,72                          | 1,89                           | 52,11                          | 0,14                          | 15,01 | 0,11 | 0,48 | 12,34 | 0,02 | 0,01 | 99,00  |
| 4/4wCR8B2B  | 0,00             | 0,09             | 19,89                          | 1,63                           | 48,93                          | 0,13                          | 13,12 | 0,15 | 0,48 | 13,71 | 0,02 | 0,06 | 98,21  |
| 4/4wCR9B1B  | 0,73             | 0,11             | 18,58                          | 2,64                           | 50,54                          | 0,15                          | 13,59 | 0,14 | 0,40 | 13,68 | 0,05 | 0,03 | 100,63 |
| 7/2wCR1_1B  | 0,00             | 0,17             | 17,80                          | 2,49                           | 51,46                          | 0,14                          | 16,70 | 0,16 | 0,54 | 11,81 | 0,09 | 0,10 | 101,44 |
| 7/2wCR2_1B  | 0,03             | 0,14             | 16,73                          | 1,91                           | 50,71                          | 0,17                          | 17,92 | 0,13 | 0,54 | 10,32 | 0,05 | 0,10 | 98,72  |
| 7/2wCR3_1B  | 0,03             | 0,14             | 16,27                          | 2,14                           | 51,46                          | 0,12                          | 18,46 | 0,13 | 0,55 | 10,09 | 0,06 | 0,04 | 99,49  |
| 7/2wCR4_2B  | 0,00             | 0,15             | 16,25                          | 2,21                           | 51,71                          | 0,17                          | 17,28 | 0,16 | 0,54 | 10,85 | 0,07 | 0,04 | 99,44  |

### Anexo 3.4 - Dados de 33 análises de centro de cromitas maciças do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.4.2 - Dados de análises químicas para cátions com base em 32 oxigênios (unidades catiônicas).

|             | Si   | Ti   | Al   | Fe+3 | Cr    | V    | Fe+2 | Ni   | Mn   | Mg   | Zn   | Ca   | Cátions |
|-------------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| AM1CR1B3B   |      |      |      |      |       |      |      |      |      |      |      |      |         |
| AM1CR2M1B   | 0,08 | 0,01 | 4,39 | 0,00 | 11,50 | 0,02 | 4,17 | 0,03 | 0,11 | 3,61 | 0,01 | 0,01 | 23,93   |
| AM1CR3B1B   | 0,03 | 0,01 | 3,92 | 0,00 | 12,06 | 0,02 | 4,26 | 0,01 | 0,13 | 3,48 | 0,01 | 0,02 | 23,95   |
| AM1CR4B1B   | 0,00 | 0,01 | 3,96 | 0,00 | 11,98 | 0,03 | 4,41 | 0,02 | 0,14 | 3,39 | 0,02 | 0,01 | 23,97   |
| AM1CR5M1B   | 0,01 | 0,01 | 4,00 | 0,00 | 11,93 | 0,03 | 4,30 | 0,02 | 0,13 | 3,50 | 0,02 | 0,03 | 23,98   |
| AM1CR610B   | 0,01 | 0,01 | 4,11 | 0,00 | 11,81 | 0,03 | 4,30 | 0,01 | 0,12 | 3,55 | 0,02 | 0,01 | 23,98   |
| AM2CR10B1   | 0,04 | 0,01 | 3,93 | 0,14 | 11,82 | 0,02 | 4,34 | 0,02 | 0,13 | 3,49 | 0,01 | 0,01 | 23,98   |
| AM2CR2B1B   | 0,01 | 0,02 | 5,31 | 0,33 | 10,27 | 0,02 | 2,99 | 0,04 | 0,10 | 4,90 | 0,02 | 0,00 | 23,99   |
| AM2CR3B1B   | 0,01 | 0,04 | 5,37 | 0,35 | 10,14 | 0,02 | 2,84 | 0,03 | 0,09 | 5,09 | 0,01 | 0,00 | 23,98   |
| AM2CR4B1B   | 0,00 | 0,03 | 5,43 | 0,29 | 10,16 | 0,03 | 2,83 | 0,04 | 0,09 | 5,07 | 0,02 | 0,02 | 23,99   |
| AM2CR5B2B   | 0,01 | 0,03 | 5,58 | 0,42 | 9,88  | 0,03 | 2,58 | 0,03 | 0,08 | 5,33 | 0,00 | 0,02 | 23,98   |
| AM2CR6B1B   | 0,08 | 0,05 | 5,67 | 0,39 | 9,67  | 0,02 | 2,19 | 0,03 | 0,09 | 5,69 | 0,01 | 0,06 | 23,97   |
| AM2CR7B1B   | 0,00 | 0,02 | 5,23 | 0,28 | 10,38 | 0,02 | 2,82 | 0,04 | 0,10 | 5,08 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| AM2CR8B1B   | 0,01 | 0,03 | 5,67 | 0,27 | 9,94  | 0,02 | 2,74 | 0,03 | 0,09 | 5,16 | 0,02 | 0,02 | 23,99   |
| AM2CR9M1B   | 0,34 | 0,02 | 4,12 | 0,54 | 10,89 | 0,03 | 2,46 | 0,04 | 0,11 | 5,26 | 0,00 | 0,02 | 23,82   |
| AM2CRM1B    | 0,00 | 0,03 | 5,59 | 0,34 | 9,95  | 0,03 | 3,01 | 0,04 | 0,09 | 4,90 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR10M1  | 0,46 | 0,03 | 4,86 | 0,61 | 9,90  | 0,03 | 2,58 | 0,04 | 0,10 | 5,07 | 0,01 | 0,11 | 23,79   |
| 4/4wCR1B1B  | 0,06 | 0,03 | 4,89 | 0,48 | 10,47 | 0,02 | 3,02 | 0,03 | 0,11 | 4,84 | 0,01 | 0,00 | 23,96   |
| 4/4wCR2_2B  | 0,02 | 0,03 | 5,34 | 0,36 | 10,16 | 0,02 | 3,06 | 0,03 | 0,08 | 4,86 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
| 4/4wCR2B1B  | 0,00 | 0,04 | 5,42 | 0,40 | 10,06 | 0,02 | 3,07 | 0,03 | 0,10 | 4,85 | 0,01 | 0,00 | 24,00   |
| 4/4wCR3B1_B | 0,00 | 0,03 | 5,98 | 0,41 | 9,49  | 0,02 | 2,71 | 0,05 | 0,09 | 5,20 | 0,01 | 0,01 | 24,00   |
| 4/4wCR3M1B  | 0,00 | 0,02 | 5,38 | 0,25 | 10,31 | 0,02 | 3,00 | 0,02 | 0,09 | 4,91 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR4_1B  | 0,00 | 0,02 | 5,62 | 0,08 | 10,21 | 0,02 | 3,22 | 0,03 | 0,09 | 4,69 | 0,00 | 0,01 | 23,99   |
| 4/4wCR4M2B  | 0,00 | 0,03 | 5,66 | 0,18 | 10,03 | 0,03 | 2,89 | 0,04 | 0,09 | 5,02 | 0,01 | 0,00 | 23,98   |
| 4/4wCR5B2B  | 0,00 | 0,03 | 5,24 | 0,42 | 10,21 | 0,03 | 3,03 | 0,03 | 0,09 | 4,89 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR6B1B  | 0,00 | 0,02 | 5,64 | 0,42 | 9,84  | 0,02 | 2,95 | 0,04 | 0,08 | 4,96 | 0,01 | 0,00 | 23,99   |
| 4/4wCR7B2B  | 0,00 | 0,03 | 5,82 | 0,38 | 9,68  | 0,02 | 2,89 | 0,04 | 0,08 | 5,02 | 0,01 | 0,02 | 24,00   |
| 4/4wCR8B2B  | 0,01 | 0,02 | 5,03 | 0,36 | 10,51 | 0,02 | 3,20 | 0,02 | 0,11 | 4,69 | 0,00 | 0,00 | 23,98   |
| 4/4wCR9B1B  | 0,00 | 0,02 | 5,89 | 0,31 | 9,72  | 0,02 | 2,76 | 0,03 | 0,10 | 5,13 | 0,00 | 0,02 | 23,99   |
| 7/2wCR1_1B  | 0,18 | 0,02 | 5,39 | 0,49 | 9,84  | 0,02 | 2,80 | 0,03 | 0,08 | 5,02 | 0,01 | 0,01 | 23,90   |
| 7/2wCR2_1B  | 0,00 | 0,03 | 5,24 | 0,47 | 10,16 | 0,02 | 3,49 | 0,03 | 0,11 | 4,40 | 0,02 | 0,03 | 24,00   |
| 7/2wCR3_1B  | 0,01 | 0,03 | 5,11 | 0,37 | 10,39 | 0,03 | 3,88 | 0,03 | 0,12 | 3,99 | 0,01 | 0,03 | 23,99   |
| 7/2wCR4_2B  | 0,01 | 0,03 | 4,96 | 0,42 | 10,52 | 0,02 | 3,99 | 0,03 | 0,12 | 3,89 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |
|             | 0,00 | 0,03 | 4,93 | 0,43 | 10,52 | 0,03 | 3,72 | 0,03 | 0,12 | 4,16 | 0,01 | 0,01 | 23,99   |

### Anexo 3.5- Dados de 19 análises de centro de cromitas disseminadas do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.5.1 - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso).

| Amostras    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | NiO  | MnO  | MgO  | ZnO  | CaO  | Total  |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------------------------|-------|------|------|------|------|------|--------|
| SLB91,26CR1 | 0,10             | 0,34             | 24,73                          | 32,71                          | 10,58                          | 0,24                          | 24,34 | 0,16 | 0,40 | 7,58 | 0,31 | 0,00 | 101,48 |
| SLB91,26CR2 | 0,09             | 0,36             | 22,54                          | 33,57                          | 10,60                          | 0,20                          | 24,09 | 0,16 | 0,50 | 7,06 | 0,30 | 0,00 | 99,46  |
| SLAPEROX4   | 0,00             | 1,20             | 8,81                           | 31,14                          | 27,24                          | 0,33                          | 27,52 | 0,39 | 0,56 | 4,08 | 0,16 | 0,00 | 101,43 |
| SLAPEROX4   | 0,14             | 0,86             | 8,68                           | 35,71                          | 23,65                          | 0,19                          | 26,58 | 0,16 | 0,70 | 4,42 | 0,11 | 0,07 | 101,28 |
| SLAPEROX5   | 0,00             | 1,00             | 7,95                           | 34,42                          | 24,03                          | 0,27                          | 26,99 | 0,35 | 0,58 | 3,87 | 0,14 | 0,00 | 99,60  |
| SLAPEROX6   | 0,02             | 1,21             | 7,56                           | 31,74                          | 27,29                          | 0,27                          | 27,58 | 0,36 | 0,57 | 3,72 | 0,15 | 0,00 | 100,48 |
| SLAPEROX7   | 0,00             | 1,07             | 7,88                           | 34,41                          | 24,78                          | 0,31                          | 27,61 | 0,34 | 0,57 | 3,76 | 0,14 | 0,00 | 100,88 |
| SLAPEROX8   | 0,01             | 0,92             | 8,77                           | 36,05                          | 22,19                          | 0,29                          | 27,38 | 0,21 | 0,55 | 3,88 | 0,16 | 0,00 | 100,42 |
| SLAPEROX9   | 0,01             | 1,07             | 10,17                          | 32,54                          | 24,50                          | 0,32                          | 27,31 | 0,37 | 0,59 | 4,26 | 0,13 | 0,00 | 101,26 |
| SLAPEROX9   | 0,00             | 1,10             | 9,43                           | 32,33                          | 25,27                          | 0,32                          | 27,33 | 0,36 | 0,50 | 4,16 | 0,20 | 0,01 | 101,01 |
| SLAPEROX1   | 0,00             | 1,03             | 9,31                           | 33,81                          | 24,10                          | 0,32                          | 27,34 | 0,31 | 0,54 | 4,13 | 0,18 | 0,00 | 101,06 |
| SLAPEROX1   | 0,03             | 1,03             | 8,63                           | 34,58                          | 23,54                          | 0,32                          | 26,76 | 0,29 | 0,57 | 4,23 | 0,19 | 0,01 | 100,18 |
| SLAPEROX1   | 0,00             | 0,99             | 8,52                           | 35,31                          | 23,34                          | 0,25                          | 27,04 | 0,31 | 0,64 | 4,09 | 0,18 | 0,01 | 100,69 |
| SLAPEROX16  | 0,00             | 0,87             | 8,09                           | 37,86                          | 20,91                          | 0,29                          | 26,40 | 0,20 | 0,53 | 4,28 | 0,15 | 0,00 | 99,57  |
| SLAPEROX1   | 0,00             | 0,78             | 6,37                           | 40,46                          | 20,28                          | 0,28                          | 26,60 | 0,22 | 0,61 | 3,89 | 0,19 | 0,02 | 99,68  |
| SLAPEROX1   | 0,01             | 1,68             | 3,98                           | 35,87                          | 25,58                          | 0,41                          | 28,59 | 0,34 | 0,67 | 2,82 | 0,13 | 0,03 | 100,09 |
| SLAPEROX1   | 0,02             | 1,60             | 5,69                           | 34,08                          | 26,42                          | 0,35                          | 28,41 | 0,37 | 0,59 | 3,30 | 0,10 | 0,03 | 100,95 |
| SLAPEROX2   | 0,00             | 1,13             | 6,72                           | 39,83                          | 20,50                          | 0,24                          | 27,31 | 0,21 | 0,67 | 3,83 | 0,21 | 0,01 | 100,66 |
| SLAPEROX2   | 0,07             | 1,08             | 6,43                           | 36,01                          | 23,52                          | 0,30                          | 28,03 | 0,28 | 0,65 | 3,02 | 0,12 | 0,02 | 99,52  |
| SLAPEROX2   | 0,01             | 1,21             | 9,07                           | 30,75                          | 27,67                          | 0,30                          | 27,58 | 0,40 | 0,57 | 4,15 | 0,20 | 0,01 | 101,91 |

### Anexo 3.5- Dados de 19 análises de centro de cromitas disseminadas do depósito cromitífero de Pedras Pretas.

#### Anexo 3.5.1 - Dados de análises químicas para óxidos (percentagem em peso).

| Amostras    | Si   | Ti   | Al   | Fe+3 | Cr   | V    | Fe+2 | Ni   | Mn   | Mg   | Zn   | Ca   | Cátions |
|-------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| SLB91,26CR1 | 0,02 | 0,06 | 7,29 | 1,99 | 6,47 | 0,04 | 5,09 | 0,03 | 0,08 | 2,83 | 0,06 | 0,00 | 23,98   |
| SLB91,26CR2 | 0,02 | 0,07 | 6,85 | 2,06 | 6,84 | 0,03 | 5,19 | 0,03 | 0,11 | 2,71 | 0,06 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX4   | 0,00 | 0,25 | 2,87 | 5,68 | 6,82 | 0,06 | 6,37 | 0,09 | 0,13 | 1,68 | 0,03 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX4   | 0,04 | 0,18 | 2,82 | 4,91 | 7,79 | 0,04 | 6,13 | 0,04 | 0,16 | 1,82 | 0,02 | 0,02 | 23,97   |
| SLAPEROX5   | 0,00 | 0,21 | 2,65 | 5,12 | 7,70 | 0,05 | 6,38 | 0,08 | 0,14 | 1,63 | 0,03 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX6   | 0,01 | 0,26 | 2,51 | 5,78 | 7,07 | 0,05 | 6,50 | 0,08 | 0,14 | 1,56 | 0,03 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX7   | 0,00 | 0,23 | 2,60 | 5,22 | 7,61 | 0,06 | 6,46 | 0,08 | 0,14 | 1,57 | 0,03 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX8   | 0,00 | 0,19 | 2,89 | 4,66 | 7,96 | 0,05 | 6,39 | 0,05 | 0,13 | 1,62 | 0,03 | 0,00 | 23,97   |
| SLAPEROX9   | 0,00 | 0,22 | 3,29 | 5,07 | 7,07 | 0,06 | 6,28 | 0,08 | 0,14 | 1,74 | 0,03 | 0,00 | 23,97   |
| SLAPEROX9   | 0,00 | 0,23 | 3,08 | 5,26 | 7,07 | 0,06 | 6,33 | 0,08 | 0,12 | 1,72 | 0,04 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX1   | 0,00 | 0,21 | 3,03 | 5,02 | 7,40 | 0,06 | 6,32 | 0,07 | 0,13 | 1,70 | 0,04 | 0,00 | 23,98   |
| SLAPEROX1   | 0,01 | 0,22 | 2,84 | 4,95 | 7,64 | 0,06 | 6,25 | 0,07 | 0,14 | 1,76 | 0,04 | 0,00 | 23,97   |
| SLAPEROX1   | 0,00 | 0,21 | 2,80 | 4,89 | 7,78 | 0,05 | 6,30 | 0,07 | 0,15 | 1,70 | 0,04 | 0,00 | 23,99   |
| SLAPEROX16  | 0,00 | 0,18 | 2,68 | 4,43 | 8,42 | 0,05 | 6,21 | 0,05 | 0,13 | 1,79 | 0,03 | 0,00 | 23,97   |
| SLAPEROX1   | 0,00 | 0,17 | 2,13 | 4,33 | 9,09 | 0,05 | 6,32 | 0,05 | 0,15 | 1,65 | 0,04 | 0,01 | 23,98   |
| SLAPEROX1   | 0,00 | 0,37 | 1,36 | 5,56 | 8,20 | 0,08 | 6,91 | 0,08 | 0,16 | 1,21 | 0,03 | 0,01 | 23,96   |
| SLAPEROX1   | 0,01 | 0,34 | 1,90 | 5,64 | 7,64 | 0,07 | 6,73 | 0,08 | 0,14 | 1,39 | 0,02 | 0,01 | 23,97   |
| SLAPEROX2   | 0,00 | 0,24 | 2,23 | 4,34 | 8,85 | 0,05 | 6,42 | 0,05 | 0,16 | 1,61 | 0,04 | 0,00 | 23,99   |
| SLAPEROX2   | 0,02 | 0,23 | 2,17 | 5,07 | 8,16 | 0,06 | 6,72 | 0,07 | 0,16 | 1,29 | 0,03 | 0,01 | 23,96   |
| SLAPEROX2   | 0,00 | 0,25 | 2,94 | 5,73 | 6,69 | 0,06 | 6,35 | 0,09 | 0,13 | 1,70 | 0,04 | 0,00 | 23,98   |