UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÃO DO SENSOREAMENTO REMOTO
E AEROGAMASPECTROMETRIA AO ESTUDO DO
CONTROLE ESTRUTURAL DOS GRANITOS
ESTANÍFEROS DE RONDÔNIA**

Rosana Okida

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2001

ERRATA

Capa, linha 3. Onde se lê “APLICAÇÃO DO SENSOREAMENTO REMOTO”; leia-se “APLICAÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO”.

Resumo, linha 24. Onde se lê “anterior à 1.600, 1.600 a 1.500 e 1.400 a 970 Ma”; leia-se “anterior à 1,69, 1,69 a 1,41 e 1,40 Ga ao Paleozóico”.

Resumo, linha 26. Onde se lê “Tal alojamento ocorreu”; leia-se “Tais alojamentos ocorreram”.

Abstract, linha 22. Onde se lê “before 1.600 Ma, 1.600 to 1.500 Ma and 1.400 to 970 Ma”; leia-se “before 1.69 Ga, 1.69 to 1.41 Ga and 1.40 Ga to Paleozoic”.

Abstract, linha 9. Onde se lê “structual data”; leia-se “structural data”.

Abstract, linha 24. Onde se lê “Younger Granites of Rondônia. This”; leia-se “Younger Granites of Rondônia. These”.

Lista de Figuras, Figura 58. Onde se lê “Diagramas de rosáceas das zonas”; leia-se “Diagrama de rosácea das zonas”.

Lista de Tabelas, Tabela 20. Onde se lê “Baixas frequências de isofrequências de zonas de juntas”; leia-se “Baixas frequências de zonas de juntas”.

Página 1, linha 10. Onde se lê “As descobertas dos campos estaníferos iniciou-se em 1955”; leia-se “As descobertas dos campos estaníferos iniciaram-se em 1955”.

Página 1, linha 11. Onde se lê “São Lourenço e Macisa”; leia-se “São Lourenço e Macisa,”.

Página 1, linha 13. Onde se lê “em 1977, e Bom Futuro em 1987”; leia-se “em 1977, e Bom Futuro, em 1987”.

Página 12, Tabela 1, coluna 6, linha 4. Onde se lê “Tassinari. (1996)”, leia-se “Tassinari (1996)”.

Página 17, linha 32. Onde se lê “vergência de N para S”; leia-se “vergência de NNE para SSW”.

Página 26, linha 3. Onde se lê “correlato ao magmatismo”; leia-se “correlata ao magmatismo”.

Página 26, linha 4. Onde se lê “Situa-se na porção”; leia-se “Situa-se nas porções”.

Página 30, linha 27. Onde se lê “evidências de mistura de magma tenha sido reconhecido no Maciço Oriente Novo”; leia-se “evidências de mistura de magma tenham sido reconhecidas no Maciço Oriente Novo”.

Página 32, item 4, linha 8. Onde se lê “mapeáveis na escala de 1:25.000”; leia-se “mapeáveis à escala 1:25.000”.

Página 42, linha 5. Onde se lê “e ser originados”; leia-se “e serem originados”.

Página 42, item 8, linha 8. Onde se lê “Esta fáceis”; leia-se “Esta fácies”.

Página 43, linha 2. Onde se lê “ocorrendo com um *trend*”; leia-se “ocorrendo segundo um *trend*”.

Página 43, linha 10. Onde se lê “do albita granito e granito porfirítico. Consistem de rochas”; leia-se “do albita granito e granito porfirítico, consistem de rochas”.

Página 43, linha 16. Onde se lê “Os greisens que são encontrados”; leia-se “Ao lado desses greisens ocorrem veios de quartzo mineralizados à topázio, que são encontrados”.

Página 45, linha 12. Onde se lê “associadas ao greisen e veios de quartzo”; leia-se “associadas ao greisen, veios de quartzo”.

Página 51, linha 3. Onde se lê “fraturamentos profundos, falhas de distensão”; leia-se “fraturamentos profundos e falhas de distensão”.

Página 51, linha 4. Onde se lê “visto que na presença”; leia-se “pois na presença”.

Página 72, item 2, linha 1. Onde se lê “foi escolhida, por apresentar”; leia-se “foi escolhida por apresentar”.

Página 75, linhas 10 e 11. Onde se lê “Matolin 1984, Vasconcellos *et al.* 1994, Pascholati 1990, Ferreira 1991, Dias 1995”; leia-se “Matolin 1984, Pascholati 1990, Ferreira 1991, Vasconcellos *et al.* 1994, Dias 1995”.

Página 79, item 3, linha 5. Onde se lê “maior que um pixel e produz-se”; leia-se “maior que um pixel, produz-se”.

Página 82, linha 14. Onde se lê “CRPM”; leia-se “CPRM”.

Página 83, item 2, linhas 1 e 2. Onde se lê “equivalem à 500 e 1000 m”; leia-se “equivalem à 1000 e 500 m”.

Página 86, item 5, linhas 1 e 2. Onde se lê “valores de DN dos pixels de uma banda pelos pixels”; leia-se “valores de DN dos pixels de uma banda pelos DN dos pixels”.

Página 88, linha 1. Onde se lê “Tal fato deve-se ao fato da componente”; leia-se “Tal fato deve-se à componente”.

Página 91, Figura 23. Onde se lê “(b) relação entre elipse”; leia-se “(a) relação entre elipse”.

Página 91, Figura 23. Onde se lê “(a) modelo de desenvolvimento”; leia-se “(b) modelo de desenvolvimento”.

Página 92, item 3, linha 8. Onde se lê “(Isotta *et al.* 1978, Souza *et al.* 1975”; leia-se “(Souza *et al.* 1975, Isotta *et al.* 1978)”.

Página 92, item 3, linha 11. Onde se lê “duas etapas referentes a este”; leia-se “duas etapas deste”.

Página 100, Figura 29. Onde se lê “Todos os sentidos ilustrados são sinistrais”; leia-se “Todos os sentidos ilustrados são destrais, com exceção da terceira figura”.

Página 104, linhas 29 e 30. Onde se lê “Leite Jr. (1992, 1998), Bettencourt *et al.* (1999), Veneziani, Anjos & Payolla (campanha de 1996), Rizzotto (1999)”; leia-se “Leite Jr. (1992, 1998), Veneziani, Anjos & Payolla (campanha de 1996), Bettencourt *et al.* (1999), Rizzotto (1999)”.

Página 106, item 2, linha 2. Onde se lê “a nuvens e à topografia”; leia-se “às nuvens e à topografia”.

Página 106, item 4, linha 4. Onde se lê “de forma significativa, o produto”; leia-se “de forma significativa, no produto”.

Página 117, item 2, linha 7. Onde se lê “bandas 1, 2, 3, 4, e 7”; leia-se “bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7”.

Página 121, Figura 40. Onde se lê “Localização dos pontos com análises químicas de Payolla (não publicado)”; leia-se “Localização dos pontos com análises químicas de Payolla (não publicado) (pontos numerados em verde)”.

Página 122, linha 14. Onde se lê “imagem no formato raster”; leia-se “imagem no formato *raster*”.

Página 123, item 1b, linha 5. Onde se lê “tório, variável entre”; leia-se “tório ser variável entre”.

Página 124, Figura 41. Onde se lê “do MSS-Landsat-2, de 1975 da região”; leia-se “(MSS-Landsat-2, 1975).”.

Página 130, linhas 6 e 7. Onde se lê “urânio e tório depende de cada tipo específico granítico”; leia-se “urânio e do tório depende de cada tipo específico de granito”.

Página 132, Tabela 17, coluna 4, linha 34. Onde se lê “fino/medo”; leia-se “fino/médio”.

Página 138, item 2, linha 4. Onde se lê “devido à facilidade em”; leia-se “devido ser mais simples”.

Página 140, item 3, linha 10. Onde se lê “tão realçados, quanto”; leia-se “tão realçados quanto”.

Página 151, Figura 57, primeira rosácea. Onde se lê “Número máximo de fraturas” e “Número total de fraturas”; leia-se “Número máximo de zonas de juntas” e “Número total de zonas de juntas”, respectivamente.

Página 155, linha 8. Onde se lê “importância ao controle”; leia-se “importância no controle”.

Página 157, linha 4. Onde se lê “compressiva da área operativa”; leia-se “compressiva da área, operativa”.

Página 157, linhas 20 e 21. Onde se lê “Feições tais como, com eixos verticais, arrastos, sentido de rotação”; leia-se “Feições como, eixos verticais, dobras de arrasto, rotação”.

Página 158, Tabela 21, coluna 1, linha 4. Onde se lê “1,43”; leia-se “1,41”.

Página 158, Tabela 21, coluna 1, linha 5. Onde se lê “1,57 a 1,52”; leia-se “1,60 a 1,52”.

Página 159, linhas 6 e 7. Onde se lê “estiramento, que constituem conjunto”; leia-se “estiramento, constituem o conjunto”.

Página 159, linhas 8 e 9. Onde se lê “(*rhombo-chasms*) definidas pelas direções WNW-ESE e NE-SW”; leia-se “(*rhombo-chasms*), definidas pelas direções WNW-ESE e NE-SW,”.

Página 159, linha 13. Onde se lê “ou não por quartzo”; leia-se “ou não, por quartzo”.

Página 161, linha 10. Onde se lê “podem ser derivadas dos maciços”; leia-se “podem ser os maciços”.

Página 161, linha 13. Onde se lê “mapeados sendo,”; leia-se “mapeados e que são,”.

Página 162, Tabela 23. Onde se lê “Baixo: inferior à 150 metros”; leia-se “Baixo topográfico: inferior à 150 metros”.

Página 163, Tabela 24. Onde se lê “Baixo”; leia-se “Baixa”.

Página 163, sub-item 8.4.1, linha 7. Onde se lê “que resultam em redobramentos”; leia-se “que resultaram em redobramentos”.

Página 163, sub-item 8.4.1, linha 13, linhas 8 e 9. Onde se lê “(fonte) cujas origens estão relacionadas aos movimentos que dão origem ao cisalhamento”; leia-se “(fonte), cujas origens estão relacionadas aos movimentos que geraram o cisalhamento”.

Página 168, linha 5. Onde se lê “Nesta fase as principais”; leia-se “Nesta fase, as principais”.

Página 168, linha 23. Onde se lê “1,6 Ga”; leia-se “1,69 Ga”.

Página 168, linha 27. Onde se lê “1,4 e 0,99 Ga”; leia-se “1,40 Ga e Paleozóico”.

Linha 170, linhas 10 e 11. Onde se lê “antes de 1,6 Ga, que representa a idade da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Tal fato foi levantado, porque esta Suíte não”; leia-se “antes de 1,69 Ga, que representa a idade do Grupo Beneficiente. Tal fato foi levantado, porque este Grupo não”.

Página 170, linha 15. Onde se lê “em nível de afloramento.”; leia-se “em nível de afloramento, e WNW-ESE”.

Página 171, Figura 65. Substituir a figura pela anexada nesta errata.

Página 172, item 2, linha 8. Onde se lê “1,6 a 1,5 Ga.”; leia-se “1,69 a 1,41 Ga.”.

Página 172, linha 16. Onde se lê “deposição das rochas”; leia-se “deposição dos sedimentos”.

Página 173, Foto 2. Onde se lê “A idade é superior a 1,5 Ga”; leia-se “A idade é de 1,75 a 1,63 Ga”.

Página 173, Foto 3. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade entre 1,75 e 1,63 Ga”.

Página 173, Foto 4. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade de 1,73 Ga”.

Página 174, Foto 5. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade de 1,75 a 1,63 Ga”.

Página 174, Foto 6. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade de 1,75 a 1,63 Ga”.

Página 175, Figura 66. Substituir a figura pela anexada nesta errata.

Página 176, linha 27. Onde se lê “NNE (vergência para S e SSW)”; leia-se “NNW (vergência para S e SSE)”.

Página 177, linha 11. Onde se lê “dúctil a rúptil-dúctil”; leia-se “dúctil a dúctil-rúptil”.

Página 177, linha 15. Onde se lê “essencialmente, nas regiões E”; leia-se “essencialmente, nas porções E”.

Página 177, linha 21. Onde se lê “desta fase ao longo”; leia-se “desta fase, ao longo”.

Página 177, linha 25. Onde se lê “relacionada com o”; leia-se “relacionada ao”.

Página 178, Foto 7. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade entre 1,75 e 1,63 Ga”.

Página 178, Foto 8. Substituir a legenda por “Afloramento de gnaiss granulítico (GR) com veios de anfibolito (AM). A idade da rocha é entre 1,75 e 1,63 Ga (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú) (Scandolara 1997). Foliação cataclástica-milonítica (nesta foto não é bem evidente) com direção N80W/55NE (correlacionável, neste caso, à P) cortando a direção N60W/vertical (R) (anfibolito). Os indicadores cinemáticos são: fratura e flexura do anfibolito

mostrando movimento com sentido destral, ao longo da direção N80W/55NE. Segunda fase de movimentação”.

Página 178, Foto 9. Onde se lê “idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “idade entre 1,75 e 1,63 Ga”.

Página 179, Foto 12. Onde se lê “com idade de 1,5 Ga”; leia-se “com idade de 1,56 Ga”.

Página 180, linha 11. Onde se lê “progressividade da movimentação”; leia-se “progressão da movimentação e”.

Página 180, linha 14. Onde se lê “alto ângulo e oblíquas; (3) em rochas”; leia-se “alto ângulo e oblíquas. Em rochas”.

Página 180, linha 16. Onde se lê “rúpteis ao longo”; leia-se “rúpteis, ao longo”.

Página 180, linhas 18 e 19. Onde se lê “no intervalo de 1,4 a 0,99 Ga”; leia-se “no intervalo de 1,40 Ga ao Paleozóico”.

Página 180, linha 29. Onde se lê “o que atesta o caráter”; leia-se “o que atesta um caráter”.

Página 181, Figura 67. Substituir a figura pela anexada nesta errata.

Página 182, linha 6. Onde se lê “objetivo de identificar detalhadamente”; leia-se “objetivo de identificar, detalhadamente”.

Página 182, linha 18. Onde se lê “principalmente nas regiões N e S da área”; leia-se “principalmente nas porções N e S da região”.

Página 182, linha 24. Onde se lê “sobre os *offsets* de estruturas mensuráveis, é”; leia-se “mostram que os *offsets* de estruturas mensuráveis são”.

Página 182, linha 26. Onde se lê “vertical; (6) nesta fase”; leia-se “vertical. Desta forma, nesta fase”.

Página 182, linha 28. Onde se lê “1,08 a 0,97 Ga); (7) tais”; leia-se “1,08 a 0,97 Ga). Tais”.

Página 183, Foto 13. Onde se lê “com idade de 1,08 Ga”; leia-se “com idade de 1,08 a 1,07 Ga”.

Página 183, Foto 14. Onde se lê “afloramentoda”; leia-se “afloramento da”.

Página 183, Foto 14. Onde se lê “rúpteis-dúcties”; leia-se “rúpteis-dúcteis”.

Página 184, Foto 16. Onde se lê “com idade superior a 1,5 Ga”; leia-se “com idade entre 1,75 e 1,63 Ga”.

Página 183, Foto 18. Onde se lê “Rondônia) com 0,9 Ga”; leia-se “Rondônia) com 0,99 a 0,97 Ga”.

Página 185, linha 3. Onde se lê “, é facilmente distinguida desta última”; leia-se “, esta é facilmente distingüida da primeira fase”.

Página 185, linha 4. Onde se lê “rochas afetadas, algumas”; leia-se “rochas afetadas. Algumas”.

Página 185, sub-item 8.4.3, linha 13. Onde se lê “denominada, Associação”; leia-se “denominada Associação”.

Página 185, sub-item 8.4.3, linha 14. Onde se lê “(1,7 Ga) (Tabela 21),”; leia-se “(1,73 Ga) (Tabela 21)”.

Página 186, linha 19. Onde se lê “União (1,5 Ga)”; leia-se “União (1,60 a 1,52 Ga)”.

Página 186, linha 29. Onde se lê “foliações cataclásticas-miloníticas”; leia-se “foliações miloníticas-cataclásticas”.

Página 188, linha 3. Onde se lê “(1,4 Ga)”; leia-se “(1,41 Ga)”.

Página 188, linha 5. Onde se lê “encontrado evidências”; leia-se “encontrado muitas evidências”.

Página 188, linha 18. Onde se lê “cataclástica-milonítica”; leia-se “milonítica-cataclástica”.

Página 188, linhas 22 e 23. Onde se lê “estirado com pórfiros de 1 cm em”; leia-se “estirado, com pórfiros de 1 cm, em”.

Página 188, linha 28. Onde se lê “cataclásticas-miloníticas”; leia-se “miloníticas-cataclásticas”.

Página 188, linha 32. Onde se lê “cataclásticas-miloníticas”; leia-se “miloníticas-cataclásticas”.

Página 189, linha 14. Onde se lê “Na regiões”; leia-se “Nas regiões”.

Página 189, linha 19. Onde se lê “Suíte Intrusiva Santa Clara) com”; leia-se “Suíte Intrusiva Santa Clara), com”.

Página 189, linha 22. Onde se lê “Payolla *et al.* 2000)”; leia-se “Payolla *et al.* (2000)”.

Página 189, linha 24. Onde se lê “seguintes movimentos, descritos”; leia-se “seguintes movimentos descritos”.

Página 191, linha 19. Onde se lê “zona transpressiva”; leia-se “zona transtensiva”.

Página 194, Figura 68. Onde se lê “*dilational jogs* segundo”; leia-se “*dilational jogs*, segundo”.

Página 196, linha 16. Onde se lê “0,99 Ga”; leia-se “0,97 Ga”.

Página 196, linha 27. Onde se lê “pelas direções do modelo”; leia-se “pela direção T do modelo”.

Página 197, linha 8. Onde se lê “dados aéreos de,”; leia-se “dados de,”.

Página 197, linha 11. Onde se lê “coletados atualmente para”; leia-se “coletados, atualmente, para”.

Página 197, linha 15. Onde se lê “principais componentes”; leia-se “componentes principais”.

Apêndice B, Etapa de campo 1 (fevereiro/2000), ponto 14. Onde se lê “Foliação cataclástica-milonítica”; leia-se “Foliação milonítica-cataclástica”.

Apêndice B, Etapa de campo 1 (fevereiro/2000), ponto 16. Onde se lê “Foliação cataclástica-milonítica”; leia-se “Foliação milonítica-cataclástica”.

Apêndice B, Etapa de campo 1 (fevereiro/2000), ponto 35. Onde se lê “N10E/sobh.”; leia-se “N10E/subh.”.

Apêndice B, Etapa de campo 1 (fevereiro/2000), ponto 61. Onde se lê “Foliação cataclástica-milonítica”; leia-se “Foliação milonítica-cataclástica”.

Apêndice B, Etapa de campo 2 (julho/2000), ponto 2. Onde se lê “foliação cataclástica-milonítica”; leia-se “foliação milonítica-cataclástica”.

Apêndice B, Etapa de campo 1 (fevereiro/2000), ponto 3. Onde se lê “Foliação cataclástica-milonítica”; leia-se “Foliação milonítica-cataclástica”.

Apêndice G, mapa tectônico-estratigráfico, em modelos adotados, no elipsóide. Onde se lê “ σ ”; leia-se “ σ_1 ”.

Apêndice G, mapa tectônico-estratigráfico, em nota de crédito. Onde se lê “modificado de Scandolara (1997) e Bettencourt *et al.* (1997)”; leia-se “modificado de Payolla *et al.* (2000) e Payolla (no prelo)”.

Apêndice G, mapa tectônico-estratigráfico. Onde se lê “dados de foliações de Scandolara (1997); Veneziani, Anjos & Payolla (1996)”; leia-se “dados de foliações de Veneziani, Anjos & Payolla (1996) e Scandolara (1997)”.

Apêndice G, mapa tectônico-estratigráfico, nos blocos diagramas. Onde se lê

; leia-se

NOTA

Devido à escassez de tempo para a impressão de várias cópias das ilustrações coloridas que compõem este trabalho, foram adotadas fotocópias coloridas (“xerox colorido”). Contudo, tais produtos não reproduziram de forma fiel os originais, alterando em alguns casos a matiz, mas principalmente a saturação. A fim de não comprometer o trabalho em si, fora anexado ao mesmo, um CD-ROM que contém todas as ilustrações (coloridas e em preto), bem como o *software* para a visualização das mesmas (Adobe Acrobat, versão 4.0). As ilustrações (figuras e fotos) encontram-se em formato pdf.

Em caso de se querer imprimir as ilustrações, principalmente aquelas com imagens de sensores remotos e as fotos, sugere-se utilizar impressoras com alta resolução (por exemplo, impressoras HP, da série 890C ou superior).

As Figuras 66 e 67 estão divididas em duas partes, estruturas e unidades tectono-estratigráficas. No caso das estruturas, imprimi-la em transparência para posterior sobreposição às unidades tectono-estratigráficas.

A autora agradece a atenção e pede desculpas pelo problema ocorrido.

Rosana Okida.

São Paulo, 13 de junho de 2001.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÃO DO SENSORIAMENTO REMOTO E
AEROGAMAESPECTROMETRIA AO ESTUDO DO
CONTROLE ESTRUTURAL DOS GRANITOS
ESTANÍFEROS DE RONDÔNIA**

ROSANA OKIDA

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt	
Examinadores:	Prof. Dr. Francisco José Fonseca Ferreira	
	Prof. Dr. Luiz Fernando Santana Braga	
	Prof. Dr. Roberto Alexandre Vitória de Moraes	
	Prof. Dr. Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida	

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**APLICAÇÃO DO SENSOREAMENTO REMOTO
E AEROGAMAESPECTROMETRIA AO ESTUDO DO
CONTROLE ESTRUTURAL DOS GRANITOS
ESTANÍFEROS DE RONDÔNIA**

Rosana Okida

Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

DEDALUS - Acervo - IGC

30900007639

SÃO PAULO
2001

“A objetividade é a condição básica da ciência. O que vale não é o que algum cientista imagina ou pensa, mas aquilo que realmente é. Isto porque a ciência não é literatura.”

Cervo, A.L & Bervian, P.A. (Metodologia Científica. McGraw-Hill, 1983, p. 18).

*Este trabalho
é dedicado as pessoas que eu amo e estimo,
que acreditaram e torceram
por mim durante esses anos.*

AGRADECIMENTOS

Meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas, instituições e empresas que colaboraram de alguma forma com este trabalho, em especial:

À minha família, Assao, Shigueko, Marcio, Eliane, Lia e Laura, pelo apoio e compreensão pelos longos períodos ausente.

Ao Dr. Jorge Silva Bettencourt (IG-USP), por me aceitar como sua aluna e pelas críticas e sugestões.

Ao Dr. Paulo Veneziani (DSR-INPE), pela ajuda nos trabalhos de fotointerpretação e de campo, pelas valiosas críticas, sugestões e discussões sobre tectônica, geologia estrutural e geologia da área, pela ajuda com os desenhos, por ceder as fotos da campanha de 1996, pelo estímulo e apoio constante.

Ao Dr. Célio Eustáquio dos Anjos, pela ajuda no início do trabalho, por ceder as fotos da campanha de 1996, pelo estímulo e grande amizade.

Ao Dr. Waldir Renato Paradella (DSR-INPE), pelas valiosas sugestões no que tange a integração de dados multifontes.

Aos Drs. Augusto César Bittencourt Pires (UnB), Marcelo de Lawrence Bassay Blum (UnB), Francisco J. F. Ferreira (UFPR), Carlos Alberto Mendonça (IAG-USP) e Eronaldo B. Rocha (IAG-USP), e a Geóloga Sílvia Beatriz Alvez Rolim (UFRGS), pelas valiosas sugestões e comentários com relação aos dados aerogamaespectrométricos.

Ao Dr. George Robert Sadowski (IG-USP), pelas críticas e sugestões no que tange a parte de tectônica-estrutural.

Ao Dr. Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida (IG-USP), pelas sugestões no processamento dos dados digitais TM-Landsat e acesso ao Laboratório de Informática Geológica (LIG).

Ao Geólogo Mário José Metelo (CPRM/RJ), pelo empréstimo dos dados digitais aerogamaespectrométricos do Projeto Rio Madeira e dados gravimétricos ao longo da BR-364 (Estado de Rondônia).

Ao Sr. Paulo Roberto Cruz (CNEN), pela concessão do uso dos dados digitais aerogamaespectrométricos do Projeto Rio Madeira.

Ao Dr. Diógenes Salas Alves (DPI-INPE), pelo empréstimo das imagens digitais RADARSAT-1 e JERS-1.

Ao Sr. Luiz Eduardo Maurano (DPI-INPE), pelo empréstimo das imagens TM-Landsat-5 do ano de 1999.

Aos Geólogos Bruno Leonel Payolla (Eletronorte), Washington Barbosa Leite Júnior (IGCE-UNESP) e Irena Sparrenberg, pelo empréstimo dos dados geológicos pertencentes à região, colaboração nos trabalhos de campo e amizade.

Ao Dr. Jairo J. Rueda (IGCE-UNESP), pela colaboração na primeira etapa de campo, discussões e amizade.

Aos Geólogos José de Ribamar Lopes Bezerra (CPRM/SP), Carlos César de Araújo e em especial, à Geóloga Maria Laura Vereza de Azevedo (CPRM/RJ) e à Sra. Telma Aisengart Santos (GEOSOFT Latinoamerica), pela ajuda no manuseio do *software* Oasis Montaj.

Ao Geólogo Sávio L. Carmona dos Santos, pela ajuda no manuseio do *software* EASI/PACE (PCI) e amizade.

Ao Engenheiro Cartógrafo José Luis Rodriguez Yi e à Engenheira Agrônoma Hiromi S. Y. Sassagawa Sant'Anna, pela ajuda na retificação radiométrica e montagem do mosaico das imagens TM, e amizade.

À Sra. Mary Minamoto Yamada (DPI-INPE), pelo empréstimo de uma versão funcional do *software* SPRING para *Windows* para a reamostragem das malhas dos dados aerogamaespectrométricos.

À Sra. Rosa Shimabukuro (DPI-INPE), pela elaboração de uma rotina para a conversão dos dados aerogamaespectrométricos do formato grade para amostras.

À Oceanógrafa Maycira P. de Farias Costa (DSR-INPE), pela ajuda com a leitura do *orbit* da imagem TM-Landsat no *Canadian Centre for Remote Sensing* (CCRS).

Ao Geólogo Sérgio Azevedo Marques (CPRM/RJ) e a Sra. Fátima Franze, pela ajuda com as publicações e dados da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), e amizade.

Ao Dr. Mário Ivan Lima e Sr. Mário Jorge (IBGE), pela ajuda e empréstimo dos dados gravimétricos do perfil da BR-364 (Estado de Rondônia).

À Sra. Rosa Sachetto da Silva (ATUS-INPE/SJC) e ao Sr. José Donizete Nogueira (INPE/Cachoeira Paulista), pela ajuda na aquisição das imagens TM-Landsat-5.

À Sra. Vera Gabriel da Silva Fontes (LTID-INPE), pela ajuda com as plotagens dos mapas e cordialidade.

À Geóloga Vanessa Madrucci, pelas discussões, prestatividade e amizade.

Ao Geólogo Stélio Tavares Júnior, pelas trocas de idéias, conversas diárias e amizade.

À Sra. Maria Cristina dos Santos Varlez (DSR-INPE), pela prestatividade.

Às Sras. Ana Paula Cabanal Pentagna e Magali Fernandes Rizzo (Pós-Graduação IG-USP), pela prestatividade durante esses anos de doutorado.

Ao Geólogo Sérgio Henrique Almeida (Biotita), pela ajuda com o *software* Stereonet e amizade.

À Sra. Heloísa (INPE), pela correção do *abstract* e amizade.

À Sra. Ana Lúcia (INPE), pelos desenhos e confecção das legendas nos mapas finais.

Aos Geólogos Samara Vicente Cazzoli y Goya e Marcelo Monteiro Rocha, pelo apoio, companheirismo e amizade.

Ao Geólogo Pedro Poccioni e Sra. Rita Parisi Conde (IG-USP), pela ajuda no Laboratório de Informática Geológica (LIG).

Às minhas amigas Adriana Fernandes Campos e Kumi Shiota, pela grande força.

Ao Sr. Noé Bruno e Dna. Aida, pelas preocupações, prestatividade e grande amizade.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), nas pessoas dos Drs. Bernardo Driedrich Theodor Rudorff e José Carlos Neves Epiphânio, pelo acesso às dependências e aos equipamentos da Divisão de Sensoriamento Remoto (DSR).

À Universidade de São Paulo, especialmente ao Instituto de Geociências, pela oportunidade fornecida para a realização do trabalho.

À Empresa Brasileira de Estanho S/A (EBESA) e Companhia Estanífera do Brasil (CESBRA), em nome dos Geólogos Renato Muzzolon (EBESA) e José Antônio Jeronymo Vian (CESBRA), pela prestatividade durante as etapas de campo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudo fornecida durante os anos de, 1997, 1998 e 2000 (Processo Nº 141240/97-0).

RESUMO

A compreensão do controle tectônico-estrutural do alojamento dos maciços graníticos, bem como das mineralizações associadas, constitui uma aquisição de conhecimento importantíssima, que somada a outros dados, como, geocronológicos, petrográficos, geofísicos, geoquímicos, etc., possibilitam uma avaliação adequada dos depósitos minerais primários e secundários existentes. Este trabalho teve como propósito, caracterizar os controles, regionais, dos plutons graníticos e das mineralizações estaníferas associadas, da porção central da Província Estanífera de Rondônia, que é uma das mais importantes províncias estaníferas à escala global. Para tal, foram utilizados dados de sensoriamento remoto, aerogamaespectrométricos, geocronológicos, petrográficos, geoquímicos e tectono-estruturais, além de informações de campo. As técnicas empregadas foram, basicamente, as de sensoriamento remoto, com interpretação das imagens TM-Landsat-5 e produtos integrados derivados de dados TM-5, RADARSAT-1 e aerogamaespectrométricos. Os resultados revelaram uma boa correlação dos mapeamentos geológicos pré-existentes com os dados aerogamaespectrométricos e de campo. As anomalias radiométricas foram relacionadas aos corpos graníticos mineralizados e não deformados de forma dúctil-rúptil, bem como aos litotipos alterados hidrotermalmente. A imagem RADARSAT-1 não foi eficiente, especificamente na região estudada, devido à área apresentar um relevo arrasado, topografia plana, uso extensivo do solo (agropecuária) e umidade na data de aquisição (05/07/97), que acarretaram um comportamento especular. As imagens TM, por outro lado, foram muito úteis na definição das principais zonas de cisalhamento, porque são mais antigas (anos de 84, 85 e 86) que a RADARSAT e, portanto, não apresentam um uso do solo tão extensivo. As interpretações dessas imagens junto com os dados de campo, possibilitaram estabelecer a hierarquia dos movimentos transpressivos-transstensivos que atuaram na região em três fases de movimentação progressiva, relacionadas aos intervalos de tempo: anterior à 1.600, 1.600 a 1.500 e 1.400 a 970 Ma. A Fase 2 exerceu indubitável controle no alojamento do Maciço União, enquanto a Fase 3 nos maciços pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e aos *Younger Granites* de Rondônia. Tal alojamento ocorreu em estruturas do tipo *releasing bends* e *rhombo-chasms*, formadas a partir das principais linhas de fraquezas crustais. Na segunda fase, linhas com orientações em torno de NNW-SSE e NW-SE, proporcionaram o adelgaçamento crustal, onde ocorreu o alojamento do Maciço União. Na terceira fase, o controle foi exercido pelas direções WNW-ESE e NE-SW. A mineralização secundária encontra-se em baixos estruturais, apresentando como áreas-fontes os maciços graníticos alterados hidrotermalmente, situados em altos estruturais; enquanto a mineralização primária encontra-se

relacionada as mesmas direções de fraquezas crustais, que condicionaram o alojamento dos plutons graníticos. A sistemática adotada mostrou-se bastante eficiente, devido à minimização dos custos com os trabalhos de campo e, principalmente, por proporcionar uma visão regional integrada, que facilitou a identificação dos controles tectônicos e permitiu a escolha de pontos-chaves para serem verificados nos trabalhos de campo.

ABSTRACT

The understanding of structural-tectonic control of the granitic massif emplacement as well as of the associated mineralizations proved to be one of the most important knowledge acquisitions which, with other data, such as, geochronologic, petrographic, geophysics, geochemistic data, etc., make easy the appropriate evaluation of the existent mineral deposits, primary and secondary. This work had as a purpose, to characterize the regional controls of granitic massifs and the associated mineralizations in the central part of the Rondônia Tin Province, one of the most important tin provinces in a global scale. Remote sensing, airborne gamma-ray spectrometrics, geochronologies, petrographics, geochemistries and tectonic-structural data, as well as field data, were used here. The techniques employed were, basically, remote sensing, with interpretation of TM-Landsat-5 images and integrated products of TM-5, RADARSAT-1 and airborne gamma-ray spectrometrics. The results showed a good correlation between pre-existent geologic mapping with the airborne gamma-ray spectrometric and field data. The radiometric anomalies are the granitic bodies mineralized and non-deformed of ductile-brittle mode, and the litotypes with hydrothermal alteration. The RADARSAT-1 image was not efficient, specifically in the study area, because the area shows a raze relief, plane tophography, extensive use of soil (farming and cattle raising) and humidity in the date of this acquisition (05/july/97), producing specular behaviour. The TM images, on the other hand, were very useful for the definition of the main shear zones, because they are older than RADARSAT (years 84, 85 and 86) and, consequently, do not show such a large use of the soil. The interpretation of those images together with field data, made possible to establish the hierarchy of transpressive-transtensive movements which actuated in the region, in three stages of progressive movimentation, related to periods of time: before 1.600 Ma, 1.600 to 1.500 Ma and 1.400 to 970 Ma. The Stage 2 controlled the emplacement of the Union Massif, while the Stage 3 controlled massifs belonging to Santa Clara Intrusive Suite and Younger Granites of Rondônia. This emplacement occurred in releasing bends and rhombo-chasms structures, formed by main lines of crustal weakness. In the second stage, lines with orientation towards +/- NNW-SSE and +/- NW-SE, caused the crustal thinning. Afterwards it was followed by the emplacement of younger suites. The third stage was controlled by the directions WNW-ESE and NE-SW. The secondary mineralization is in low structurals, showing as source-areas the granitic massifs hydrothermaly altered, found in high structurals. The primary mineralization is found in the same directions of crustal weakness that conditioned the emplacement of granitic massifs. The systematic used here is very efficient, due to the low price of the field work and mainly because it offers a regional

integrated vision, that makes easy the identification of tectonic controls and allows the choosing of key-points that will be examined in the field work.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE FOTOS

LISTA DE EQUAÇÕES

LISTA DE ABREVIACÕES

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA..... 1

CAPÍTULO 2 - OBJETIVOS..... 3

CAPÍTULO 3 - LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIOGRÁFICOS 4

3.1 – Localização e Acesso à Área 4

3.2 – Aspectos Fisiográficos 4

CAPÍTULO 4 - CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA..... 9

4.1 – Craton Amazônico 9

4.2 – Características Tectônicas-Estruturais 14

4.3 – Unidades Litoestratigráficas 20

4.3.1 – Embasamento 25

4.3.2 – Granitos Anorogênicos..... 28

4.3.2.1 - Suíte Intrusiva Santa Clara 29

4.3.2.2 - *Younger Granites* de Rondônia..... 34

4.3.3 – Arenitos Feldspáticos e Conglomerados 43

4.3.4 - Coberturas Sedimentares Recentes 44

4.4 - Aspectos Econômicos 44

CAPÍTULO 5 – ASCENÇÃO E ALOJAMENTO DE CORPOS GRANÍTICOS EM ZONAS DE CISALHAMENTO 50

5.1 – Ascensão de Líquidos Magmáticos 50

5.2 – Geração de Espaço para o Alojamento de Corpos Graníticos..... 53

5.3 – Época do Alojamento	60
<i>CAPÍTULO 6 – GAMAESPECTROMETRIA DE ROCHAS GRANÍTICAS</i>	64
6.1 – Gamaespectrometria de Rochas Ígneas	64
6.2 – Gamaespectrometria de Rochas Graníticas	68
6.3 – Fatores que Interferem na Interpretação das Respostas Radiométricas	69
<i>CAPÍTULO 7 - MATERIAIS E MÉTODOS</i>	71
7.1 - Materiais e Equipamentos	71
7.2 - Metodologia	76
7.2.1 - Geração do Modelo de Elevação Digital	77
7.2.2 - Pré-Processamento dos Dados Digitais	78
7.2.2.1 - Imagens TM-Landsat-5	78
7.2.2.2 - Imagem RADARSAT-1	81
7.2.3 - Processamento dos Dados Digitais	81
7.2.3.1 - Dados Aerogamaespectrométricos	82
7.2.3.2 - Imagens TM-Landsat-5	84
7.2.3.3 - Imagem RADARSAT-1	86
7.2.3.4 - Integração de Dados Multifontes	87
7.2.4 - Interpretação das Imagens de Sensores Remotos	88
7.2.5 - Trabalhos de Campo	103
<i>CAPÍTULO 8 - RESULTADOS</i>	106
8.1 - Pré-Processamento dos Dados Digitais	106
8.1.1 - Imagens TM-Landsat-5	106
8.1.2 - Imagem RADARSAT-1	108
8.2 - Processamento dos Dados Digitais	109
8.2.1 - Dados Aerogamaespectrométricos	109
8.2.2 - Imagens TM-Landsat-5	112
8.2.3 – Integração de Dados Multifontes	117
8.3 – Interpretação das Imagens de Sensores Remotos	142
8.4 – Evolução Tectono-Estratigráfica da Região e Controle Tectono-Estrutural dos Plutons Graníticos	163
8.4.1 - Dobras	163

8.4.2 – Fases de Movimentação.....	164
8.4.3 – Unidades tectono-estratigráficas	185
8.4.4 – Controle Tectônico-Estrutural do Alojamento dos Corpos Graníticos e das Mineralizações Estaníferas.....	190

<i>CAPÍTULO 9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....</i>	<i>195</i>
---	------------

<i>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</i>	<i>198</i>
--	------------

APÊNDICE A - DIAGRAMA DE FLUXO DE TRABALHO

APÊNDICE B – PONTOS DAS ETAPAS DE CAMPO

APÊNDICE C - CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DAS IMAGENS TM-LANDSAT-5

APÊNDICE D - RETIFICAÇÃO RADIOMÉTRICA DAS IMAGENS TM-LANDSAT-5

APÊNDICE E – DADOS AEROGAMAESPECTROMÉTRICOS (MALHA DE 1000 m x 1000 m)

APÊNDICE F - SELEÇÃO DE BANDAS DA IMAGEM TM-LANDSAT-5

APÊNDICE G – MAPA TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICO E MAPA DE FOLIAÇÕES (ESCALA 1:250.000)

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1 – Localização da área de estudo	5
Figura 2 – Unidades morfoestruturais.....	7
Figura 3 – Províncias geocronológicas do Craton Amazônico	10
Figura 4 – Províncias tectônicas	13
Figura 5 - Modelo tectônico antigo do ajuste entre Laurásia e Amazônia.....	15
Figura 6 – Principais estruturas geológicas da região.....	16
Figura 7 – Mapa tectônico do sudoeste do Craton Amazônico e esboço tectono-estratigráfico do Estado de Rondônia.....	19
Figura 8 – Mapa geológico do Estado de Rondônia de Scandolara (1997).....	23
Figura 9 – Mapa geológico da porção central da PER.....	24
Figura 10 – Mapa geológico da região com as principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.....	27
Figura 11 – Mapa geológico do Maciço Caritianas.....	37
Figura 12 – Mapa geológico do Maciço Pedra Branca.....	39
Figura 13 – Mapa de localização das minas de cassiterita do Estado de Rondônia	46
Figura 14 – Principais depósitos estaníferos aluviais da zona central da PER	47
Figura 15 - Mecanismos de alojamento	55
Figura 16 - Modelos generalizados de ascensão e alojamento de granitóides.....	56
Figura 17 – Estruturas desenvolvidas entre falhas transcorrentes destrais com padrão <i>en echelon</i> e recobrimento horizontal à direita	58
Figura 18 – Estrutura interna de um <i>rhombo-chasms</i>	59
Figura 19 – Ascensão e alojamento de magmas graníticos em uma zona de cisalhamento transcorrente sigmoidal levógira.....	61
Figura 20 – Conteúdo de K, U e Th x teor de SiO ₂ em diversas rochas ígneas	65
Figura 21 – Distribuição das imagens TM na região (WRS).....	72
Figura 22 – Esquemas de deformação dúctil, dúctil-rúptil, rúptil-dúctil e rúptil	76
Figura 23 – Modelo de Riedel (1929) modificado por Harding (1974) e Sadowski (1983).....	91
Figura 24 – Rampas	94
Figura 25 – Imagem TM-Landsat-5, banda 4, da região próxima a Cacaupê 95	95
Figura 26 – Imagem TM-Landsat-5, banda 4, da região próxima a Presidente Médici	96
Figura 27 – Imagem TM-Landsat-5, banda 4, nas proximidades da região de Pimenta Bueno	97

Figura 28 - Níveis estruturais	99
Figura 29 – Diversos tipos de indicadores cinemáticos.....	100
Figura 30 – Indicadores cinemáticos	101
Figura 31 – Zonas de transpressão e transtensão.....	102
Figura 32 – Mosaico das imagens TM da área de estudo	107
Figura 33 – Testes com dados aerogamaespectrométricos	110
Figura 34 – Imagens com áreas hidrotermalizadas.....	111
Figura 35 - Produto integrado TM (banda 4) e contagem total (sem realce).....	113
Figura 36 - Produto integrado TM (banda 4) e contagem total (com ALC)	114
Figura 37 - Produto integrado TM (banda 4) e contagem total.....	115
Figura 38 - Produto integrado TM (banda 4) e contagem total (maciços Caritianas e Pedra Branca).....	116
Figura 39 - Produto integrado TM (1ª CP) e potássio	118
Figura 40 – Mapa de pontos de campo pré-existentes.....	121
Figura 41 - Imagem MSS-Landsat de 1975 da região	124
Figura 42 - Produto integrado TM (banda 4) e tório	125
Figura 43 - Produto integrado TM (banda 4) e urânio.....	127
Figura 44 – Gráficos Th x U de algumas unidades litoestratigráficas da região.....	128
Figura 45 – Gráficos Th x U (dados do Projeto Rio Madeira).....	129
Figura 46 - Produto integrado TM (banda 4) e potássio	134
Figura 47 - Produto integrado TM (banda 4) e urânio/tório	136
Figura 48 - Produto integrado TM (banda 4) e tório/potássio.....	137
Figura 49 - Produto integrado TM (banda 4) e urânio/potássio	139
Figura 50 – Produto integrado TM (bandas 4, 5 e 3 com realce por decorrelação) e RADARSAT.....	141
Figura 51 – Produto integrado RADARSAT e contagem total.....	143
Figura 52 – Produto DEM e potássio.....	144
Figura 53 – Mapa da rede de drenagem da área de estudo	146
Figura 54 – Mapa de zonas de juntas com unidades tectono-estratigráficas	147
Figura 55 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas e fraturas do Maciço São Carlos.....	149
Figura 56 – Diagramas de rosáceas das zonas de juntas dos maciços Massangana e Pedra Branca, e zonas de juntas e fraturas do Maciço Ariquemes.....	150

Figura 57 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas e fraturas do Maciço Caritianas	151
Figura 58 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas da região de Bom Futuro	152
Figura 59 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas da Suíte Intrusiva Santa Clara e Maciço União	153
Figura 60 – Produto integrado TM (banda 4) e isofrequência de zonas de juntas	156
Figura 61 - Produto integrado TM (banda 4) e morfoestruturas	160
Figura 62 – Representação esquemática de dobramentos e figuras de interferência gerados pelos movimentos ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes	165
Figura 63 – Exemplos de dobras de cisalhamento e figuras de interferências encontradas na área.....	166
Figura 64 – Exemplos de dobras de cisalhamento e figuras de interferências encontradas na área.....	167
Figura 65 – Modelo esquemático da Fase 1 de movimentação.....	171
Figura 66 – Modelo esquemático da Fase 2 de movimentação.....	175
Figura 67 - Modelo esquemático da Fase 3 de movimentação	181
Figura 68 - Fluxo associado aos quatro estágios de desenvolvimento de <i>dilational jogs</i>	194

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 1 – Províncias tectônicas do Craton Amazônico.....	12
Tabela 2 - Estruturas rúpteis presentes nos maciços graníticos da área de estudo.....	21
Tabela 3 – Caracterização da mineralização primária de estanho da região.....	48
Tabela 4 – Estimativa média das concentrações de Th, U, K, Th/U, K/U e Th/K em rochas ígneas	65
Tabela 5 – Relações entre K, U, Th e depósitos de elementos não-radioativos (hidrotermais – metassomáticos).....	67
Tabela 6 - Imagens TM-Landsat-5	71
Tabela 7 – Imagem RADARSAT-1.....	73
Tabela 8 - Cartas topográficas à escala 1:250.000	74
Tabela 9 – Cartas topográficas à escala 1:100.000.....	74
Tabela 10– Características do Projeto Rio Madeira	74
Tabela 11 - RMSs dos modelos geométricos das imagens TM.....	106
Tabela 12 – RMSs dos registros imagem x imagem do mosaico	108
Tabela 13 - RMSs do modelo geométrico da imagem RADARSAT	108
Tabela 14 – Matriz de auto-vetores da TCP da imagem TM (WRS 231/67).....	117
Tabela 15 - Valores (em cps) dos dados aerogamaespectrométricos tratados	120
Tabela 16 – Dados de urânio e tório de porções de alguns litotipos da área de estudo (Projeto Rio Madeira)	131
Tabela 17 – Dados de urânio e tório das análises químicas de Payolla.....	132
Tabela 18 – Comparação entre os dados interpretados e os obtidos em campo	148
Tabela 19 – Anomalias do mapa de isofrequências de zonas de juntas.....	155
Tabela 20 – Baixas frequências de isofrequência de zonas de juntas.....	155
Tabela 21 – Características das unidades tectono-estratigráficas da área de estudo	158
Tabela 22 – Características dos altos estruturais	162
Tabela 23 – Características dos baixos estruturais	162
Tabela 24 – Características das regiões com comportamento intermediário	163

LISTA DE FOTOS

Pág.

Foto 1 – Relevo característico da área de estudo	7
Foto 2 – Fase 1. Região de Monte Negro	173
Foto 3 – Fase 1. Região de Jarú.....	173
Foto 4 - Fase 1. Região de Ariquemes	174
Foto 5 – Fase 1. Região de Santa Luzia D'Oeste.....	174
Foto 6 – Fase 1. Região de Santa Luzia D'Oeste.....	174
Foto 7 - Fase 2. Região de Monte Negro	178
Foto 8 – Fase 2. Região de Jarú.....	178
Foto 9 - Fase 2. Região de Ariquemes	178
Foto 10 – Fase 2. Região de Monte Negro	179
Foto 11 – Fase 2. Região Jarú	179
Foto 12 - Fase 2. Região de Ouro Preto D'Oeste	179
Foto 13 - Fase 3. Região do Maciço Manteiga Norte	183
Foto 14 – Fase 3. Região do Maciço Manteiga Norte	183
Foto 15 - Fase 3. Região do Maciço Manteiga Norte	183
Foto 16 - Fase 3. Região de Cacaúlândia	184
Foto 17 - Fase 3. Região de Ariquemes	184
Foto 18 – Fase 3. Região do Maciço Caritianas	184
Foto 19 – Região de Bom Futuro	193
Foto 20 - Região de Santa Bárbara	193

LISTA DE ABREVIACÕES

ALC: aumento linear de contraste
APC: correção de padrão de antena
ATUS-INPE/SJC: Atendimento ao usuário - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/São José dos Campos
CCRS: *Canadian Centre for Remote Sensing*
CESBRA: Companhia Estanífera do Brasil
CNEN: Conselho Nacional de Energia Nuclear
CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CPRM/SP: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais/São Paulo
CPRM/RJ: Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais/Rio de Janeiro
CT: contagem total
DEM: modelo de elevação digital
DN: *digital number*
DPI-INPE: Divisão de Processamento de Imagens - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
DSR: Divisão de Sensoriamento Remoto
DSR-INPE: Divisão de Sensoriamento Remoto - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
EBESA: Empresa Brasileira de Estanho S/A
IAG-USP: Instituto Astronômico e Geofísico - Universidade de São Paulo
IBGE: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IG-UnB: Instituto de Geociências - Universidade de Brasília
IG-USP: Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
IGCE-UNESP: Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista
INCRA: Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária
INPE: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LIG: Laboratório de Informática Geológica
LTID-INPE: Laboratório de Tratamento de Imagens Digitais - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LUT: *Look Up Table*
OIF: *Optimum Index Factor*
MNT: modelo numérico do terreno
PER: Província Estanífera de Rondônia
RMS: erro médio quadrático

RTP: Rondônia Tin Province

SISC: Suíte Intrusiva Santa Clara

SISP: Suíte Intrusiva Serra da Providência

TCP: transformação por componentes principais

UFPR: Universidade Federal do Paraná

UFRGS: Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UnB: Universidade de Brasília

YGR: *Younger Granites* de Rondônia

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

Com a descoberta da cassiterita em 1952 na região de Primavera, houve um grande afluxo de garimpeiros para o então Território Federal de Rondônia, provocando nos anos 60 uma produção ascendente de estanho.

Apesar da alta produção e dos altos teores, da ordem de 4 a 5 kg de SnO_2/m^3 (Dall'Igna 1996), problemas de ordem econômica e social como, alta incidência de malária, transporte clandestino do minério sem pagamento de impostos e lavras clandestinas, ocorreram na região, mas também um contínuo conhecimento geológico. Em consequência disso, o governo “fechou” os garimpos em 1971 e convidou empresas e grupos empresariais a darem suporte a um programa de avaliação do potencial mineral da região. Assim foi criada a Província Estanífera de Rondônia (PER). As descobertas dos campos estaníferos iniciou-se em 1955, com a identificação de Pedra Branca e Caritianas, e Santa Bárbara, Jacundá, Massangana, Candeias, São Lourenço e Macisa entre 1957 e 1961. Após a criação da PER foram descobertos os campos estaníferos de Potosi, em 1977, e Bom Futuro em 1987.

Com a criação da PER, a região tornou-se auto-suficiente em estanho e em 1975 iniciaram-se as exportações. A região passou a ser um dos principais produtores mundiais de estanho, perdendo a sua posição, em 1983, para a mina de Pitinga (AM).

Em 1985 houve uma superprodução do estanho em escala mundial, que provocou uma grave crise, resultando no fechamento da maior parte dos distritos mineiros da região.

Atualmente, a PER detém a segunda posição de maior produtor nacional de estanho, graças à produção de Bom Futuro, que abriga uma cooperativa de garimpeiros e a Empresa Brasileira de Estanho S/A (EBESA).

A produção da PER provém, hoje, principalmente, dos depósitos secundários dos tipos *placer*, raso e profundo, e de depósitos primários, localizados nos distritos de Bom Futuro e Santa Bárbara. Porém, com a expectativa de exaustão dos depósitos secundários, com baixos teores ou próximos do limite (Bettencourt 1992), a médio prazo, a sobrevivência da indústria mineira nessa região, estará comprometida, já que os depósitos de *placers* profundos não se mostram econômicos, em relação aos preços de mercado, hoje praticados, bem como da indisponibilidade de depósitos primários econômicos.

Apesar dos estudos geológicos efetuados na região, verifica-se que os resultados são exíguos e por vezes contraditórios, dificultando a descoberta de novos depósitos. Isso ocorre,

principalmente, pelas diferentes escalas adotadas nos trabalhos, isto é, ou muito detalhadas, em nível de mina, ou então sínteses regionais.

Neste contexto, um projeto multidisciplinar (Projeto Rondônia) composto por pesquisadores do IG-USP, IGCE-UNESP (Rio Claro) e INPE vêm sendo desenvolvido desde 1995, com o intuito de suprir parte dessas deficiências, sendo a tese em apreço uma contribuição parcial ao conhecimento geológico da PER.

Os dados adotados na tese foram os de sensoriamento remoto e aerogamaespectrométricos, aliados aos de campo, estruturais e litológicos, e pré-existentes, como, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos.

As técnicas utilizadas foram, principalmente, as de sensoriamento remoto.

CAPÍTULO 2 - OBJETIVOS

Os objetivos do trabalho foram:

- 1) Estabelecer critérios para a elaboração de imagens integradas TM-RADARSAT-Aerogamaespectrometria, de modo que os resultados sejam adequados para a discriminação tectônica-estrutural e litológica de corpos graníticos, portadores de mineralização primária de metais raros;
- 2) Interpretar as feições e atributos relativos às estruturas dúcteis, dúcteis-rúpteis, rúpteis-dúcteis e rúpteis presentes na região, a partir das imagens TM;
- 3) Correlacionar os parâmetros mecânicos obtidos da interpretação, com modelos teórico-empíricos, a fim de determinar os movimentos tectônicos relativos ocorridos na área;
- 4) Correlacionar os dados tectono-estruturais e dos produtos integrados com os resultados de mapeamentos prévios;
- 5) Caracterizar o controle tectônico-estrutural regional dos plutons graníticos em conformidade com os eventos formadores e deformadores de rochas que atuaram na região, e estabelecer os controles das mineralizações estaníferas.

CAPÍTULO 3 - LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

3.1 – Localização e Acesso à Área

A área de estudo, com 14.437,50 km², localiza-se na porção centro-norte do Estado de Rondônia, entre as coordenadas 9°15' e 10°00' de latitude sul e 62°10' e 63°45' de longitude oeste, compreendendo os municípios de Ariquemes e Cafelândia (Figura 1). Ariquemes, principal cidade da área, está localizada a cerca de 200 km a sudeste de Porto Velho, capital do Estado, e na porção centro-sul da área de estudo.

Essa área foi escolhida por compreender uma grande parte dos plutons graníticos mineralizados a metais raros e estar recoberta por dados aerogamaespectrométricos.

O acesso à área, a partir de Porto Velho ou Cuiabá (MT), é feito pela rodovia federal asfaltada BR-364 (Rio Branco-Cuiabá), que atravessa a porção central da área no sentido norte-sul. A partir de Ariquemes, iniciam-se as rodovias federal BR-421 (Ariquemes-Guajará-Mirim) e estadual RO-257. A primeira tem direção NE-SW, sendo parcialmente não pavimentada e a segunda, não pavimentada, vai até à porção leste da área (Machadinho D'Oeste). Da BR-364 partem estradas vicinais de terra dos Projetos de Assentamento do INCRA e de acesso às instalações das empresas mineradoras que atuam ou atuaram na região. Essas estradas vicinais são compostas por linhas de direção E-W e travessões de direção N-S, formando a estrutura denominada de *espinha-de-peixe*.

3.2 – Aspectos Fisiográficos

O ambiente predominante na região é de Floresta Tropical Aberta, com grandes árvores muito dispersas. Nos topos de algumas regiões mais elevadas ocorre a Floresta Densa, que é composta por árvores, por vezes com mais de 50 m de altura, que se sobressaem no estrato arbóreo uniforme com 25 a 35 m de altura. Em meio à área florestal também ocorrem núcleos de vegetação de savana e em sua periferia desenvolvem-se áreas de contato. As formações pioneiras são restritas e em suas localidades ocorrem solos dos seguintes tipos: podzólico vermelho amarelo, latossolo vermelho amarelo, latossolo amarelo e terra roxa estruturada. Secundariamente, há laterita hidromórfica, cambissolos, areias quartzosas e solos litólicos (Melo *et al.* 1978).

Figura 1 - Localização da área de estudo.

O relevo é predominantemente plano, com altimetria média da ordem de 150 m, podendo variar de 85 a 360 m. As cotas mais elevadas estão na porção sudoeste da região, na Serra da Massangana.

De acordo com Melo *et al.* (1978), a área é representada por três unidades morfoestruturais ou unidades de relevo (Figura 2):

- a) Planalto Dissecado Sul da Amazônia: constituído geralmente por relevos dissecados, com vertentes muito pronunciadas, que se comportam como relevos residuais;
- b) Planalto Rebaixado da Amazônia (Occidental): apresenta extensas áreas aplainadas ainda conservadas e relevos dissecados em interflúvios tabulares (Foto 1). É composto por vegetação de savana, que recobre laterita hidromórfica e litologias sedimentares recentes. Caracteriza-se pela ausência de drenos definidos e por apresentar pequenas lagoas que chegam a desaparecer durante o período de estiagem. Nos períodos de chuva essas lagoas transbordam, inundando parcialmente a área, enquanto algumas delas chegam a se interligar;
- c) Depressão Interplanáltica da Amazônia Meridional: situa-se na parte oriental da área. Caracteriza-se por uma superfície rebaixada, entalhada por uma drenagem incipiente, que proporciona uma dissecação do relevo em colinas e interflúvios tabulares.

Para Waghorn (1974), vários distritos mineiros apresentam duas fases de aplainamento regional, relacionadas aos ciclos de sedimentação de paleovales e vales recentes. Esses ciclos, segundo Payolla *et al.* (1984), correlacionam-se aos períodos glacial e interglacial do Mesopleistoceno e Neopleistoceno-Holoceno, respectivamente. Para Scandolara (1999a), tal sedimentação ocorreu no Terciário e Quaternário, e foi controlada por fatores litológicos, climáticos e, especialmente, tectônicos. Os fatores tectônicos são relacionados às movimentações neotectônicas reflexas da Orogenia Andina e também como resultado da deformação intraplaca, imposta pela atuação de um conjunto destal de direção E-W, com componentes transtensiva e transpressiva orientadas nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste.

Os rios da região são meândricos encaixados e são nitidamente controlados por elementos estruturais de natureza tectônica. Os principais são: Rio Jamari, situado na porção central da área, com direção NNW-SSE, paralelo à BR-364 e tributário do Rio Madeira; Rio Candeias, localizado na porção extremo oeste da área, com direções N-S e E-W e tributário do Rio Jamari; Rio Massangana, tributário do Rio Jamari, possui direção NE-SW e está localizado na porção centro-sudoeste da área e; Rio Machadinho, situado na porção leste da área, com direção NE-SW e tributário do Rio Machado ou Ji-Paraná.

Figura 2 - Unidades morfoestruturais.
Fonte: modificado de Melo *et al.* (1978).

Foto 1 - Relevo característico da área de estudo. Corresponde ao Planalto Rebaixado da Amazônia (Occidental) de Melo *et al.* (1978). Lado esquerdo da BR-364, aproximadamente 67 km a norte de Ariquemes.

Fonte: Okida & Veneziani (julho/2000).

O índice médio de precipitação pluviométrica da região é da ordem de 2.250 mm/ano. O período de estiagem se estende de junho a agosto e o de maior precipitação de janeiro a março. De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Am (Sudam 1984).

De acordo com as características climáticas e fisiográficas, como cobertura vegetal, estágio do relevo, drenagem e cobertura de solos, a região estudada apresenta-se com muitas dificuldades para o mapeamento geológico. Em função disto, constatou-se a necessidade de utilizar, além dos critérios tradicionais de cartografia, a integração de dados multisensores e aerogamaespectrométricos.

CAPÍTULO 4 - CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA

4.1 – Craton Amazônico

O Craton Amazônico (Almeida 1978) é uma das maiores áreas cratônicas do mundo. Ele é dividido em dois escudos pré-cambrianos, Guaporé e Guiana, que são separados pelas bacias paleozóicas, Solimões e Amazonas.

Existem duas linhas de pensamento em relação à sua evolução geotectônica: a fixista e a mobilista. As características de cada uma foram baseadas no zoneamento regional, relacionado às largas e extensas faixas de direções NW-SE, com padrões estruturais, litológicos e geocronológicos bem distintos. As idades dessas faixas revelam uma migração dos regimes tectônicos de NE para SW.

Segundo a concepção fixista (Amaral 1974, 1984; Almeida 1974, 1978; Almeida *et al.* 1981; Santos 1984; Santos & Loguércio 1984; Hasui *et al.* 1984; Hasui & Almeida 1985, Issler & Lima 1987, Costa *et al.* 1999), o Craton representa uma vasta plataforma arqueana, denominada de Província Amazônia Central, por Cordani & Brito Neves (1982), que foi sucessivamente retrabalhada e reativada durante o Proterozóico, com manifestações tectônicas distensivas, fraturamentos, vulcanismo e granitogênese anorogênica. Essas reativações ocorreram entre: 1.700 e 1.550 Ma (evento Paraense), 1.400 e 1.250 Ma (Madeirense) e, 1.050 e 900 Ma (Rondoniense). Tal concepção foi baseada, principalmente, em dados, geocronológicos, geofísicos e em alguns aspectos tectono-estruturais presentes nos terrenos envolvidos.

Já a concepção mobilista, enunciada por Cordani *et al.* (1979), Cordani & Brito Neves (1982) e Teixeira *et al.* (1989), e adotada por Bettencourt (1992), Tassinari (1996), Sadowski & Bettencourt (1996), Scandolara (1999a), Geraldles (2000) e Santos *et al.* (no prelo), prega a existência de eventos tectônicos compressivos no Craton, sendo sua evolução marcada por acréscimos crustais episódicos durante o Proterozóico.

De acordo com Tassinari (1996), essas faixas são denominadas de províncias geocronológicas (Figura 3).

Apesar de vários trabalhos ainda abordarem a evolução do Craton Amazônico sob o ponto de vista da concepção fixista, neste trabalho adotou-se a concepção mobilista, por ser, ao nosso entender, a mais plausível.

Figura 3 - Províncias geocronológicas do Craton Amazônico, segundo interpretação de idades Rb/Sr, K/Ar, Sm/Nd, U/Pb em zircões e Pb/Pb em zircões e rocha total.
Fonte: modificado de Tassinari (1996).

A área de estudo, que está localizada na porção sul-sudoeste do craton, encontra-se nas Província Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignácio, conforme conceituação de Tassinari (1996) (Figura 3), que são limitadas entre si pela Zona de Falha Marechal Rondon. Contudo, novas idades U/Pb obtidas em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, por Payolla *et al.* (1998b), mostram que esse limite deve ser reavaliado, visto as rochas pertencentes ao embasamento ocorrerem intimamente associadas, caracterizando um terreno constituído por crosta continental formada durante a evolução da Província Rio Negro-Juruena, sucessivamente retrabalhada por episódios magmáticos e/ou tectônicos posteriores.

A Província Rio Negro-Juruena (Tassinari 1981) ocorre na porção ocidental do Craton e é constituída por cinturões vulcano-sedimentares e rochas de composição granítica a granodiorítica, que muitas vezes exibem textura gnáissica. Apresenta várias gerações de granitos anorogênicos, incluindo corpos com textura rapakivi, de natureza subalcalina, que exibem características de granito Tipo A e intraplaca, como os da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Segundo Sato & Tassinari (1997), as acreções juvenis aconteceram entre 2,2 e 1,7 Ga.

A Província Rondoniana-San Ignácio (Tassinari 1996) situa-se na parte sudoeste do Craton. Inclui rochas polimetamórficas e núcleos preservados de rochas mais antigas, de caráter ensialico. Essas rochas possuem composição granítica a granodiorítica e anfibolítica. Em quantidades subordinadas, ocorrem granulitos bandados, charnockitos e rochas sedimentares de baixo grau, que se encontram intensamente dobradas e falhadas. Há também rochas graníticas subalcalinas e alcalinas (Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia) e coberturas sedimentares não metamorfozadas. Nessa província, as idades T_{Dm} variam de 2,08 a 1,67 Ga, com padrões isotópicos muito similares aos da Província Rio Negro-Juruena, sugerindo a participação de rochas dessa última como protólitos (Sato & Tassinari 1997).

Segundo interpretação de novas datações U/Pb e Sm/Nd (Santos *et al.* no prelo), o Craton possui oito províncias tectônicas, com idades U/Pb em zircões que variam de 3,1 a 0,99 Ga (Tabela 1 e Figura 4). A área de estudo situa-se na Província Rondônia-Juruena.

Para Almeida (1978), Priem *et al.* (1989), Bettencourt (1992), Dalziel (1992), Sadowski & Bettencourt (1994, 1996), e Bettencourt *et al.* (1996), a evolução da região tem correlações com a Laurentia (Província Grenville) e Báltica, devido às similaridades geocronológicas, tectônicas e geométricas.

TABELA 1 – PROVÍNCIAS TECTÔNICAS DO CRATON AMAZÔNICO

Fonte: adaptado de Santos *et al.* (no prelo)

PROVÍNCIA	TREND TECTÔNICO	PROCESSO DOMINANTE	T _{Dm} (Ga)	U/Pb (Ga)	OBSERVAÇÃO
Sunsás	N40W	Colisional	1,93-1,52	1,20-0,99	
Cinturão de Cisalhamento K'Mudku	N60E	Colisional	Sem dados	Sem dados	
Rondônia- Juruena	N70W a E-W	Juvenil	2,18-1,68	1,76-1,47	Localização da área de estudo
Rio Negro	N-S a N40W	Colisional (?)	2,42-1,88	1,86-1,52	
Amazônia Central	NNW	<i>Underplating</i>	2,85-2,41	1,88-1,82	
Tapajós-Parima	N30W	Juvenil	2,26-2,06	2,10-1,87	
Transamazônica	N50-70W	Juvenil	2,32-2,07	2,25-2,00	Expõe a crosta Arqueana e é composta, predominantemente, por terrenos granito- <i>greenstone</i> . É denominada, por Tassinari, (1996) de Maroni-Itacaiúnas
Carajás-Imataca	N70W	Juvenil	3,10-2,51	3,10-2,53	Expõe a crosta Arqueana e é composta, predominantemente, por terrenos granito- <i>greenstone</i>

Figura 4 - Províncias Tectônicas.
 Fonte: modificado de Santos *et al.* (no prelo).

De acordo com Sadowski & Bettencourt (1996), o Cinturão Móvel Sunsás é resultado da colisão continental sinistral entre a borda sudoeste do Craton Amazônico e o Escudo Canadense (Figura 5). Essa colisão teria gerado o encurtamento crustal da área cratônica e a reativação ou geração de grandes lineamentos de direção NE-SW, relacionados ao evento tectono-termal Sunsás. Desta forma, a orogenia Sunsás teria retrabalhado as rochas rondonianas, dificultando a distinção entre essas e todas as rochas mais antigas e, por consequência, os limites geográficos entre as províncias, além de ter gerado dois pulsos de plutonismo alto-potássio, principalmente do tipo bimodal e erosão de rochas pertencentes aos ciclos orogênicos anteriores.

Para Bettencourt (1992), a relação da Província Grenville com a porção sudoeste do Craton Amazônico, corrobora o modelo de Hoffman (1989), que menciona a provável associação do magmatismo anorogênico proterozóico com a formação de um supercontinente proterozóico precoce (Rodínia).

4.2 – Características Tectônicas-Estruturais

A maioria dos trabalhos que abordam a tectônica e estrutural do Estado de Rondônia mencionam apenas a presença de duas direções de lineamentos estruturais, uma NW-SE e outra NE-SW, correspondentes aos lineamentos Araras e Madeira-Quatorze de Abril, respectivamente. Essas duas direções foram caracterizadas como as principais, devido ao modo de visada do sistema utilizado no Projeto Radambrasil e à forma como foram compostos os mosaicos (Figura 6).

Segundo Hasui *et al.* (1984), essas direções correspondem às anomalias MAGSAT do tipo I e às zonas de cisalhamento.

Leal *et al.* (1978) mencionam também, a presença da direção N-S a NNE-SSW, correspondente ao Lineamento Ji-Paraná, bem como de três grabens (Uopiane, Pacaás Novos e Pimenta Bueno) e uma estrutura denominada de Alto Estrutural do Jamari (Figura 6).

Esses grabens ocorrem na porção sul-sudeste do Estado, possuem orientação preferencial E-W, com inflexões para SW, SE e, eventualmente, N-S, e foram considerados testemunhos de fases de reativação. Além desses, na região há mais dois grabens, denominados de, Colorado e São Lourenço. O Graben do Colorado possui litotipos pertencentes às formações Cacoal, Pimenta Bueno e Anari, como o Graben Pimenta Bueno. Já no Graben São Lourenço ocorrem litotipos das formações Palmeiral, Mutum-Paraná e Nova Floresta, como nos grabens Pacaás Novos e Uopiane (Quadros *et al.* 1998).

Figura 5 - Modelo tectônico antigo do ajuste entre Laurásia e Amazônia.
 Fonte: baseado em proposição de Dalziel (1992).

Figura 6 - Principais estruturas geológicas da região.
Fonte: Leal *et al.* (1978).

O Alto Estrutural do Jamari está relacionado à intersecção dos lineamentos Araras e Madeira-Quatorze de Abril. Possui forma circular a elíptica e diâmetro de 2 a 25 km (Bettencourt & Dall'Agnol 1987).

Trabalhos mais recentes, tais como os de, Scandolara *et al.* (1995, 1999a), Silva, C.R. *et al.* (1995), Veneziani *et al.* (1996, 1998), Scandolara (1999a, b) e Okida *et al.* (1999, 2000), caracterizam não só a presença das direções anteriormente mencionadas, mas também das em torno de, N70W, N60E, N30W, N30E, E-W, N-S e N50W.

De acordo com Scandolara *et al.* (1995), a região apresenta feições tanto de uma tectônica tangencial, quanto direcional, relacionadas ao Proterozóico. Na região sul do Estado, há empurrões com direções E-W e NE-SW, com vergência de S para N e SE para NW, respectivamente, e indícios de uma tectônica de alto ângulo, com as mesmas direções. Em Ariquemes, essas rampas frontais e oblíquas passam para uma zona de cisalhamento com regime transpressivo sinistral, formando uma estrutura em forma de bengala, com eixo N-S a NW-SE.

Essa estrutura foi citada por Frank (1990) como “Bengala de Rondônia”. Segundo a autora, a estrutura é bem definida nas imagens de radar e é formada devido ao “entumescimento” termal do manto, que gerou um padrão estrutural, onde a foliação principal e o fraturamento preferencial NW-SE, que se estendem desde o norte do Rio Madeira até o sul de Ariquemes, se infletem para NNE-SSW na região de Ariquemes. Ainda segundo a mesma autora, a estrutura perfaz, aproximadamente, 800 km de comprimento, sendo formada em rochas do embasamento. O ponto tríplice é formado por dois braços principais, onde o primeiro coincide com a Bengala, com direção NW-SE, o segundo tem direção NE-SW e o terceiro é um pequeno prolongamento do primeiro, que se estende até Jaru.

Autores, como Frank (1990) e Scandolara (1999a), mencionam que essa estrutura deve ter condicionado o alojamento dos plutons graníticos da região.

Lima (1998) cita que, nessa estrutura ocorre o contato do Cinturão Móvel Rio Negro-Juruena com o Cinturão Móvel Rondoniano.

Silva, C.R. *et al.* (1995), Scandolara (1999a, b) e Scandolara *et al.* (1999a) relatam que as direções de cisalhamento da região apresentam sentidos ora destrais, ora sinistrais, sendo essas, às vezes, confundidas como de uma mesma fase do Mesoproterozóico.

Para Veneziani *et al.* (1996, 1998), essa variação de sentidos nas zonas de cisalhamento é relacionada a duas fases compressivas distintas. A primeira fase apresenta σ_1 em torno de NNE-SSW e vergência de N para S. Nessa fase, as principais direções distensivas estão em torno de N-S, as compressivas próximas a E-W e, as situadas nos quadrantes NE e NW, possuem sentidos

sinistrais e destrais, respectivamente. Já a segunda fase apresenta σ_1 em torno de N60E e vergência de NE para SW. Neste caso, as principais direções distensivas orientam-se em torno de N60E, enquanto as compressivas posicionam-se próximas à direção N30E, sendo as sinistrais localizadas no quadrante NW e as destrais no quadrante NE.

Já para Scandolaro *et al.* (1999b, 2000), as fases que ocorreram na região apresentaram σ_1 com direção N10E, quando houve o alojamento dos corpos graníticos da Suíte Intrusiva Serra da Providência, e N50-60E (Rizzotto 1999, Scandolaro & Amorim 1999), no final do Mesoproterozóico, quando ocorreram as intrusões dos corpos da Suíte Intrusiva Santa Clara, Grupo Costa Marques e *Younger Granites* de Rondônia, e a formação dos grabens Pacaás Novos, Uopiane, São Lourenço, Pimenta Bueno e Colorado.

De acordo com o mapa tectônico de Scandolaro (1999a), a área de estudo encontra-se inserida nos domínios Ariquemes/Porto Velho, Central de Rondônia e Roosevelt. Os dois primeiros domínios localizam-se no Terreno Jamari, enquanto o último, no Terreno Roosevelt (Scandolaro *et al.* 2000) (Figura 7).

O Terreno Jamari apresenta duas fases de deformação, uma com σ_1 em torno de N10-15E, que afetou os paragneisses com 1,62 a 1,70 Ga (Pb/Pb em zircões), e outra com σ_1 em torno de N50-60E, que afetou os ortogneisses tonalíticos com 1,75 a 1,73 Ga (U/Pb referente à cristalização) e T_{Dm} de 2,20 a 2,06 Ga.

O Domínio Ariquemes/Porto Velho, anteriormente denominado de Cunha de Ariquemes por Scandolaro *et al.* (1995), é representado por um conjunto litológico de fácies anfibolito superior a granulito (Complexo Jamari), com superposição de estruturas representativas de, no mínimo, duas deformações. A primeira deformação é representada por um bandamento gnáissico e é resultante de um esforço segundo a direção N10-15E, e a segunda deformação, de caráter tangencial, apresenta um σ_1 em torno de N50-60E. As idades radiométricas U/Pb (SHRIMP) variam de 1,8 a 1,6 Ga (Scandolaro *et al.* 1999b). Contudo, datações U/Pb pelo método tradicional, em rochas gnáissicas ortoderivadas da região de Ariquemes, forneceram idades entre 1,75 e 1,73 Ga (Payolla *et al.* 1998c).

O Domínio Central de Rondônia corresponde ao Domínio Serra da Providência de Scandolaro *et al.* (1995). É representado “por rochas supracrustais e, subordinadamente, ortoderivadas de composição tonalítica, granítica e granodiorítica. Esse conjunto apresenta-se migmatizado e recortado por diques máficos, com evidências de, pelo menos, duas deformações em condições de alto grau. Tais deformações apresentam os mesmos campos tensionais das

(a)

(b)

Área de estudo

Figura 7 - (a) Mapa tectônico do sudoeste do Craton Amazônico mostrando as províncias e os orógenos (Tassinari *et al.* 2000). (b) Esboço tectono-estratigráfico do Estado de Rondônia (Scandolaro 1999a).

deformações do domínio anterior. As rochas expõem-se em faixas e megalentes, justapostas por zonas de cisalhamento dúctil frontais a oblíquas, que evoluem para transcorrências sinistrais e destrais. As rochas ígneas intrusivas nas supracrustais deste domínio mostram características químicas compatíveis com granitos tipo A” (Scandolara *et al.* 1999b). Sua relação com o domínio anterior ocorre em uma zona de cisalhamento sinistral, caracterizada por feixes anastomosados de faixas miloníticas, com foliação vertical e estiramento máximo na direção NNW-SSE.

O Terreno Roosevelt consiste de “uma sequência metavulcano-sedimentar com grande quantidade de granitóides intrusivos e rochas vulcânicas com composições que variam desde termos ácidos até intermediários, além de coberturas sedimentares Meso a Neoproterozóicas. Excetuando-se as coberturas terrígenas Neoproterozóicas, todo o conjunto foi afetado por um evento compressional que culminou com a instalação de transcorrências sinistrais E-W/SW-NE, em condições de baixo grau metamórfico” (Scandolara *et al.* 1999b).

O Domínio Roosevelt apresenta uma organização estrutural que reflete uma tectônica tangencial com *trend* E-W e por zonas de cisalhamento de alto ângulo, com direções E-W e SW-NE, sinistrais, que recortam os domínios Ariquemes/Porto Velho e Central de Rondônia. Geneticamente, parece mostrar relação com a evolução colisional dos domínios anteriormente citados, constituindo possível remanescente de *rift* intracontinental. As “vulcânicas deste domínio incluem piroclásticas, riolitos, andesitos, dacitos e ignimbritos. Dados Rb/Sr registram o intervalo de tempo 1,5-1,6/1,7 Ga” (Scandolara *et al.* 1999b), enquanto a idade U/Pb (SHRIMP) é de 1,74 Ga (Rizzotto 1999) e a T_{Dm} é de 1,70 Ga (Sato & Tassinari 1997).

As estruturas rúpteis presentes nos maciços da área encontram-se listadas na Tabela 2.

4.3 - Unidades Litoestratigráficas

O interesse pelo estudo da geologia pré-cambriana do Estado de Rondônia foi despertado a partir da descoberta de cassiterita na década de 50. Aos trabalhos pioneiros (Lobato *et al.* 1966; Kloosterman 1967, 1968, 1970; Priem *et al.* 1971; Verschure & Bon 1972; Amaral 1974; Waghorn 1974) seguiram-se os de mapeamento geológico regional que delinearam, em linhas gerais, as unidades litoestratigráficas maiores do Estado (Isotta *et al.* 1978, Leal *et al.* 1978).

Posteriormente, foram feitos vários mapeamentos com diversas temáticas, locações e escalas (Souza *et al.* 1975, Romanini 1982, Pinho, 1987, Frank 1990, Bettencourt *et al.* 1991, Leite Jr. 1992, Bahia & Silva 1993, Scandolara & Rizzotto 1993, Payolla 1994, Silva, C.R. *et al.*

TABELA 2 – ESTRUTURAS RÚPTEIS PRESENTES NOS MACIÇOS GRANÍTICOS DA ÁREA DE ESTUDO

MACIÇOS	ESTRUTURAS	ATITUDES	OBSERVAÇÕES	FONTE
Oriente Novo	Falhas Veios e bolsões de greisen e quartzo Diques de pegmatitos Diques de aplito, álcali-feldspato microgranito/microsienito/traquito	N50-70E/vertical, N10-20W/vertical e N30-50W/vertical N30-50E/vertical, N30-50W/vertical e N20-30E/30-40SE N20-30E e N10-20W N30-60E e N20-30E/30-40SE	Os veios de greisen e quartzo são paralelos e podem estar associados aos <i>stockworks</i> Os diques de aplito, álcali-feldspato microgranito/microsienito/traquito podem estar associados aos <i>stockworks</i> As estruturas verticais são posteriores à formação do <i>stockwork</i> e dos veios e bolsões de greisen associados ao Limica álcali-feldspato granito, e os veios e vênulas de quartzo são posteriores aos veios de greisen e recortam as zonas greisenizadas do <i>stockwork</i>	Leite Jr. (1992, 1998)
Santa Clara	Lineamentos	NNW-SSE, NW-SE e NE-SW	As estruturas presentes, inclusive no embasamento, que correspondem em campo às zonas cataclásticas e/ou miloníticas, não são observadas nos sedimentos arcoseanos	Bettencourt <i>et al.</i> (1991)
Caritianas	Lineamentos (falhas e fraturas) Estruturas circulares com padrão anelar-radial	N-S, N20-40E, N50-70E, N60W e E-W	A direção N25E possui 92% de veios de quartzo e 80% de greisen, enquanto a E-W possui microgranitos e pegmatitos. O intervalo N50-70E não foi observado em campo, ao contrário dos demais	Pinho (1987) e Bettencourt <i>et al.</i> (1991)
Massangana	Fraturas	N50-70E e N40-50W	As fraturas não ocorrem nas rochas sieníticas. Contudo, quando aparecem juntas, verifica-se a direção NW deslocar a NE	Romanini (1982)
São Carlos	Lineamentos (falhas e fraturas)	N-S, NNE-SSW, N40E e N20-30E		Bettencourt <i>et al.</i> (1991)
Pedra Branca	Sistemas de falhas e fraturas	N60-70E, N30-40E, N50-60W e N5-10W	Cortam tanto as rochas granitóides, como as encaixantes. Os sistemas são associados aos diques de microgranitos e veios de quartzo e greisen	Payolla <i>et al.</i> (1991)

1995, Rizzotto 1999). Assim, as unidades litoestratigráficas foram denominadas de modos diversos.

Recentemente, Scandolara (1997) elaborou um mapa geológico de todo Estado na escala de 1:1.000.000 (Figura 8), sendo esse o adotado neste trabalho, como base para a caracterização do arcabouço tectônico da região, pois é o mais atual e o único que abrange, na íntegra, o Estado de Rondônia. Contudo, salienta-se que a coluna estratigráfica disposta no mapa apresenta incorreções. A coluna correta para a Figura 8 é, em ordem crescente de idade: coberturas sedimentares indiferenciadas, Grupo Vilhena (Formações Parecis, Botucatu e Anari), Formações Pimenta Bueno, Cacoal e Palmeiral, *Younger Granites* de Rondônia, Formação Nova Floresta, Suíte Intrusiva Básica-Ultrabásica Cacoal, Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, Suítes Intrusivas Alto Candeias, Santo Antônio e Serra da Providência, Grupo Beneficiente, Suíte Vulcânica Roosevelt, Complexos Santa Luzia, Gnáissico-Migmatítico Jaru e Jamari.

A área de estudo está inserida na Faixa Móvel Guaporé (1,3 a 0,95 Ga) (Scandolara & Amorim 1999), que é uma “extensa zona tectônica que envolve um amplo segmento litosférico, palco de deformações policíclicas, relações metamórficas complexas, granitização significativa, migmatização sin-tectônica e retrabalhamento crustal, produto de uma evolução, segundo processos superimpostos” (Scandolara 1999a), dos cinturões orogênicos Rio Negro-Juruena, San-Ignácio-Rondoniano e Sunsás-Aguapeí (Amorim *et al.* 1999). As associações petroectônicas envolvidas são (Scandolara & Amorim 1999):

- 1) Unidades do embasamento (1,85 a 1,30 Ga): Complexos Jamari e Jaru, Suíte Vulcânica Roosevelt, Grupo Beneficiente, Suítes Intrusivas Serra da Providência, Santo Antônio/Teotônio, Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas; Suíte Básica-Ultrabásica Cacoal;
- 2) Metasupracrustais (1,25 a 1,10 Ga): Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia e Formação Mutum-Paraná;
- 3) Suíte (meta)plutônicas (1,08 a 0,95 Ga): Suíte Granítica Rio Pardo, Suíte Intrusiva Costa Marques, Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia;
- 4) Supracrustais indeformadas (1,00 a 0,95 Ga): rochas básicas da Formação Nova Floresta e coberturas tipo Palmeiral.

Para a área de estudo, foi adotado o mapa geológico de Payolla *et al.* (2000) (Figura 9).

De acordo com esse mapa, a área é composta por, sedimentos recentes, arenitos feldspáticos e conglomerados (Graben do Rio Preto), plutons graníticos anorogênicos pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia, e embasamento das suítes rapakivi.

Figura 8 - Mapa geológico do Estado de Rondônia de Scandolara (1997).
Fonte: modificado de Rizzotto (1999).

Figura 9 - Mapa geológico da porção central da PER com idades U/Pb em zircões e T_{DM} .
Fonte: modificado de Payolla *et al.* (2000).

4.3.1 – Embasamento

O embasamento da área é representado pelo Complexo Jamari (Isotta *et al.* 1978), que é a unidade estratigráfica mais antiga desta parte do Craton Amazônico. Segundo Tassinari (1996), a reinterpretação do significado geológico das diversas datações existentes permitiu caracterizar sua formação no intervalo de 1,80 a 1,55 Ga, sendo a idade do metamorfismo regional, de médio a alto grau, definida como: 1.522 +/- 54 Ma (idade Rb/Sr) (Teixeira & Tassinari 1984), 1.539 +/- 36 Ma (idade Rb/Sr em rocha total) (Priem *et al.* 1989) e 1,33 a 1,31 Ga (idade U/Pb em monazita e Sm-Nd em granada) (Payolla *et al.* 2000). As idades entre 1,15 e 0,95 Ga (idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblendas, biotitas e feldspatos de gnaiss granítico e augen gnaiss da região de Ariquemes, respectivamente) definem, aproximadamente, o período de resfriamento regional após o episódio tectono-termal que afetou as rochas do embasamento das Províncias Rio Negro-Juruena, Rondoniana e San Ignácio, e mostram a relação, paleomagnética, entre as rochas mesoproterozóicas da Amazônia-Grenville-Laurentia (Bettencourt *et al.* 1996). A antepenúltima idade pode ser interpretada como relativa à Orogenia Rondoniana-San Ignácio, enquanto as últimas à Orogenia Sunsás.

Na área de estudo, Payolla *et al.* (2000) discrimina os seguintes litotipos pertencentes ao embasamento (Figura 9):

- 1) Associação Paragneiss: composta por migmatitos metapelíticos de alto grau, granada gnaiss quartzo-feldspático, rochas metabásicas e gnaisses calciossilicáticos localizados na porção centro-oriental da área. Possui idade U/Pb em zircão de 1,9 a 1,7 Ga (Payolla *et al.* 2000). Seu protólito sedimentar foi acumulado em uma bacia durante a Orogenia Rio Negro-Juruena;
- 2) Associação gnaisses tonalíticos e enderbíticos: é localizado entre os maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia, num corredor de direção NNE-SSW. Possui idade U/Pb em zircão de 1.730 +/- 21 Ma, que é interpretada como sendo do protólito e representa o magmatismo calcio-alcálico da Orogenia Rio Negro-Juruena desenvolvido sobre o Craton Ventuari-Tapajós. Esta associação é composta por gnaisses tonalíticos bandados e homogêneos, gnaisses tonalíticos contendo granada, gnaisses enderbíticos bandados (migmatítico) e homogêneos, granulitos máficos, granada anfibolito e clinopiroxênio granulito de fácies granulito. Os gnaisses possuem origem crustal antiga, sendo sua idade Sm-Nd de 2,20 a 2,06 Ga (Tassinari 1996);
- 3) Associação metagranitóides e metacharnokitóides: apresenta idades U/Pb em zircão (concórdia) de 1.477 +/- 14 Ma, que é interpretada como da cristalização do protólito ou

metamorfismo (?), e outra de 1.526 ± 12 Ma, que é considerada como da cristalização do protólito. Possui origem relativamente antiga, com T_{Dm} de 1,86 a 1,84 Ga (Payolla *et al.* 1998c), e é derivada de uma mistura de fontes, crustal e mantélica, correlato ao magmatismo rapakivi bimodal da Serra da Providência. Situa-se na porção ocidental da área e extremo leste. É composta por granitos rosa a cinza (quartzo sienito, sienogranito e monzogranito), dioritos e gabros, mangeritos rosa a verde e quartzo mangeritos, gabronoritos e rochas metabásicas.

A Suíte Intrusiva Serra da Providência é representada por vários *stocks* circulares ou ovais de rochas básicas, mangeríticas e charnockíticas (Bettencourt *et al.* 1995, Rizzotto *et al.* 1996) (Figura 10), sendo a textura rapakivi sua principal característica. Os tipos mais frequentes são os biotita granitos porfíricos, seguidos dos anfibólio-biotita granitos (piterlitos), granitos pórfiros e sienogranitos gráficos equigranulares (Rizzotto *et al.* 1995). Apesar da intensa deformação, a textura rapakivi ainda encontra-se preservada localmente. Nessas zonas, o metamorfismo é de fácies xisto-verde superior a anfibolito superior. Os dados geoquímicos mostram que os granitos são subalcalinos, metaluminosos a fracamente peraluminosos (Bettencourt *et al.* 1995). De acordo com idade U/Pb em zircão, o Batólito Serra da Providência tem de 1.606 a 1.532 Ma (Bettencourt *et al.* 1999), enquanto o charnockito de Ouro Preto D'Oeste, que pertence a mesma suíte, tem 1.560 Ma (Tassinari *et al.* 1996). O Maciço União possui idade U/Pb em zircão de $1.532 \pm 4,5$ Ma e T_{Dm} de 1,8 Ga (Payolla *et al.* 1998b), e corresponde a um complexo intrusivo mangerito-charnockítico com, aproximadamente, 220 km² (Payolla *et al.* 2000). É composto por duas unidades principais: hornblenda-quartzo sienito porfírico e quartzo mangerito porfírico (Bettencourt *et al.* 1999).

Na Figura 10, a coluna litoestratigráfica encontra-se com incorreções. A coluna correta seria, em ordem crescente de idade: coberturas sedimentares Fanerozóicas, *Younger Granites* de Rondônia, Formação Nova Floresta, Suíte Intrusiva Santa Clara, Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, Básicas e Ultrabásicas Ciriquiqui, Suítes Intrusivas São Lourenço-Caripunas, Alto Candeias, Teotônio, Santo Antônio e Serra da Providência, Granitos Proterozóicos indiferenciados e rochas básicas Proterozóicas indiferenciadas, cobertura vulcano-sedimentar Proterozóica indiferenciada e Complexo Jamari;

- 4) Associação de gnaisses finos: é relacionada à Orogenia Rondoniana-San Ignácio e situa-se a leste e a oeste de Ariquemes. Possui idade U/Pb em zircão (concórdia) de 1.418 ± 11 Ma (Payolla *et al.* 1998b, c), que é considerada como da cristalização do protólito, e T_{Dm} de 1,75

(1) batólito Serra da Providência; (2) charnockito Ouro Preto, (3) maço União, (4) batólito Santo Antônio, (5) batólito Alto Candeias, (6) charnockito Jaru, (7) batólito São Lourenço-Caripunas, (8) maço São Simão, (9) maço Abunã, (10) maço Igarapé Preto, (11) maço Santa Clara, (12) maço Manteiga, (13) maço Oriente Novo, (14) maço Primavera, (15) maço Jararaca, (16) maço Massangana, (17) maço São Carlos, (18) maço Pedra Branca, (19) maço Caritianas, (20) maço Santa Bárbara, (21) maço Ariqueles, (22) Grupo Costa Marques.

Figura 10 - Mapa geológico da região com as principais unidades litoestratigráficas da área de estudo.
Fonte: modificado de Bettencourt *et al.* (1997).

Ga (Payolla *et al.* 1998c, 2000). É composta por gnaisses finos a médios, quartzo feldspáticos, de composição granítica e charnockítica, rochas metabásicas e anfibolitos.

Segundo Payolla *et al.* (1998c, 2000), o embasamento da região está relacionado às Províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignácio (Tassinari 1996).

Já para Scandolara (1997), somente a porção oeste da área de estudo é composta por rochas do Complexo Jamari. Na porção leste ocorrem rochas do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú, que são metasupracrustais (Figura 8). Os dois complexos são separados pela Zona de Cisalhamento Ariquemes/Massangana. A diferença básica entre as duas unidades está na maior quantidade de paragnaisses no Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú, em suas raras ocorrências de rochas com composição granodiorítica e tonalítica, e na ausência de faixas granulíticas.

Em trabalhos mais recentes, Amorim *et al.* (1999) e Scandolara *et al.* (1999b) questionam o predomínio de ortoderivadas no Complexo Jamari. Os autores mencionam que as rochas paraderivadas são dominantes em todo o Terreno Jamari, pois recentes observações de campo, com o suporte de novas descrições petrográficas, revelam a predominância, na área-tipo (Rio Jamari, região central de Rondônia), de uma associação de rochas supracrustais constituídas de paragnaisses quartzo-feldspáticos, granada-biotita gnaisses, sillimanita gnaisses, biotititos, kinzigitos, calciossilicatadas e anfibolitos, que sugerem, fortemente, a existência de uma associação vulcano-sedimentar relacionada ao início do Mesoproterozóico.

4.3.2 – Granitos Anorogênicos

Os granitos anorogênicos da região ocorrem como batólitos e *stocks* epizonais ao longo de uma direção N-S (Romanini 1982, Bettencourt & Dall'Agnol 1987, Payolla *et al.* 1991, Leite Jr. 1992, Pinho 1987, Bettencourt *et al.* 1995), são cratogênicos e subvulcânicos, e possuem características geoquímicas típicas de granitos rapakivi Tipo A, subalcalinos e metaluminosos, e intraplaca (Bettencourt *et al.* 1995).

Eles são predominantemente sienogranitos e monzogranitos, com variedades equigranulares e porfíricos. Subordinadamente, ocorrem eqüivalentes (sub)vulcânicos (Bettencourt & Dall'Agnol 1987). Em alguns plutons é comum a ocorrência de piterlitos, sendo raros os viborgitos (Bettencourt *et al.* 1999). Os contatos com as encaixantes não são quase observados em campo, devido à presença de uma espessa cobertura sedimentar e manto de intemperismo, e ausência de bons afloramentos.

Apesar das suposições a respeito da origem do evento ígneo rapakivi, é de consenso que os granitos apresentaram alojamento controlado por fraturas profundas nos flancos ou nas proximidades da borda de grabens, sendo assim indicativo do início do rifteamento intracontinental e de sucessivas reativações durante o Proterozóico (Bettencourt & Dall'Agnol 1987).

No caso das suítes pertencentes à área de estudo, Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia, a reativação está relacionada ao intervalo de tempo de 1.086 a 991 Ma, que corresponde ao regime extensional distal, do estágio de colisão do ciclo orogênico Sunsás sobre o Craton Rondoniano-San Ignacio (Bettencourt *et al.* 1999).

Segundo Bettencourt & Dall'Agnol (1987), o efeito desses regimes extensionais foi de uma mecânica de binários de cisalhamento simples destrai, resultante da reativação lateral, ao fim do Proterozóico, dos lineamentos Madeira-Quatorze de Abril e Araras, à época das intrusões.

Para esses autores, o cisalhamento destrai com caráter dúctil-rúptil, justificaria a formação no embasamento de estruturas transtensionais geometricamente comparáveis à bacia de afastamento, *rhombo-chasms* ou *dilational jogs*, com direções N10W a N-S e N50-70W. Os plutons foram condicionados por dois compartimentos tectônicos: zonas de falhas e sistemas de falhas anelares.

Desta forma, as estruturas de distensão atuaram como zonas preferenciais de infiltração e movimentação de grandes volumes de fluidos, em regimes rúptil franco a dúctil-rúptil transicional, justificando a predominância de mineralizações magmáticas e pós-magmáticas mesotermiais dos tipos, disseminada, em veios e bolsões de greisen, em veios e bolsões de quartzo, *stockworks*, e *pipes* brechados, além de prováveis mineralizações ocasionais do tipo hipotermal disseminado (Bettencourt 1992).

4.3.2.1 - Suíte Intrusiva Santa Clara

Esta suíte, definida parcialmente por Kloosterman (1968), e incluída na unidade *Younger Granites* de Rondônia, é composta por, no mínimo, um grande batólito (Santa Clara), bem como outros menores (Manteiga, Oriente Velho, Oriente Novo, Primavera, Jararaca, Carmelo e das Antas) (Figura 9), que compreendem intrusões de estágios, antigo e novo, como os *Younger Granites* de Rondônia. Essa suíte apresenta idades U/Pb em zircão de 1.082 a 1.074 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

Salienta-se que, embora tenham sido reconhecidos durante mapeamento regional os maciços, Oriente Velho, Jararaca, Primavera, Carmelo e das Antas, esses não foram estudados em detalhe.

Segundo Leite Jr. *et al.* (no prelo), as intrusões mais antigas desta suíte são as dominantes e podem ser divididas em dois grupos:

- 1) predominantemente metaluminoso a fracamente peraluminoso e composto por biotita-(+/- hornblenda)-quartzo monzonito porfirítico de granulação média a grossa, monzogranito e sienogranito com texturas rapakivi. É o grupo predominante e;
- 2) peraluminoso, composto por biotita sienogranito e muscovita-biotita microsienogranito. Esse grupo é encontrado localmente.

As intrusões do estágio mais novo são volumetricamente menores e são divididas em dois grupos:

- 1) metaluminoso a peralcalino, composto por hornblenda álcali-feldspato sienito, biotita álcali-feldspato quartzo sienito, traquiandesito, traquito, biotita (+/- anfibólio sódico) álcali-feldspato granito e, minoritariamente, basalto e;
- 2) peraluminoso, composto por biotita álcali-feldspato granito, Li-mica álcali-feldspato granito e riolito pórfiro (ongonito). A este grupo são associados os depósitos polimetálicos de Sn.

De acordo com os mesmos autores, dados isotópicos, limitados, de Sr, Nd e O, e elementos, maiores e traços, sugerem diferentes petrogêneses para esses quatro grupos de rochas. As intrusões mais antigas parecem representar fusão anatética crustal com os granitos metaluminosos a fracamente peraluminosos, envolvendo cristalização fracionada; já a evolução dos granitos peraluminosos não foi estabelecida. Foi observada também, que a assinatura isotópica do Nd sobrepõe os granitos/charnockitos de 1,57-1,56 Ga e indica contribuição significativa de rochas sedimentares pelíticas de, aproximadamente, 1,70 Ga. As rochas metaluminosas/peralcalinas do estágio mais novo são interpretadas como produto do fracionamento de magmas máficos derivados do manto com minoritária porção crustal, embora algumas evidências de mistura de magma tenha sido reconhecido no Maciço Oriente Novo. As rochas peraluminosas do estágio mais novo podem ser produtos de fusão parcial, limitada, de fonte crustal com mantélica, minoritariamente, e cristalização fracionada.

1) *Maciço Manteiga*

O maciço apresenta características petrográficas e químicas semelhantes às dos maciços Oriente Novo e Santa Clara (Leal *et al.* 1978).

De acordo com Leite Jr. (1998), o maciço tem forma mal definida em mapa, pois uma parte dos seus limites está recoberta por sedimentos mais jovens. Esses sedimentos são arenitos arcoseanos de coloração marrom avermelhada e estratificação cruzada de médio porte, relacionados à Bacia do Rio Preto e correlacionados aos sedimentos da Formação Pacaás Novos de Leal *et al.* (1978). São compostos por quartzo, feldspato e micas. Contudo, o autor inferiu um contato discordante com as encaixantes, pois sua disposição é NNW-SSE, enquanto a foliação principal das encaixantes é NNE-SSW. Em suas porções sudoeste e nordeste, os contatos são por falhas de direção NW-SE.

O maciço possui apófises de corpos maiores ao longo dos planos da foliação metamórfica das encaixantes, no exocontato oriental, o que comprova sua natureza intrusiva.

Ele é subdividido em duas unidades litológicas denominadas de Fazenda Pouso Feliz (hornblenda-biotita sienogranito porfiróide) e Manteiga (biotita sienogranitos porfiróides), e apresenta três fácies. O maciço apresenta também duas fácies de greisen.

Segundo dados de campo pré-existentes¹, o Maciço Manteiga Sul é composto por biotita granito porfirítico/porfiróide, enquanto o Manteiga Norte por hornblenda-biotita granito (piterlito).

A idade do maciço é de 1.082 +/- 5 Ma (U/Pb em zircões) (Bettencourt *et al.* 1999).

2) *Maciço Oriente Velho*

Esse maciço apresenta forma alongada, segundo a direção N-S, e uma área de aproximadamente 150 km².

Segundo dados de campo pré-existentes, é composto por biotita granito porfiróide/porfirítico e hornblenda-biotita granito porfirítico.

¹ Isotta *et al.* (1978), dados das campanhas de 1995, 1996 e 1997 de Leite Jr. & Payolla e coletânea de pontos de campo das Empresas Brumadinho.

3) Maciço Santa Clara

O Maciço Santa Clara não está inteiramente mapeado, sendo seu limite desconhecido a norte da área de Payolla *et al.* (2000), bem como seus contatos com o embasamento ou com o Maciço Oriente Novo. Tal fato deve-se à presença de sedimentos arcoseanos que o recobre discordantemente. Contudo, interpretações fotogeológicas sugerem um contato tectônico com a encaixante na porção NW (Bettencourt *et al.* 1991, Leite Jr. 1992).

Esse maciço compreende uma área com aproximadamente 660 km² e possui forma alongada, segundo a direção N-S.

Ele é constituído por seis fácies, sendo representadas, essencialmente, por quartzo monzonitos e sienogranitos, compostos por quartzo, oligoclásio/albita, microclínio, biotita, zircão, apatita, alanita e, às vezes, fluorita, sericita e ferrohastingsita. Apresenta enclaves de rochas gnáissicas, metabásicas e charnockíticas próximo ao contato com as rochas encaixantes, denotando um caráter tipicamente intrusivo, bem como pegmatitos e aplitos graníticos sob a forma de diques e lentes, com distribuição ampla e irregular. Os últimos litotipos são controlados por planos de fraturas e/ou falhas e, provavelmente, por planos de contato com as encaixantes (Bettencourt *et al.* 1991).

Os litotipos são, geoquimicamente, metaluminosos e apresentam alteração pós-magmática, como, albitização, greisenização e silicificação.

De acordo com Priem *et al.* (1989), apresenta idade Rb/Sr de 1.052 +/- 21 Ma, com razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial de 0,710 +/- 0,0008, e U/Pb em zircões de 1.082 +/- 50 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

4) Maciço Oriente Novo

O Maciço Oriente Novo localiza-se na porção leste da área de estudo e representa um *stock* satélite do Batólito Santa Clara, com 100 km².

Ele possui contato discordante com as encaixantes, inferidos e algumas vezes por planos de falhas, e uma organização interna heterogênea (Leite Jr. 1992).

Estruturalmente, seus litotipos são maciços, afetados somente pela tectônica rúptil, com direção, predominante, N10E, onde ocorrem veios de quartzo e greisen filonianos.

O maciço é composto por treze fácies (Leite Jr. 1998), as quais definem sete unidades litológicas mapeáveis na escala de 1:25.000, com contatos duvidosos. Essas unidades são

denominadas de, Fino-Ary (biotita monzogranito porfirítico, pode ou não ter Fe-hastingsita), Oriente Novo (biotita sienogranitos, com ou sem Fe-hastingsita e monzogranitos), Papo-Furado (sienogranito pórfiro), Pajurá (micromonzogranito), Barranco (álcali-feldspato leucogranito e albita leucogranito), Seringueira (álcali-feldspato granito e álcali granito) e Finado (álcali-feldspato riolito pórfiro) (Leite Jr. 1992).

A distribuição espacial e as formas das unidades litológicas maiores desse maciço sugerem uma sequência de colocação na seguinte ordem: Fino-Ary, Oriente Novo, Papo-Furado e Pajurá, que pode ter ocorrido por mecanismo de subsidência de caldeira, sendo as três últimas unidades, expressões em planta de prováveis diques anelares. As outras unidades devem representar intrusões menores, posicionadas em níveis crustais relativamente mais rasos (Leite Jr. 1998).

Os contatos litológicos entre as fácies de uma mesma unidade são raramente observados.

Apresenta também oito fácies de greisen.

Os litotipos do Maciço Oriente Novo, em conjunto com os do Maciço Manteiga, representam duas associações petrográficas:

- 1) A1: granitos a dois feldspatos;
- 2) A2: granitos a um e dois feldspatos.

Segundo dados geoquímicos, o maciço é metaluminoso a fracamente peraluminoso, sendo o albita leucogranito rico em Li, Rb e Sn.

A mineralização primária desse maciço ocorre na porção centro-oeste, em uma área alongada com direção geral NE-SW (Leite Jr. 1992) e está associada à albitização, greisenização, silicificação e argilização (Bettencourt *et al.* 1999).

Segundo Bettencourt *et al.* (1995), a idade de cristalização do Maciço é de 1.081 +/- 50 Ma (U/Pb em zircões).

5) Maciço Jararaca

O Maciço Jararaca é caracterizado por um corpo com 43 km², situado abaixo do Maciço Oriente Novo.

Segundo dados de campo pré-existentes, é composto por biotita granito equigranular a porfirítico/porfiróide.

6) Maciço Primavera

O Maciço Primavera é, provavelmente, uma intrusão única, com aproximadamente 6 km², composta por alaskito de granulação média a grossa.

Em sua porção sul há importante mineralização de estanho (Leal *et al.* 1978).

Dados de campo pré-existentes mencionam a presença de granito, augen gnaisse, granitóide grosseiro, porfíritico e equigranular.

7) Maciço das Antas

O Maciço das Antas situa-se a sul do Maciço Santa Clara e apresenta, aproximadamente, 1,7 km².

Não existem dados disponíveis na literatura a respeito deste maciço.

8) Maciço Carmelo

O Maciço Carmelo localiza-se a sul-sudeste do Maciço Oriente Velho, apresenta aproximadamente 4 km² e forma alongada, segundo a direção N-S.

De acordo com dados de campo pré-existentes, é composto por granito equigranular.

4.3.2.2 – Younger Granites de Rondônia

Designada inicialmente por Kloosterman (1968), essa unidade engloba somente os granitos com idade U/Pb, em zircão, entre 998 e 974 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

Os representantes dos *Younger Granites* de Rondônia na área de estudo são os maciços, Massangana, Ariquemes, São Carlos, Caritianas e Pedra Branca (Payolla *et al.* 2000), a Serra do Bom Futuro e os morros do Potosi (?) e da Palanqueta. Os maciços apresentam 2 a 25 km de diâmetro, contatos irregulares, abruptos, com presença esporádica de enclaves das encaixantes e origem crustal.

1) *Complexo Granitóide de Massangana*

O Complexo Granitóide de Massangana situa-se na porção sudoeste da área, exibe forma elipsoidal, com eixo maior segundo E-W, e é constituído por rochas essencialmente graníticas e sieníticas. É caracterizado por quatro fases magmáticas sucessivas, sendo as mais jovens alojadas em sua extremidade sudoeste (Romanini 1982). Essas fases são:

- a) Fase Massangana: possui afinidade calcio-alcalina a alcalina e é a fase mais antiga, sendo correlacionada à Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.606 a 1.532 Ma). Representa 80% do complexo e é composta por biotita granitos porfíricos grosseiros com megacristais, tabular e ovóide, de feldspato potássico (microclina e, eventualmente, ortoclásio). Envolve completamente a Fase Bom Jardim e está em contato com a Fase São Domingos, ocorrendo como enclave em ambos. Apresenta contato brusco com o embasamento, com feições cataclásticas;
- b) Fase Bom Jardim: apresenta afinidade alcalina a peralcalina e é correlacionada aos *Younger Granites* de Rondônia, como as fases São Domingos e Taboca. Dentre as quatro fases, foi considerada a única mineralizada a estanho, com veios de quartzo e greisen. Contudo, devido ao intenso intemperismo atuante na região, estão, atualmente, expostas mineralizações primárias de cassiterita na Fase São Domingos. Essas mineralizações são distribuídas tanto no *stock*, como em seu exocontato, onde a mineralização é mais intensa. A fase é composta por biotita granitos equigranulares que passam para tipos com textura granular média a fina, com alguma tendência a porfiróide, em direção ao centro. Apresenta apófises nas rochas encaixantes e diques de microgranito, principalmente na parte central do *stock*, que alojam-se nas direções, NW-SE e NE-SW. A intrusão do corpo produziu intenso fraturamento circular à Fase Massangana;
- c) Fase São Domingos: os contatos com as encaixantes são irregulares e abruptos com enclaves das primeiras, bem como dos litotipos da Fase Massangana. Apresenta intenso fraturamento circular nas rochas circundantes e algumas vezes em sua borda, intensa greisenização, principalmente na borda norte, afetando os granitóides e metamorfitos encaixantes. É composta por biotita granitos equigranulares com granulação média, com variações marginais para tipos de granulação fina e porfírica. Possui afinidade calcio-alcalina a alcalina;
- d) Fase Taboca: apresenta afinidade alcalina e é composta por hornblenda sienitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos, filoneanos, orientados segundo NNE-SSW. Essas rochas ocorrem dentro das fases Bom Jardim e, provavelmente, São Domingos. Possui rochas

hornfêlsicas esporadicamente observadas nas zonas marginais. Texturalmente são granulares, microgranulares e porfiríticos, com fenocristais de ortoclásio.

De acordo com Priem *et al.* (1989), a idade do Maciço Massangana, baseada em datação Rb/Sr, é de 960 +/- 27 Ma, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,714 +/- 0,014, e U/Pb em zircões, de 991 +/- 14 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

2) Maciço Caritianas

O Maciço Caritianas apresenta 200 km² e três ou quatro apófises radiais.

De acordo com Pinho (1987) e Bettencourt *et al.* (1991), a oeste e a sul suas exposições desaparecem abruptamente, ocorrendo a partir daí uma extensa cobertura sedimentar quaternária. A norte ocorre uma região alagadiça, e a nordeste e a leste não foram observados contatos com a encaixante, sendo esses inferidos por fotografias aéreas.

Esse maciço compreende duas unidades graníticas principais, além de greisens, todos alterados por processos de albitização, microclinização, greisenização, silicificação e argilização.

As unidades graníticas são: biotita álcali-feldspato granitos equigranulares de granulação média, com enclaves de composição granodiorítica, e biotita álcali-feldspato granitos porfiríticos (Pinho 1987) (Figura 11). Esses granitos exibem cavidades miarolíticas e são cortados por diques de microgranitos, aplitos e pegmatitos.

Os greisens filonianos formam enxames de veios (sub)paralelos, subordinadamente entrelaçados.

Os veios de quartzo ocorrem de forma análoga aos greisens e ambos encontram-se distribuídos amplamente pelo maciço, principalmente na porção centro-sul, onde ocorrem os principais depósitos secundários de estanho.

A mineralização primária de estanho está espacialmente relacionada aos álcali-feldspato granitos, bem como aos corpos de greisen e veios de quartzo com cassiterita.

De acordo com Bettencourt *et al.* (1995), o maciço possui idade isocrônica semelhante à do Maciço São Carlos, e é um dos mais produtivos em Sn, Nb e Ta, ao contrário do Maciço São Carlos.

Legenda

Holoceno

- Regolitos - resultantes de intemperismo de rochas graníticas
- Colúvios e elúvios
- Depósitos de canal - conglomerados, areias e argilas min. a Sn
- Depósitos de transbordamento - lamitos e argilitos silticos e micáceos min. a Sn

Proterozóico Superior

- Mineralização (zonas de blocos de veios de quartzo, brecha silícea, quartzo-greisen (peracaidito), mica-quartzo greisen, mica greisen, biotita-quartzo greisen)
- Granitos Jovens de Rondônia
- Microgranitos e aplitos
- Granito porfirítico fino/granito porfirítico fino a médio
- Granito equigranular/granito equigranular médio - fenocristais de FK muito raros a ausente/granito equigranular médio - min. a Sn

Proterozóico Médio ou Arqueano (?)

- Embasamento**
 - Gnaíse granítico - predominam tipos com granulação fina
 - Anfibolitos/metabasitos - anfibolitos de fácies metamórfica média a alta, com ou sem granada. Metabasitos
 - Meta quartzo dorito cataclásado - localmente caracterizando milonitos e filonitos devido ao alto grau de cataclase.
- Lineamentos extraídos de imagens de satélite (Landsat) e fotografias aéreas 1:100.000 (podem incluir falhas)
- Lineamentos e lineares extraídos de fotografias aéreas 1:25.000 podendo ou não apresentar direção de deslocamento, bem como alguns indícios de estruturas circulares
- Lineações mapeadas através de fotos aéreas - incluem fraturas, falhas e foliações cataclástica e metamórfica
- Contato inferido
- Contato observado
- Estruturas circulares inferidas de imagens de satélites e fotografias aéreas 1:100.000. Os contornos podem ou não corresponder à contatos litológicos
- Límite de afloramento

Figura 11 - Mapa geológico do Maciço Caritianas.
Fonte: modificado de Bettencourt (1981/1982).

3) Maciço São Carlos

O Maciço São Carlos possui 290 km² e tem forma oval, alongada segundo o *trend* regional NNE.

A oeste e a norte os contatos com as encaixantes são bruscos e de caráter intrusivo, com presença de agmatitos. A sul e a leste esses contatos são, aparentemente, de natureza tectônica (Payolla *et al.* 1998a).

Esse maciço compreende, no mínimo, três unidades graníticas subalcalinas: biotita-hornblenda álcali-feldspato granito equigranular com granulação média a grossa, biotita sienogranito porfirítico a equigranular e biotita sienogranito de granulação fina a média. É a associação de maior expressão na área.

No centro do maciço ocorre uma estrutura preservada, parcialmente, do tipo colapso de caldeira, com 10 km de diâmetro. Esta estrutura é composta por um *ring-dyke* descontínuo de quartzo-feldspato pórfiro, externamente, e rochas alcalinas subvulcânicas e tetos pendentes de anfibólio-clinopiroxênio melasienito, clinopiroxênio microsienitos, microgranitos, riolitos pórfiros e megaxenólitos de granitos subalcalinos, e gnaisses, na porção central, de topografia mais baixa. Essa associação compreende as rochas mais jovens. Feições estruturais e texturais que indicam misturas de magmas são observadas nos microsienitos e microgranitos, e sugerem uma contemporaneidade entre os magmas, pelo menos durante o período de alojamento dos mesmos (Payolla *et al.* 1998a).

Neste maciço os processos de alteração hidrotermal estão pouco desenvolvidos. No entanto, a albitização, silicificação e hematização são observados.

A idade radiométrica do maciço foi verificada por medidas U/Pb em zircões, como sendo de 995 +/- 73 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

4) Maciço Pedra Branca

O Maciço Pedra Branca abrange uma área de aproximadamente 130 km² (Payolla *et al.* 1991).

Ele é constituído por sienogranitos que compõem sete fácies, agrupadas em três unidades mapeáveis à escala 1:25.000 (Bettencourt *et al.* 1991) (Figura 12). Essas unidades, denomi-

Legenda

Holoceno

- Rególitos - resultantes de intemperismo de rochas graníticas
- Depósitos de canal - conglomerados, areias e argilas min. A Sn
- Depósitos de transbordamento - lamitos e argilitas silíticas e micáceas min. A Sn

Proterozóico Superior

- Mineralização (zonas de blocos de veios de quartzo, brecha silicosa, quartzo-greisen (peracidito), mica-quartzo greisen, mica greisen, biotita-quartzo greisen)
- Granitos Jovens de Rondônia
- Microgranitos e apitos
- Granito porfirítico fino/granito porfirítico fino a médio
- PEyet/PEyetm - Granito equigranular fino, mioarlitico/granito equigranular fino, a duas micas e cores esbranquiçadas
- Granito equigranular/granito equigranular médio - fenocristais de FK muito raros a ausente/granito equigranular médio - fenocristais de FK localmente muito frequente a raromin, a Sn
- Granito porfirítico médio/granito porfirítico médio a heterogranular min. a Sn
- Embasamento
- Migmatitos nebulíticos
- PEMo/PEF - migmatitos ofitálmicos
- PEF - quartzo-plagioclásio fels

Proterozóico Médio ou Arqueano (?)

- Embasamento
- Gnaíse granítico - predominam tipos com granulação fina
- Migmatitos transpostos - embrechitos - estruturas bandadas, fitadas e dobradas
- Metaquartzo diorito cataclásado - localmente caracterizando milonitos e filonitos devido ao alto grau de cataclase
- Gnaíses - hornblenda gnaíses, biotita gnaíses e granada hornblenda e/ou granada hornblenda biotita gnaíses
- Lineamentos extraídos de imagens de satélite (Landsat) e fotografias aéreas 1:100.000 (podem incluir falhas)
- Lineamentos e lineares extraídos de fotografias aéreas 1:25.000 podendo ou não apresentar direção de deslocamento, bem como alguns indícios de estruturas circulares
- Lineações mapeadas através de fotos aéreas - incluem fraturas, falhas e foliações cataclástica e metamórfica
- Contato inferido
- Contato encoberto
- Estruturas circulares inferidas de imagens de satélites e fotografias aéreas 1:100.000. Os contornos podem ou não corresponder à contatos litológicos
- Limite de afloramento

Figura 12 - Mapa geológico do Maciço Pedra Branca.
Fonte: modificado de Bettencourt (1981/1982).

nadas, informalmente de, Bom Futuro do Sul, Barragem e Ferusa, foram cristalizadas na seguinte ordem: Ferusa, (porfirítico), Bom Futuro do Sul (porfiróide) e Barragem (equigranular), e foram afetadas por processos tardi a pós-magmáticos, como, albitização, greisenização e silicificação (Payolla *et al.* 1991).

Nesse maciço há quatro tipos de greisens que ocorrem como enxames de veios (sub)paralelos, sendo subordinadamente entrelaçados (*stockwork*). Analogamente e intimamente associados, ocorrem veios de quartzo com mica e cassiterita (Bettencourt *et al.* 1991).

Os sienogranitos são compostos por 46% a 54% de feldspato potássico (ortoclásio/microclínio), 10% a 23% de plagioclásio (albita/oligoclásio), 30% a 35% de quartzo, 3% a 7% de biotita, além de zircão, apatita, ilmenita, fluorita, alanita (?), opacos e sericita-muscovita.

A natureza dos contatos entre as rochas granitóides do maciço e as encaixantes, bem como entre as unidades entre si, não foram definidas em campo devido à cobertura sedimentar. No entanto, inferiu-se contato de natureza tectônica a partir de fotografias aéreas, imagens de satélite (Almeida Filho 1983), distribuição de afloramentos rochosos e informações de sondagens (Bettencourt *et al.* 1991). Os contatos entre as fácies da mesma unidade são de natureza transicional.

A exemplo de outros maciços que ocorrem na área, apresenta feições que sugerem uma colocação do tipo passiva em nível crustal elevado, com forma discordante em relação às encaixantes, ausência de estruturas lineares ou planares e presença de estruturas miarolíticas.

Neste maciço encontram-se granitos subalcalinos e peraluminosos, que apresentam gênese relacionada à crosta antiga, com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,709 \pm 0,016$ e idades Rb/Sr de 954 ± 20 Ma (Priem *et al.* 1989) e U/Pb em zircão de 995 ± 5 Ma (Bettencourt *et al.* 1999).

De acordo com Yokoi *et al.* (1987), o exogreisen do Morro do Potosi possui relação genética com esse maciço a partir do Lineamento Figueroa, de direção NE-SW.

5) Maciço Ariquemes

O Maciço Ariquemes situa-se no centro-sul da área, possui 11 km^2 e um fragmento de dique anelar cujo centro encontra-se a noroeste do *plug* (Leal *et al.* 1978).

Segundo Santos *et al.* (no prelo), esse maciço possui idade U/Pb em zircões de 1.352 ± 8 Ma, com MSWD de 0,93. Portanto, não seria correlacionável aos *Younger Granites* de Rondônia, mas sim ao Batólito Alto Candeias, de acordo com idade U/Pb obtida por Bettencourt

et al. (1999). Contudo, segundo informação verbal de Payolla (2001), a idade obtida por Santos *et al.* (no prelo) refere-se à encaixante do maciço e não ao mesmo, pois a descrição do ponto, onde foi coletada a amostra, retrata um litotipo pertencente a tal unidade litoestratigráfica.

Esse maciço não apresenta dados petrográficos e geoquímicos disponíveis na literatura.

6) *Morro do Potosi*

O Morro do Potosi situa-se a norte do Maciço Pedra Branca e apresenta 220 m x 280 m, podendo tratar-se de um *pipe*. Contudo, os afloramentos mapeados situam-se segundo uma direção NNE-SSW, indicando um provável filão (lenticular) de atitude subvertical (Korpershoek *et al.* 1980).

É formado por um exogreisen quartzo-(topázio)-muscovítico brechóide, que se desenvolveu a partir de gnaisses biotíticos e biotíticos-hornblêndicos do Complexo Jamari por ação pneumatolítica ao longo de diáclases e fraturas, provocadas por fluidos ascendentes, presumivelmente associados à uma intrusão oculta em profundidade, de rochas pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia.

Os veios de greisen que atravessam os gnaisses do Complexo Jamari são, ora concordantes (N20-40W a N20-40E), ora discordates com a foliação. A maior parte parece seguir dois planos preferencias (N15-25W/22-52NE e N70-80E/18-33NW).

Abaixo do nível de greisen ocorrem sulfetos mais recentes que mostram um zoneamento inverso, talvez aparente. Esse zoneamento pode ser indício da ocorrência de um outro nível de greisen em profundidade, e portanto, de mineralização primária de estanho.

7) *Serra do Bom Futuro*

A Serra do Bom Futuro ocorre na porção oeste da área, no Distrito de Bom Futuro. Consiste de um relevo residual em forma de bumerange, medindo, aproximadamente, 100 hectares e 100 m de altura (Villanova & Franke 1995).

Compreende dois condutos vulcânicos brechados, hospedados nas encaixantes (paragnaisses e anfibolitos), segundo o *trend* NNW com mergulho (sub)vertical, que definem dois sistemas de *pipes* ligados por um conduto de, aproximadamente, 25 m de largura.

Essa serra apresenta um pequeno corpo de álcali-riolito que ocorre na parte sul do *pipe* leste e representa um provável conduto do vulcanismo que gerou as brechas.

A brecha consiste de fragmentos angulares a subangulares de anfibolitos, gnaisses, rochas vulcânicas e granitos, com poucos centímetros a dois metros.

Os corpos de álcali-riolitos (topázio-siderofilito-riolito ou ongonito) ocorrem intrusos nas brechas e preenchendo suas zonas de contato com os paragnaisses e anfibolitos.

Os corpos de riolito parecem estar interconectados em profundidades e ser originados da mesma câmara magmática.

A mineralização de estanho de Bom Futuro é associada à essas intrusões, como stockworks de veios de quartzo.

Um granito pórfiro similar ao Granito Palanqueta está em contato com os paragnaisses e brechas no canto nordeste do *pipe* leste.

Um enxame de veios de quartzo, variando de poucos milímetros a um metro de largura, corta todas as unidades litológicas. Esses veios estão dispostos em um padrão anelar, em torno da estrutura, mergulhando 35° para fora, e são compostos por quartzo, topázio, adulária, zinwaldita, siderofilito e cassiterita, além de zircão, monazita, óxidos de manganês, ilmenita e wolframita, que ocorrem como acessórios. Esses veios são a principal fonte de cassiterita na Serra do Bom Futuro.

8) *Morro da Palanqueta*

O Morro da Palanqueta ocorre no Distrito de Bom Futuro, a 500 m a nordeste da Serra de Bom Futuro, e apresenta forma dômica e um contorno semi-circular com 0,5 km² (Silva *et al.* 1997), e mais de 37 m de altura (Silva *et al.* 1995).

É composto por três fácies graníticas com corpos de greisen associados que estão intrusos em paragnaisses e anfibolitos. Contudo, os contatos são cobertos por colúvios.

A fácies externa consiste de um granito porfirítico similar a um descrito na margem nordeste da Serra do Bom Futuro. Ele contém fenocristais de quartzo e está, localmente, caulinizado. Esta fácies está fortemente intemperizada e sua mudança para o albito granito é aparentemente gradacional.

A fácies dominante é um albito granito, denominado de Granito Palanqueta. Esse granito apresenta cor rosa e textura inequigranular, com quartzo com granulação média a grossa e feldspato com granulação fina, bem como fluorita, zinwaldita, topázio, opacos e cassiterita.

Há também uma variedade equigranular de granulação fina, que aflora nas margens oeste e sudoeste, ocorrendo com um *trend* WNW, com contato transicional com o granito inequigranular.

Nesse morro há topázio riolito, que corresponde à fase extrusiva do granito, bem como ortognaisses, paragnaisses e anfibolitos, que são as encaixantes, e uma brecha dessas encaixantes originada pela intrusão forçada do granito.

A brechação produziu fraturas concêntricas, com veios de quartzo contendo cassiterita ou topázio riolitos com fluorita.

Os greisens, que ocorrem em fraturas subverticais, com *trends* NE-SW e NW-SE, e no contato entre as fácies inequigranular do albita granito e granito porfirítico. Consistem de rochas com granulação fina a média e cor acinzentada, e são compostos por quartzo, galena, topázio, fluorita, zinwaldita, cassiterita e wolframita, mergulhando de 10° a 20° para ENE.

Os mica greisen ocorrem subordinadamente na porção interna do albita granito, com *trend* NNW. Consistem de rochas de granulação fina, com cor cinza escuro, compostos de zinwaldita, fluorita, galena, topázio, quartzo fino e cassiterita fina.

Os greisens que são encontrados nas porções central e nordeste do *plug*.

A cassiterita ocorre de três modos: disseminada em cristais finos, como agregados maciços e como cristais grossos com 5 a 10 cm de comprimento. Apresenta alta concentração no albita granito e está localizada nos setores leste, nordeste e nor-noroeste do *plug*. A alta concentração está intimamente relacionada à greisenização do granito, que foi controlada por fraturas e falhas por onde o fluido percolou. A anomalia de estanho na borda nordeste do *plug* parece estar relacionada ao contato com a encaixante (Silva *et al.* 1997).

4.3.3 – Arenitos Feldspáticos e Conglomerados

Esses sedimentos encontram-se em uma bacia assimétrica de direção NW-SE, denominado de Graben do Rio Preto, e seccionam o Maciço Manteiga. A base deste pacote contém conglomerados mineralizados a cassiterita, portanto, apresentam idades mais jovens que as da Suíte Intrusiva Santa Clara. As relações com os *Younger Granites* de Rondônia não foram observadas até o momento. Nas exposições de campo estes sedimentos mostram-se muito pouco fraturados, sugerindo idades posteriores aos eventos tectônicos sin e tardi-alojamento das rochas graníticas das duas suítes intrusivas (Payolla comunicação verbal, 2001). De acordo com Rueda (comunicação verbal, 2000), devido ao tipo e extensão da alteração (laterização) presente nesses

sedimentos, os mesmos podem ter idade cretácica (?). Sobre os sedimentos arcoseanos ocorrem coberturas de provável idade terciária e quaternária (pequenas bacias e colúvios), ambos mineralizados a cassiterita.

4.3.4 - Coberturas Sedimentares Recentes

Os processos de deposição sedimentológica que predominam na região são representados por movimentos de massa e retrabalhamentos localizados no fundo dos vales por influência aquosa. Portanto, os sedimentos que recobrem a área são de origem eluvionar, coluvionar e aluvionar, sendo os dois primeiros os dominantes e os aluvionares restritos aos vales das drenagens.

Os sedimentos ocorrem, normalmente, sob quatro formas: preenchendo paleovales, linhas de pedra, preenchendo vales atuais e colúvios de topo. Eles podem ser agrupados em duas seqüências, que apresentam idades relativas ao Pleistoceno Médio e Pleistoceno Superior/Holoceno (Payolla *et al.* 1984).

Ambas seqüências apresentam quartzo, topázio, cassiterita com granulometria de 0 a 60 mesh, ilmenita, ilmeno-magnetita, zircão, monazita e quantidades menores de columbita-tantalita, berilo, turmalina, rutilo, anatásio, amazonita e xenotima.

A primeira seqüência é composta por cascalhos basais, argilas plásticas, areias, argilas arenosas caulínicas e areias arcoseanas. São os sedimentos dos paleovales.

A segunda seqüência possui linhas de pedras, níveis de cascalhos ferruginosos, depósitos inconsolidados de cascalhos, areias, argilas, que são os sedimentos dos vales recentes, e sedimentos argilo-arenosos, pertencentes às camadas coluvionares de topo.

Associados aos cascalhos basais, pretéritos e atuais, às linhas de pedra e aos sedimentos coluvionares de topo ocorrem importantes concentrações de cassiterita.

4.4 - Aspectos Econômicos

O Estado de Rondônia apresenta uma alta potencialidade de recursos minerais, tanto de substâncias metálicas como não-metálicas (Scandolara 1999a).

No grupo das substâncias metálicas, que constituem 85% dos recursos do Estado, destacam-se os depósitos de estanho, ouro, ferro e manganês. Os metais raros, bem como o ouro, aparentam ter o mesmo metalotecto estrutural (Rizzotto 1999).

No grupo dos não-metálicos ocorrem os depósitos de diamante, ametista, berilo, água-marinha, argila, areia, cascalho, depósitos de rochas ornamentais (granito, gnaiss), bem como calcário e água mineral.

Atualmente, o estanho é o bem mineral em exploração no Estado, sendo explotado a céu aberto apenas nas minas de Santa Bárbara (Grupo CESBRA) e Rio Branco (Grupo Best), em nível empresarial, e Bom Futuro (EBESA), São Lourenço-Macisa (Mineração Xacriabá Ltda.) e Massangana, com a participação de garimpeiros (Figura 13). Apresenta-se hospedado em granitos Meso/Neoproterozóicos de tendência rapakivi, em coberturas terciária-quaternárias e em sedimentos aluvionares (Figura 14).

Os estilos mineralógicos da mineralização são (Bettencourt *et al.* 1997): cassiterita disseminada em Li-mica leucogranito, bem como em corpos de greisen, *stockworks* e vênulas associadas ao greisen e veios de quartzo, enxames de veios de quartzo e brechas. O wolfrâmio ocorre muitas vezes como wolframita em veios de quartzo.

Na área de estudo somente duas minas ainda encontram-se em operação: a mina de Rio Branco, localizada na L-80 e relacionada ao Maciço Manteiga, e a mina de Bom Futuro (EBESA), situada a sudoeste da área (L-75) e relacionada aos *Younger Granites* de Rondônia.

A EBESA opera com uma produção própria da ordem de 130.000 m³/mês, que resulta em torno de 100.000 kg de Sn contido em concentrados. Os garimpeiros, que operam no Distrito de Bom Futuro, produzem aproximadamente 600.000 kg de Sn contido em concentrados (Dall'Igna 1996).

De acordo com esse autor, a grandeza de Bom Futuro pode ser destacada pela produção de estanho contido em concentrados (80.000 a 100.000 t desde a época de seu descobrimento), comparada à produção de antigos setores de mineração ao longo de mais de 20 anos, que foi de menos de 115.000 t de Sn contido.

A mineralização de Bom Futuro ocorre preferencialmente na brecha e no albita granito.

Os depósitos, economicamente aproveitáveis, estão relacionados aos estágios de albitização, greisenização, sericitização, epidotização, potassificação, cloritização e argilização dos plutons graníticos.

Uma síntese sobre a mineralização primária que ocorre na região encontra-se na Tabela 3.

Quanto às ocorrências de estanho nas coberturas sedimentares terciária-quaternárias e nos sedimentos aluvionares, essas estão relacionadas aos depósitos detríticos, alojados em *placers* de até 20 m de profundidade e paleo-*placers* com mais de 20 m de profundidade. A cassiterita

Área de estudo

Figura 13 - Mapa de localização das minas de cassiterita do Estado de Rondônia.
Fonte: modificado de Scandolaro (1999a).

Figura 14 - Principais depósitos estaníferos aluviais da zona central da PER, ilustrando os padrões de distribuição radial e semi-radial.

Paleovales: (1) Queimadas, (2) Cachoeirinha, (3) Tabuleta, (4) Japiim, (5) Taioca, (6) Bom Futuro do Norte, (7) Duduca, (8) Barranco, (9) Valdomiro, (10) Montenegro.

Fonte: modificado de Bettencourt *et al.* (1986).

TABELA 3 – CARACTERÍSTICAS DA MINERALIZAÇÃO PRIMÁRIA DE ESTANHO DA REGIÃO

CARACTERÍSTICAS	FONTES
Ocorre em diáclases com direções N69W e N30E	LASA (1964)
Parece estar ligada aos pegmatitos, em corpos mais profundamente erodidos, onde as fácies de cúpula já foram removidas	Kloosterman (1970)
O metassomatismo precoce (albitização) não foi um fenômeno importante à concentração de metais raros. Os metais raros estão ligados aos processos de greisenização desenvolvidos ao longo de zonas de falhamentos que cortam os maciços	Waghorn (1974)
Na região de Santa Bárbara os jazimentos estão associados aos veios de quartzo, greisens e estruturas <i>stockworks</i> . Suas características petrogenéticas são similares às das Suites Intrusivas Santa Clara, São Lourenço-Caripunas, Granítica Rio Pardo e Santo Antônio, com relação às mineralizações estaníferas	Souza <i>et al.</i> (1975)
Relaciona-se as zonas de ocorrências de estanho com os granitos rapakivi equigranulares. Essa relação foi confirmada com a identificação de mineralização disseminada no albita granito do Maciço Oriente Novo, por Leite Jr. (1992). Nesse maciço, os autores relatam a presença de greisens filonianos e veios de quartzo ao longo da direção ENE-WSW	Isotta <i>et al.</i> (1978)
A cassiterita do Complexo Potosi está disposta ao longo de planos bem definidos e com direções caóticas, subverticais, em uma massa de aspecto brechóide. A direção preferencial da mineralização é N50-70E	Carvalho (1986)
Em Potosi a mineralização ocorreu em fases sucessivas. É provável que o próprio processo de greisenização introduziu um pouco de cassiterita, porém é evidente que a mineralização estanífera principal era (ligeiramente ?) posterior. Mais tarde ainda houve a introdução da fluorita e dos sulfetos	Korpershoek (1980)
Em Massangana ocorre, junto com a cassiterita, quartzo, topázio, tantalita, columbita e berilo no exocontato, e em estruturas discordantes no endocontato No Maciço Oriente Novo ocorre em estruturas discordantes no endocontato, junto com, quartzo, topázio, muscovita, ilmenita, berilo, wolframita, tantalita e columbita, e em fraturas profundas dentro do granito, com, quartzo, muscovita, columbita e tantalita No Maciço Caritianas ocorre em estruturas discordantes, em fraturas profundas no granito, com lentes de pegmatitos e corpos de pegmatitos tabulares, contendo, quartzo, micas verdes e columbita No Morro do Potosi ocorre em <i>pipes</i> de brechas explosivas (<i>stockwork</i> de veios de quartzo) e em veios de topázio e vênulas	Bettencourt & Dall'Agnol (1987)
Sugere uma ausência de <i>boiling</i> e um sistema hidrotermal aberto na formação dos principais greisens e veios de quartzo no Maciço Caritianas. Os fluidos mineralizantes (mistos ?), eminentemente aquosos, exibiram uma salinidade moderada (ca. de 18% equiv. NaCl) e uma temperatura de aproximadamente 425°C no início do processo greisenizante	Pinho (1987)
Em Santa Bárbara é tanto primária (endo e exogreisen ou em veios de quartzo-cassiterita-Li biotita), quanto secundária (em paleovales e vales atuais) A cassiterita começa a se formar já no estágio de albitização, estando o seu desenvolvimento relacionado à fase de greisenização Destaca-se a maior mobilidade dos fluidos mineralizantes no granito de textura grossa do que nos de textura fina, atuando estes últimos como <i>trapps</i> dos fluidos mineralizantes	Frank (1990)
Propôs uma origem magmática para o estanho e tungstênio dos greisens e veios de quartzo do Maciço Oriente Novo, com base nos conteúdos relativamente altos de elementos raros nos granitóides e na presença de cassiterita disseminada no albita granito	Leite Jr. (1992)
No Maciço Santa Bárbara a mineralização primária está relacionada ao granito Santa Bárbara e ocorre, principalmente, como corpos de greisen com cassiterita, veios de quartzo com cassiterita e, minoritariamente, wolframita. Os veios de quartzo e mineralizados à cassiterita ocorrem em fraturas N70E/subvertical, greisens litiníferos com biotita, em fraturas N45E e N64E, corpos de greisen litiníferos muscovíticos em fraturas N26E e fraturas de partição, segundo N10-19W. Sparrenberg (comunicação verbal) menciona outras direções (todas verticais) para veios de quartzo (N45E, N80-85W), veios de topázio-biotita-quartzo greisen (N35E e N60E), veios de zinwaldita e quartzo greisen (N20E e N85E), veios de mica-quartzo greisen (N25E) e fraturas (N15E, N30E, N70E e N30W)	Bettencourt (1992) Bettencourt <i>et al.</i> (1997)
Na Suite Intrusiva Santa Clara ocorre em corpos de greisen e em veios de quartzo relacionados aos litotipos da associação subalcalina. As ocorrências de maior destaque são encontradas nas localidades onde os depósitos secundários circunvizinhos foram alvos de intensa lavra mecanizada, como, Oriente Novo, Primavera, Rio Branco, Rio Preto e Viúva. É agrupada em três fases temporalmente distintas, do mais antigo para o mais novo: 1) Veios e vênulas de greisen com cassiterita, e de quartzo com cassiterita e wolframita formando <i>stockwork</i> encaixado no biotita sienogranito porfiróide, mas com fluidos magmáticos geneticamente relacionados ao biotita álcali-feldspato granito 2) Cassiterita e Ta-niobato disseminado no Li-mica álcali-feldspato granito ou veios de greisen com cassiterita no exocontato do granito 3) Veios de greisen com cassiterita e de quartzo com cassiterita e wolframita formando sistema de veios paralelos, com fluidos de natureza mista (magmática e meteórica), relacionados ao sistema hidrotermal aberto, controlados por sistemas de fraturas regionais Na Mina Rio Branco está associada aos corpos de greisen e veios de quartzo. Os greisens possuem formato irregular ou de lente, com direção NW-SE/subhorizontal e são representados por três zonas principais. Essas encontram-se, ora uma, ora outra, fraturadas segundo as direções N25E/65SE, N50W/50NE, N-S/subvertical e N10W/50NE, e recortadas por vênulas subverticais de composição variada	Leite Jr. (1998)

ocorre com rutilo, topázio, ilmenita-magnetita, zircão, monazita, wolframita e columbita. Esses depósitos são relacionados, principalmente, aos litotipos da Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia, e possuem alto potencial quando comparados aos depósitos primários.

A cassiterita ocorre concentrada, especialmente, nos cascalhos basais dos paleovales (Payolla *et al.* 1984, Frank 1990).

Segundo Bettencourt *et al.* (1986), apesar dos depósitos profundos apresentarem um volume maior em comparação com os *placers* com menos de 20 m, eles possuem teores médios de estanho mais pobres.

As ocorrências de estanho da região podem ser divididas em três grupos (Kloosterman 1968):

- 1) Ricas e extensas: Massangana-São Domingos, Alto Candeias, São Lourenço, Oriente e Caritianas;
- 2) Ricas e limitadas: Jacundá, Pedra Branca, Santa Bárbara e Primavera;
- 3) Pobres e limitadas: Pão-de-Açúcar, São Carlos, Rio Branco e Fortaleza de Abunã.

CAPÍTULO 5 – ASCENÇÃO E ALOJAMENTO DE CORPOS GRANÍTICOS EM ZONAS DE CISALHAMENTO

A análise de dados estruturais em conjunto com dados geofísicos, principalmente gravimétricos, conduz de forma satisfatória, à caracterização do modo de intrusão de corpos graníticos (Vigneresse 1995a, b) que, normalmente, estão associados às zonas de cisalhamento.

Contudo, há várias controvérsias quanto à associação zonas de cisalhamento/ascensão/alocamento de corpos graníticos.

Para compreender os processos de ascensão e alojamento desses corpos, ao longo de zonas de cisalhamento, é necessário caracterizar a geometria e a cinemática dessas estruturas, e definir o seu significado tectônico no contexto evolutivo regional, para que se possa caracterizar as estruturas e o campo tensional, que controlaram a ascensão dos líquidos magmáticos e a formação das câmaras, onde ocorreu a cristalização final. Assim, é imprescindível analisar dados petrológicos e tectono-estruturais em conjunto.

5.1 - Ascensão de Líquidos Mágmatícos

Os processos de ascensão de magmas, bem como de alojamento de corpos graníticos, ocorrem pela interferência da pressão hidrostática específica a uma dada profundidade, pela força de compressão sobreposta e pela força de flutuação em função do contraste de densidade/viscosidade entre o magma e a encaixante, aliados ou não, aos fraturamentos profundos ou geossuturas de aproximadamente 40 km, que evoluem em zonas de cisalhamento dúcteis (Hutton 1995).

De acordo com a literatura, a ascensão por flutuação e por propagação de diques (*dyke propagation*) são os principais mecanismos de movimentação de magmas graníticos (Wernick *et al.* 1995).

O primeiro mecanismo é representado pela ascensão diapírica por diferença de densidade e é restrito a níveis crustais bastante dúcteis, que raramente propiciam condições à colocação de corpos graníticos a profundidades inferiores a 10 km (Marsh 1982, Bateman, 1984, Castro 1987, Vigneresse 1995b, Wernick *et al.* 1995). É caracterizado por padrões concêntricos da foliação nas bordas da intrusão, com deformação intensa nas encaixantes, aumento no grau de deformação do núcleo para as bordas da intrusão e concordância estrutural com as rochas encaixantes.

O mecanismo de propagação de diques é considerado o mais importante, segundo vários autores. Ele permite a ascensão de magmas graníticos associados às regiões orogênicas por intermédio dos fraturamentos profundos, falhas de distensão com mais de 40 km de profundidade, visto que na presença de uma fase fluida intersticial sob elevadas pressões, existe a possibilidade da ocorrência de zonas extensionais nos corpos rochosos (Shaw 1980, Clemens & Mawer 1992).

O desenvolvimento das fraturas de distensão, profundas, resulta de esforços regionais e, freqüentemente, elas se associam às zonas de falhas transcorrentes, propiciando o alojamento de magmas em níveis crustais bastante rasos (Hutton 1982, Guinebertau *et al.* 1987). Neste caso, a efetividade da circulação do magma pelas estruturas, depende da sua capacidade em trocar energia termal com as encaixantes, permanecer líquido e, desta forma, percorrer longas distâncias.

Segundo Clemens & Mawer (1992), as zonas de cisalhamento transcorrentes somente servem de condutos para a ascensão do magma quando elas interseccionam um dique que está se propagando.

Para Petford *et al.* (1993), que também consideram as descontinuidades crustais como um meio para a ascensão de magmas, pulsos sucessivos através de diques são efetivos, até o momento em que não há mais fluxo de material da fonte. A espessura do dique diminui a um nível crítico e a partir deste, o magma não consegue mais circular. Nesse momento ocorre a cristalização e o fechamento do conduto.

Nesse processo, onde a ascensão implica, na maioria das vezes, na existência de uma fase de residência do magma em câmaras coletoras mais ou menos rasas (Sibbet 1988), devem ser consideradas as modificações do magma original. Essas modificações incluem: fracionamento e estratificação magmática por fenômenos de múltipla difusão em bases termo-químico-gravitacionais e mudanças por misturas magmáticas ligadas tanto ao recarregamento sucessivo da câmara magmática coletora, quanto pela inversão de câmaras estratificadas por instabilidade gravitacional (Wernick *et al.* 1993, 1995).

De acordo com Bussel & Pitcher (1985), a combinação entre as modificações ocorridas na fase de residência magmática e a ocorrência de impulsos sucessivos como respostas às reativações tectônicas, são a provável causa da ocorrência de ciclos magmáticos em complexos graníticos múltiplos e compostos, vinculados às expressivas, persistentes e seguidamente reativadas zonas de fraquezas crustais.

A partir dessas considerações, verifica-se que, quando comparado com o modelo de ascensão diapírica, o transporte de magmas ao longo de diques mostra-se muito mais rápido, já

que para dois volumes iguais de magma com a mesma temperatura e composição, este tipo de transporte mostra ser cerca de quatro ordens de magnitude mais rápido que por diapirismo (Marsh 1982).

Embora o mecanismo de diques seja o mais efetivo, os granitos não aparecem como diques, mas sim como corpos largos com contato regular ou irregular com as encaixantes, quando os plutons são concordantes e discordantes, respectivamente (Castro 1987).

Segundo modelagens físicas efetuadas por Ebert *et al.* (1995), para testar uma hipótese e gerar um modelo alternativo ao do diapirismo, a geração de uma zona de tensão diferencial amplifica a diferença reológica entre os materiais de diferentes viscosidades e proporciona que rochas dúcteis da crosta superior com menor viscosidade, respondam mais facilmente à compressão e sejam injetadas para a superfície. A combinação de regimes transpressivos e zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais parece ser adequada, pois a tensão compressiva dos primeiros constitui um motor para a expulsão dos magmas, enquanto que as descontinuidades permitem sua “canalização” entre crosta inferior e os níveis crustais superiores.

A análise dos fatos mencionados sugerem que, em zonas orogênicas de tensão diferencial e velocidade de deformação elevada, a existência de descontinuidades é essencial para promover a migração de magmas (1); o contraste de viscosidade entre magmas e encaixantes é mais importante que o equilíbrio isostático para a mobilização de corpos plutônicos (2) e; a componente compressiva constitui importante motor para impulsionar os magmas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, que por sua vez, são um meio rápido para aliviar as tensões em direção à superfície (3).

Os experimentos também demonstraram que segmentos transpressivos constituem sítios adequados para a migração e o alojamento de corpos plutônicos, de forma que complexos magmáticos no estado sub-sólido parecem migrar mais facilmente para níveis superiores em regimes transpressionais. Hutton (1995) explica que tal fato ocorre, porque o magma sintectônico em situação de orogenia contracional apresenta um excesso de pressão de fluido. Ao combinar esse excesso de pressão com *sheeting*, ao longo de anisotropias contemporâneas ou pré-existentes das encaixantes, o alojamento e a ascensão ocorrem mais facilmente. Já em níveis mais elevados, na crosta intermediária, onde as características reológicas da crosta são mais heterogêneas, o *strain* é mais localizado. Nessa região, zonas de cisalhamento, lineamentos antigos e *sheeting* em granitos, junto com a dilatação de espaço, combinam-se para gerar caminhos. Em níveis mais superiores, o alojamento ocorre segundo movimentos verticais.

5.2 - Geração de Espaço para o Alojamento de Corpos Graníticos

O paradigma do diapirismo, como o principal mecanismo de alojamento para os magmas graníticos, vem sendo modificado a partir das evidências obtidas com o mapeamento estrutural de detalhe das auréolas tectônicas de diversas intrusões. Nesses estudos, verificou-se que o encurtamento crustal produzido pelos diápiros nas encaixantes é inferior ao volume necessário para gerar espaço crustal para as intrusões (Paterson & Fowler Jr. 1993).

No entanto, alguns autores explicam que tal fato é ocasionado pela falta de informação sobre a forma e o tamanho tridimensional do pluton (Weinberg 1994). Já outros, acreditam que os batólitos são o resultado da aglutinação de diversos diápiros de dimensões menores. Essa última afirmação foi descartada por Clemens & Mawer (1992) devido à pouca probabilidade de que pequenos volumes de magma mantenham uma contínua e vigorosa convecção interna. Devido à essa restrição, o alojamento por diapirismo somente é considerado viável em profundidades crustais elevadas, onde é mais provável ocorrer o fluxo dúctil das rochas encaixantes (Vigneresse 1995b).

De acordo com Ebert *et al.* (1995), o alojamento de corpos graníticos deve ser considerado muito mais por “congelamento” durante sua ascensão, do que pela geração desses espaços.

Para Jardim de Sá *et al.* (1995), o alojamento não é exclusivo de níveis rasos, pois ele ocorre também em crosta profunda e em manto litosférico, onde superfícies submetidas a achatamento podem ser abertas para a passagem ou alojamento de magmas. Esse controle ocorre em diferentes níveis crustais e é efetuado pela pressão de fluido do magma.

Para Castro (1987), plutons concordantes com as estruturas regionais são alojados em crosta dúctil e são acomodados por deformação da encaixante. São representados pelos diápiros ou diápiros *ballooning* de Bateman (1984). Já os plutons discordantes são alojados em crosta rúptil, de forma passiva, sendo que a encaixante não é deformada durante a intrusão. Em muitos casos, plutons concordantes e discordantes aparecem juntos em alguns batólitos, sendo os concordantes sin-cinemáticos e os discordantes pós ou tardi-cinemáticos.

De acordo com o autor, o mecanismo de alojamento de magmas granitóides é determinado pela combinação de dois fatores principais:

- 1) comportamento reológico do magma: depende da temperatura, composição e fração fundida;
- 2) reologia da encaixante próxima à intrusão: depende da composição, anisotropia pré-existente e profundidade.

Diversos mecanismos foram postulados para explicar a geração do espaço crustal favorável às intrusões (Bateman, 1984, Castro 1987, Paterson & Fowler 1993, Paterson *et al.* 1991 in Gottardo, 1996, Brown 1994). Os principais são (Figuras 15 e 16):

- a) colapso de caldeira. É restrito aos complexos básicos e nunca atua em plutons granitóides. Contudo, uma vez alojados em níveis crustais superiores, os complexos básicos favorecem a intrusão de material granítico fundido ao longo de fraturas anelares (*ring dykes*) ou no contato com as encaixantes. O colapso aparece associado ao estágio distensivo em terrenos anorogênicos;
- b) lacólitos;
- c) elevação, *doming* e rotação de blocos por falhas. Os domos são diápiros imaturos;
- d) *stoping*. É relacionado a um magma quente que quebra a encaixante e a invade através de fraturas;
- e) diápiros forçados;
- f) diques e *sills*;
- g) intrusão ao longo de porções transtrativas e transpressivas de zonas de cisalhamento;
- h) alojamento em charneiras de dobras;
- i) fusão parcial e assimilação/contaminação de rochas da crosta e;
- j) *ballooning*. São diápiros que se desenvolvem no final do alojamento.

No caso de alojamento de corpos graníticos ao longo de zonas de cisalhamento, verifica-se que a geometria dessas estruturas e os campos tensionais, regional e local, são os principais fatores controladores. Contudo, é necessário tomar muito cuidado com a compatibilidade cinemática entre os *fabrics* magmático e tectônico, e com as evidências de uma passagem contínua de deformação no estágio magmático para o estado sólido (Blumenfeld & Bouchez 1988, Paterson *et al.* 1989, Miller & Paterson 1994), pois algumas vezes, essas evidências não provam um controle das zonas de cisalhamento sobre o alojamento.

Estudos mostram que foliações e lineações magmáticas se formam apenas tardiamente durante a história magmática (Nicolas 1992, Paterson & Vernon 1995). Assim, a menos que se assuma que magmas graníticos podem se deslocar carreando quantidades significativas de cristais, o *fabric* magmático pode dar pouca ou nenhuma informação sobre o mecanismo de alojamento, devido resultar, principalmente, da deformação do pluton no sítio final de intrusão (Bateman 1984, Vigneresse 1995b). Portanto, um pluton pré-existente, mas incompletamente cristalizado, pode adquirir um *fabric* concordante com o de uma zona de cisalhamento vizinha, formada após sua intrusão (Gower 1993, Neves 1996).

Figura 15 - Mecanismos de alojamento:
 (1) *stoping*, (2) *doming*, (3) deformação dúctil da encaixante, (4) assimilação e anatexia da encaixante, (5) deslocamento lateral de falhas nas encaixantes, (6) extensão.

Figura 16 - Modelos generalizados de ascensão e alojamento de granitóides. Todos começam com diapirismo: (1) *ballooning*, (2) caldeira, (3) diapirismo, (4) zonas transcorrentes, (5) falha ou zona de cisalhamento extensional listrica com caldeira, (6) *tension gashes, jogs e pull-apart* em zonas de cisalhamento.
 Fonte: Hutton (1988).

Paterson & Fowler Jr. (1993) sugeriram dois pressupostos básicos para se poder aplicar os modelos de alojamento de corpos graníticos em zonas de cisalhamento:

- a) o deslocamento volumétrico das rochas encaixantes deve ser balanceado pelo volume do magma;
- b) a taxa de movimentação deve ser suficiente para compatibilizar a colocação do magma que está sendo intrudido na zona de cisalhamento.

Desta forma, atendidos os pressupostos básicos para o alojamento de corpos graníticos em zonas de cisalhamento, pode-se discriminar os seguintes sítios de alojamento (Hutton 1992, 1996):

- a) porções extensionais com forma romboédrica (*rhombo-chasms* ou *releasing bends*), formadas por falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes *en echelon* (Figuras 17 e 18).
- b) terminações de zonas de cisalhamento. O alojamento ocorre nas zonas de cisalhamento que são sintéticas ao movimento da zona principal, isto é, P ou R, e paralelas ao eixo de maior compressão. Nessas zonas podem-se formar porções extensionais entre as paredes da zona principal, de modo a fornecer o espaço crustal necessário para acomodar o magma granítico. Esse modelo é viável para explicar o alojamento de grandes quantidades de magmas graníticos em ambientes essencialmente contracionais (Tikoff & Teyssier 1992).
- c) porções transpressivas de zonas de cisalhamento (Hutton & Reavy 1992).

Dentre esses sítios de alojamento, o mais comum é o relacionado às porções extensionais com forma romboédrica.

Para Hutton (1995, 1996) e Vigneresse (1995a), a maior parte dos mecanismos estão relacionados às zonas de alto *strain*, sejam elas zonas transtensionais ou transpressionais, mas, principalmente, às zonas transtensionais.

A diferença básica dos plutons alojados em tais regimes é que, no caso dos ambientes transtrativos, como arcos extensionais, rabos de cavalo extensionais ou na intersecção entre descontinuidades Y ou D com sintéticas tipo R, os plutons apresentam formas irregulares a circulares, estruturas maciças, baixo grau de orientação planar e deformação mineral, além de riqueza em microfissuras no estado sub-sólido, e eventual orientação vertical, sugestiva de ascensão por diapirismo ou baloneamento. Já corpos alojados em ambientes transpressivos, como, arcos compressivos, ou na articulação entre descontinuidades Y ou D com sintéticas tipo P, apresentam-se alongados, com alto grau de orientação dos minerais e de deformação no estado sólido, compatíveis com o elipsóide de deformação finita regional, achatamento vertical e estiramento subhorizontal, além de foliação milonítica (Ebert *et al.* 1995).

Figura 17 - Estruturas desenvolvidas entre falhas transcorrentes destrais com padrão *en echelon* e recobrimento horizontal à direita. A, B, C e D: padrão de fraturas observadas nas vizinhanças de falhas transcorrentes destrais *en echelon* com diferentes valores de recobrimento e espaçamento. A - espaçamento duas vezes maior que o recobrimento, B - espaçamento igual à metade do recobrimento, C - espaçamento igual ao recobrimento, D - recobrimento zero. Nas áreas (N) são assinaladas as direções possíveis de falhas normais ou fraturas de partição e nas áreas R as direções possíveis de falhas reversas. As áreas (N) constituem sítios de ocorrência de estruturas de tensão favoráveis às mineralizações dos tipos hidrotermal e epitermal e alojamento de corpos graníticos.

Fonte: Rodgers (1980).

Figura 18 - Estrutura interna de um *rhombo-chasm*. Fraturas de distensão (linhas cheias), falhas conjugadas de rejeito direcional (linhas finas) e falhas normais (linhas quebradas).
 Fonte: Sibson (1986).

Para D'Lemos *et al.* (1992), os granitos podem se alojar em sítios transpressivos e transtrativos contemporaneamente, o que forma intrusões com características petrográficas e estruturais marcadamente diferentes, que podem ser confundidas com intrusões sin e tardi a pós-tectônicas. As intrusões geradas, sincronicamente, também podem ser consideradas distintas, temporalmente, se forem observadas em níveis estruturais diferentes, ou seja, em porções onde a deformação foi, predominantemente, de natureza dúctil e em outras onde foi, predominantemente, rúptil (Figura 19).

5.3 - Época do Alojamento

Existem várias formas de posicionar, em termos relativos, a época de alojamento das intrusões graníticas. Em termos estruturais, a época de alojamento de uma intrusão pode ser referida em relação à fase evolutiva de um cinturão orogênico, aos estágios evolutivos de um determinado tipo de orógeno, ou a um determinado regime deformacional. Os termos que podem ser utilizados para agrupar todas essas designações são: pré, sin e tardi a pós-tectônicos (Paterson & Tobisch 1988).

Os critérios utilizados para definir a época de alojamento dos corpos graníticos em relação à evolução do cinturão orogênico são, freqüentemente, ambíguos e permitem diversas interpretações, pois são usados isoladamente e não em conjunto, principalmente para as intrusões pré-tectônicas e tardi a pós-tectônicas. As relações geométricas entre as estruturas e as intrusões devem ser mapeadas em detalhe, principalmente nas porções internas dos plutons, já que virtualmente, em todos os três tipos de intrusão, as estruturas podem ser truncadas nas zonas de borda (Paterson & Tobish 1988).

Considerando-se essas dificuldades, Paterson *et al.* (1989) enfatizam a necessidade da utilização de critérios múltiplos, que devem abranger desde a micro, até a meso e a megaescala de observação. Esses critérios devem ser de natureza estrutural, geocronológica e geoquímica, e somente devem ser considerados como consistentes e inequívocos, após uma série de testes de confiança e de confrontações.

A distinção entre as intrusões pós-tectônicas e as anorogênicas tem sido dificultada pela ausência de critérios inequívocos para separar essas rochas. Condie (1991) sugere que as intrusões pós-tectônicas sucedem os eventos orogênicos em menos de 100 Ma e que podem exibir vínculos genéticos/evolutivos com o tectonismo. Já as rochas consideradas anorogênicas são aquelas que pós-datam a orogênese em mais de 100 Ma e não são afetadas de nenhuma forma pelos processos orogênicos. Apesar desses conceitos fornecerem um arcabouço mínimo pa

Figura 19 - Ascensão e alojamento de magmas graníticos em uma zona de cisalhamento transcorrente sigmoidal levógira, associada a um ambiente orogênico transpressional. A partir da geração do magma nas porções inferiores da crosta, ocorre a ascensão dos líquidos graníticos por megadiques e são formadas câmaras magmáticas nas porções transtrativas e transpressivas das zonas de cisalhamento.

Fonte: modificado de D'Lemos *et al.* (1992).

ra sistematizar as associações de rochas intrusivas, deve-se considerar que as rochas anorogênicas não possuem nenhum vínculo com a orogenia, tanto em termos deformacionais, ou seja, ausência de esforços compressivos, quanto em termos de diferenciação magmática, a partir do manto modificado pela subducção, ou pela fusão da base da crosta induzida pelo espessamento crustal, ou por colapso orogênico e relaxamento termal associado aos estágios finais da evolução do orógeno. Contudo, Cobbing (1996) menciona que granitos tipo A também ocorrem como granitos orogênicos tardios no final do ciclo magmático na região de *back-arc* de um orógeno dominado por plutonismo calcio-alcálico. Segundo o autor, esses dois tipos de granitos tipo A são muito difíceis de serem distinguidos entre si, embora várias tentativas têm sido feitas.

Desta forma, os principais critérios estruturais indicativos de intrusões são (Gottardo 1996):

- a) Para intrusões pré-tectônicas:
 - a1) as estruturas nas intrusões não são correlacionáveis nem em termos geométricos e cinemáticos, nem em termos temporais com as estruturas das encaixantes;
 - a2) as intrusões são truncadas e não modificam a posição espacial das estruturas, como foliações e clivagens formadas posteriormente;
 - a3) as intrusões podem apresentar as bordas mais afetadas pela deformação do que os núcleos;
 - a4) as intrusões podem exibir estruturas e/ou porfiroblastos pré-tectônicos mais antigos que aqueles das rochas encaixantes, preservados em zonas de baixa deformação, nas porções irregulares das margens, ou nas terminações da intrusão.
- b) Para intrusões sin-tectônicas:
 - b1) ocorre paralelismo e transição entre uma foliação de fluxo magmático que evolui para uma foliação de estado sólido de alta temperatura. Normalmente, esse processo é registrado na forma de texturas e de estruturas de meso e microescalas geradas por fluxo em um meio dominado por cristais, mas ainda com líquido suficiente para permitir a movimentação dos minerais (estágio sub-magmático). Esses minerais passam a ter feições de alta temperatura desenvolvidas no estado sólido;
 - b2) presença de foliação de estado sólido de alta temperatura nas intrusões, contígua com uma foliação regional de mais baixa temperatura;
 - b3) evidências de que a migração do magma e a orientação das fases minerais são controladas pela deformação regional, da mesma forma que as estruturas das encaixantes;
 - b4) porfiroblastos sin-tectônicos nas encaixantes, relacionados ao aquecimento induzido pela intrusão.

- c) Para intrusões tardi a pós-tectônicas: c1) em geral apresentam um arcabouço isótropo e, quando são afetadas por deformação de estado sólido, essa é de baixa temperatura e localizada em faixas restritas, normalmente ao longo das bordas da intrusão;
- c2) ausência de estruturas deformacionais nas encaixantes, que podem ser correlacionadas com aquelas presentes na intrusão;
- c3) presença de porfiroblastos pós-cinemáticos nas encaixantes, relacionados à auréola tectônica da intrusão;
- c4) normalmente truncam as estruturas das rochas encaixantes, como foliações ou bandamento formados durante os estágios principais da deformação/metamorfismo.

CAPÍTULO 6 – GAMAESPECTROMETRIA DE ROCHAS GRANÍTICAS

6.1 - Gamaespectrometria de Rochas Ígneas

Dentre os vários métodos utilizados na pesquisa mineral, os geofísicos, principalmente os aerotransportados, são considerados os mais importantes. Eles permitem inferir estruturas geológicas, litotipos e anomalias minerais em subsuperfície, a partir das propriedades físicas distintas de minerais e rochas.

Os dados derivados desses métodos, quando integrados com outras fontes de informações geológicas, auxiliam na caracterização do arcabouço tectônico-estrutural e na compartimentação de uma área em domínios geológicos.

O método gamaespectrométrico é limitado aos primeiros 30 cm da superfície da Terra (Dickson & Scott 1997, Minty 1997). Ele permite calcular as concentrações aproximadas dos principais radioelementos contribuintes da radioatividade natural das rochas e solos, como, tório (Th), urânio (U) e potássio (K). Esses elementos litófilos encontram-se, preferencialmente, nas rochas ígneas ácidas, em relação às intermediárias, básicas e ultrabásicas, pois são seletivamente concentrados nos membros finais ricos em sílica.

De acordo com Vieira (1982), a radioatividade total emanada pelas rochas ígneas possui, em média, uma contribuição de 40% a 45% do tório, 40% a 45% do potássio e apenas 15% a 20% do urânio (Tabela 4 e Figura 20).

Para Vasconcellos *et al.* (1994), as rochas ígneas efusivas apresentam resposta mais alta que suas correspondentes intrusivas.

Os limites radioativos podem ser usados para classificar rochas ígneas calcio-alcálicas, alcálicas (ricas em potássio) ou cálcicas (pobres em potássio).

No entanto, há controvérsias quanto ao radioelemento guia para a diferenciação dessas rochas. Segundo Galbraith & Saunderson (1983) e Gunn *et al.* (1998), o potássio, freqüentemente encontrado nos alumino-silicatos, como, feldspatos e micas, é o radioelemento guia, seguido pelo tório e pelo urânio. Já Vasconcellos *et al.* (1994) mencionam que as diferenças observadas nas rochas são devido, principalmente, à variação do conteúdo de tório. O potássio e o urânio mudam na mesma direção que o tório, porém em proporções menores.

Na maioria dos trabalhos, a interpretação das unidades radiométricas significa apenas concentrações relativas dos radioelementos (Pitkin & Duval 1980). O método não permite estimar a composição volumétrica de uma amostra a partir do conteúdo de tório e potássio, e vice-versa (Galbraith & Saunders 1983).

TABELA 4 - ESTIMATIVA MÉDIA DAS CONCENTRAÇÕES DE Th, U, K, Th/U, K/U E Th/K EM ROCHAS ÍGNEAS.

Fonte: adaptado de Galbraith & Saunders (1983).

TIPOS DE ROCHAS	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Th/U	K/U	Th/K
Ultrabásicas (1)	0.02	0.007	0.01	2.8	1.4	2.0
Básicas (2)	3.4	0.8	1.0	4.3	1.3	3.4
Básicas-intermediárias (3)	6.1	1.7	1.9	3.6	1.1	3.2
Intermediárias (4)	9.8	3.0	2.4	3.3	0.8	4.1
Intermediárias-ácidas (5)	16.0	3.6	3.0	4.4	0.8	5.3
Ácidas (6)	21.9	4.1	3.5	5.3	0.9	6.3

(1) peridotito, dunito ($< 0.1\%$ K e $< 45\%$ SiO₂)

(2) basalto, gabro, diabásio, norito ($1.0 \pm 0.4\%$ K e $45-56\%$ SiO₂)

(3) andesito, diorito, tonalito ($1.7 \pm 0.5\%$ K e $50-63\%$ SiO₂)

(4) granodiorito, quartzo diorito, dacito ($2.2 \pm 0.5\%$ K e $55-67\%$ SiO₂)

(5) monzonito, quartzo monzonito, traquiandesito ($3.0 \pm 0.5\%$ K e $59-67\%$ SiO₂)

(6) granito, riolito, latito ($3.8 \pm 0.5\%$ K e $58-74\%$ SiO₂)

Figura 20 - Conteúdo de K, U e Th x teor de SiO₂ em diversas rochas ígneas.

Fonte: modificado de Dickson & Scott (1997).

A abundância de potássio, urânio e tório nas rochas ígneas depende, além da sua concentração inicial, da história pós-cristalização das rochas.

Assim, devido à facilidade do urânio em ser remobilizado por processos intempéricos, comparado ao potássio e tório, em algumas rochas ele pode ser lixiviado em até 40%. No entanto, o urânio de alguns minerais é insolúvel ou quando próximo à superfície pode ser concentrado, sendo adsorvido em argilas ou associado aos óxidos de ferro e carbonatos.

Já o tório é comparativamente insolúvel e pode ser concentrado em óxidos de ferro e titânio ou adsorvidos em argilas (Gunn *et al.* 1998). Quando transportado por águas correntes pode-se acumular por deposição gravitacional, originando elevadas concentrações em depósitos do tipo *placer* (Vasconcellos *et al.* 1994).

Desta forma, uma alta razão Th/U em rochas ígneas pode indicar condições oxidantes por material magmático pré-cristalização (Heier & Rodgers 1963), ou idade muito antiga, ou grande exposição ao intemperismo (Vasconcellos *et al.* 1994).

Com relação ao tório e potássio, verifica-se que sob condições ácidas ocorre um incremento na atividade do tório, com respectivo enriquecimento e extração do potássio durante a albitização e silicificação (Yeates *et al.* 1982). Esse balanço ácido-álcali gera relações completamente distintas das encaixantes, sendo tal antagonismo uma característica comum nas zonas de alterações associadas às mineralizações metassomáticas/hidrotermais, como as de, Sn, W, ETR, Be, Ta, Zr, Nb e Li (Polyakov 1970 *apud* Portnov 1987, Pascholati 1990). Contudo, o potássio pode também ser incorporado (Dickson & Scott 1997) ou adsorvido em minerais de argila durante a feldspatização e sericitização (Gunn *et al.* 1998) (Tabela 5).

Pires (1995) propôs a identificação de áreas com potássio anômalo a partir da diferença entre valores previstos e valores medidos do radioelemento. Os valores previstos são relacionados à normalização dos dados de potássio em função do tório (equação 1).

$$K_d = (K_s - K_i) / K_s \quad (\text{equação 1})$$

onde: K_d = desvios observados para o potássio

K_s = valores observados de potássio

K_i = (média de K_s /média de Th_s) $\times Th$ = valor ideal de potássio definido a partir do Th para o ponto de observação

Th_s = valores observados de tório

Th = tório

Desta forma, pode-se dizer que, os níveis radioativos das rochas ígneas são correlacionados ao conteúdo de álcalis/SiO₂, à idade relativa numa série consangüínea, à posição

TABELA 5 – RELAÇÕES ENTRE K, U, Th E DEPÓSITOS DE ELEMENTOS NÃO-RADIOATIVOS (HIDROTERMAIS-METASSOMÁTICOS)

Fonte: modificado de Matolin (1984).

ELEMENTO/MINÉRIO		ALTERAÇÕES PRINCIPAIS DAS ENCAIXANTES	ELEMENTOS RADIOATIVOS EM MINÉRIOS E ENCAIXANTES		
PRINCIPAL	SUBORDINADO		AUMENTO	NEUTRO	REMOVIDO
Ta, Nb	Ti	Albitização Carbonatização	Th, U		K
Sn	W	Albitização Silicificação Turmalinização Sericitização	Th, (U)	(K)	K
Mo		Enriquecimento de FK Silicificação	K, (Th) K, U, (Th)	U	(Th)
W	Mo	Greisenização Silicificação	Th, (U)	(K)	K

dentro de um único pluton, à composição inicial do magma, à tipologia das encaixantes assimiladas, ao grau de exposição da rocha (Ferreira *et al.* 1993) e aos processos intempéricos.

6.2 - *Gamaespectrometria de Rochas Graníticas*

De acordo com Picciotto (1950 *apud* Vasconcellos *et al.* 1994), a radioatividade dos granitóides provém, principalmente, de seus minerais acessórios (54%), seguido pelos minerais essenciais (28%) e radioelementos intergranulares situados em fraturas (18%).

Dentre os minerais acessórios responsáveis pela radioatividade das rochas graníticas estão: o zircão, o esfeno, a apatita, a alanita, o xenotímio, a monazita, a uranothorita, a thorianita, a euxenita, a torita, o pirocloro, a chevkinita, a fluorita, a bastnasita e a davidita. Dentre todos, o zircão é o principal.

Segundo Vasconcellos *et al.* (1994), a radioatividade das rochas granitóides também está relacionada a outros fatores, como:

- a) Profundidade: quanto maior a profundidade menor a radioatividade;
- b) Zonas de falhas ou fraturas: nessas regiões ocorre a concentração dos radioelementos. Quando não ocorrem fraturas, a radioatividade concentra-se nas partes marginais do batólito. No entanto, áreas de baixa pressão e alta radioatividade são interpretadas como portadoras de uma concentração maior de sílica, zircônio e metais pesados depositados a partir de soluções tardias;
- c) Metamorfismo: quando de baixo grau, não altera muito a concentração dos três radioelementos, porém com a progressão do metamorfismo, há um empobrecimento relativo do urânio e do tório, o que não ocorre com o potássio. A radioatividade depende da natureza do fluido envolvido no processo metamórfico;
- d) Concentração de pegmatitos radioativos marginais, assimilação periférica de elementos radioativos das encaixantes e enriquecimento supergênico de elementos radioativos oriundos das partes mais altas das intrusivas erodidas.

De acordo com Maurice & Charbonneau (1987), as características radiométricas de cada tipo de granito são distintas entre si. Assim temos:

- a) Granitos não magnéticos ou série ilmenita de Ishihara (1977). Incluem os leucogranitos a duas micas, peraluminosos, ou os tipo S de Chappel & White (1974): radiometricamente tendem a ser mais uraníferos que toríferos e têm razões U/Th mais elevadas que os outros tipos de granitos. Urânio e tório ocorrem em fases minerais diferentes, de modo que suas variações não mostram correlação. Nesses granitos, o urânio aumenta com a diferenciação junto com a

silica, enquanto o tório decresce, assim como o CaO e o TiO₂. Frequentemente hospedam veios de urânio ou depósitos de U-Sn-W tipo *greisen*;

- b) Biotita (hornblenda) granitos ou tipo I subalcalino de Chappel & White (1974): o urânio se correlaciona positivamente com o tório e as razões U/Th são normalmente mais baixas que nos granitos a duas micas. Tanto o urânio quanto o tório concentram-se preferencialmente nas partes mais evoluídas, resultando numa radioatividade total elevada, mas somente com leves variações nas razões U/Th. Embora não tão mineralizados como os granitos anteriores, podem hospedar qualquer uma, ou uma combinação de mineralizações de U, Th, W, (Sn), Mo, Cu e Au;
- c) Granitos tipo A de Loiselle & Wones (1979): podem apresentar os mesmos padrões de radioatividade dos tipos a biotita, mas usualmente possuem enriquecimento absoluto mais elevado em urânio e tório, e baixa razão U/Th. Estão quase sempre associados às mineralizações de Zr, Be, Nb, Ta e ETR.

Verifica-se que os processos de enriquecimento de granófilos e radioelementos estão relacionados à diferenciação magmática ou estágio hidrotermal final ou atividade metassomática, que acontecem durante ou logo após o alojamento do pluton. Esses processos ocorrem em altas temperaturas e, conseqüentemente, são capazes de mobilizar elementos como o Th, Zr, Sn, W e ETR, que seriam imóveis em temperaturas mais baixas. Darnley (1982 *apud* Vasconcellos *et al.* 1994) destaca que esses processos são, provavelmente, mais eficientes nas proximidades de extensos granitos anormalmente radioativos do que afastado deles, devido à capacidade de geração de calor.

Yeates *et al.* (1982) e Ford & O'Reilly (1985) mencionam que uma alta razão U/Th pode ser um indício de áreas mineralizadas em Sn e W. Segundo Yeates *et al.* (1982), o enriquecimento em urânio nos granitóides portadores de Sn e W é decorrente do comportamento geoquímico do magma e da associação com as fases voláteis desses elementos. Para esses autores, o tório não é um bom elemento para indicar mineralizações de Sn e W, ao contrário do sugerido por Matolin (1984).

6.3 - Fatores que Interferem na Interpretação das Respostas Radiométricas

As unidades radiométricas não representam os verdadeiros limites das unidades litológicas devido à inevitável dispersão dos radioelementos no solo (Dickson & Scott 1997). Dependendo de alguns fatores, como, umidade, porosidade e drenagem, o deslocamento dos limites das unidades radiométricas, a partir dos limites da rocha fonte, pode ser superior a dois

ou três quilômetros. Considerando tais fatos, o canal de contagem total ($CT = U + Th + K$), que apresenta maiores valores de intensidade radioativa e, conseqüentemente, maior precisão estatística, deve ser preferencialmente utilizado na separação das unidades radiométricas e domínios geológicos, porque fornece uma melhor correlação com as unidades litológicas em comparação aos canais individuais. Já em relação à pesquisa mineral e metalogenia, os mapas de razões dos três radioelementos têm maior significado que os mapas de concentrações absolutas (Vasconcellos *et al.* 1994).

Afim de não incorrer em graves erros na interpretação das respostas radiométricas, é importante considerar a presença dos seguintes fatores:

- a) Vegetação: tanto pode atenuar a radiação gama original em 40% a 60%, quanto ser uma fonte (Pereira & Nordemann 1983, Travassos & Pires 1994, Wilford *et al.* 1997);
- b) Umidade: causa uma redução nas taxas de potássio e tório da ordem de 10%, quando o solo encontra-se saturado em 10% (IAEA 1976), e aumento de urânio de até 50%. Contudo, como o urânio contribui com apenas 15% da radiação total, grandes flutuações não afetam de forma significativa a contagem total;
- c) Rocha exposta, altos topográficos e atividade antrópica: podem apresentar alta correlação com as anomalias radiométricas (Bicho 1994, Silva 1994);
- d) Clima: solos de climas tropicais são menos radioativos do que as respectivas rochas fontes, enquanto solos de climas temperados irradiam a mesma intensidade que a rocha fonte. No último caso, o conteúdo de potássio pode ser, aproximadamente, proporcional ao conteúdo de feldspato potássico presente na rocha (Leonova & Renne 1964);
- e) Cobertura de solo: 35 cm de solo são suficientes para absorver cerca de 95% da radiação (Blum 1999).

Salienta-se que, rochas com composições distintas podem apresentar a mesma resposta radiométrica (Reeves 1985) e, rochas sedimentares imaturas, derivadas de rochas graníticas, possuem alto conteúdo de radioelementos, enquanto sedimentos maduros têm valores mais baixos, à exceção do tório, que é elevado (Dickson & Scott 1997).

Além desses fatores, o grau de deformação também influencia na resposta radiométrica de rochas com a mesma composição, como constatado por Madrucci (2000) na região de Alta Floresta (MT). Neste caso, a rocha deformada apresenta uma resposta menor em relação a não deformada.

CAPÍTULO 7 - MATERIAIS E MÉTODOS

7.1 – Materiais e Equipamentos

Os seguintes materiais e equipamentos foram utilizados:

- 1) Imagens TM-LANDSAT-5 às escalas, 1:100.000, 1:250.000 e 1:1.000.000, e com resolução espacial de 30 m x 30 m. Cada imagem cobre uma faixa de 185 km x 185 km (Tabela 6 e Figura 21).

TABELA 6 - IMAGENS TM-LANDSAT-5

PRODUTOS	WRS	DATAS DE PASSAGEM	BANDAS	ELEVAÇÃO SOLAR	AZIMUTE SOLAR
Papel (escala 1:100.000)	231/67A	23/06/86	4	40°	47°
	232/67B+	13/07/85	4	41°	49°
Papel (escala 1:250.000)	231/66	04/08/84	4	45°	55°
	231/67	22/07/85	4	42°	50°
	232/66	24/06/84	4	42°	47°
	232/67	24/06/84	4	41°	47°
Papel (escala 1:1.000.000)	231/66	04/08/84	4	45°	55°
	231/67	10/08/86	4	43°	57°
	231/68	23/06/86	4	39°	47°
	232/66	24/06/84	4	42°	47°
	232/67	27/06/85	4	41°	47°
	232/68	11/06/85	4	41°	45°
	233/66	01/07/84	4	42°	48°
Digital (CD) (*)	231/67	04/08/84	3, 4, 5 e 7	43°	54°
	232/66	24/06/84	3, 4, 5 e 7	42°	47°
Digital (exabyte) (*)	232/67	24/06/84	3, 4, 5 e 7	40°	47°

(*) Imagens processadas em nível 4 e com 8 *bits* ou 256 níveis de cinza.

Obs.: Com exceção das imagens em papel à escala 1:100.000, todos os outros produtos foram pedidos, por empréstimo, ao Projeto Rondônia.

Essas imagens foram selecionadas segundo diversos critérios, entre os quais destacam-se: baixa cobertura de nuvens, alta visibilidade e pouca interferência antrópica.

Quanto aos dados digitais, os produtos foram selecionados segundo os mesmos critérios acima referidos e com a mesma data de passagem, para não comprometer a qualidade do mosaico. Contudo, devido ao deslocamento entre colunas em uma das imagens (WRS 231/67), esta foi trocada por uma imagem com data de passagem distinta das demais.

Figura 21 - Distribuição das imagens TM no Estado de Rondônia (WRS).

Para a atualização da malha viária da região, a ser utilizada nas etapas de campo, fez-se uso de um mosaico das imagens digitais, em nível 5 (banda 5), pertencentes ao acervo da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do INPE. As imagens são de 29 de outubro e 3 e 4 de novembro de 1999, e correspondem às WRS, 230/67, 230/68, 230/69, 231/66, 231/67, 231/68, 232/66, 232/67 e 232/68.

Também foi utilizada uma composição colorida digital MSS-Landsat-2, 6R/5G/4B, com WRS 249/67, de 19 de junho de 1975 e com resolução espacial de 79 m x 79 m. A composição foi adquirida do *site* da Universidade do Estado de Michigan¹ para verificar a correlação do uso e ocupação do solo com os valores radiométricos dos dados aerogamaespectrométricos. Essa imagem foi escolhida, pois não foi possível adquirir uma de setembro de 1974, época do levantamento aéreo.

2) Imagem RADARSAT-1 (Tabela 7).

Essa imagem recobre somente a porção centro-leste da área e foi escolhida, por apresentar melhor desempenho na discriminação de estruturas tectônicas. Tal fato está relacionado ao comprimento de onda, quando comparado ao das imagens JERS-1 (banda L, $\lambda = 23$ cm) e do Projeto RADAMBRASIL (banda X, $\lambda = 3$ cm) (Raney 1998).

¹ <http://www.bsrsi.msu.edu/pathfinder/browser/images/browse/WRS1/249067/19750619-MSS.jpg>

TABELA 7 – IMAGEM RADARSAT-1

Fontes: RADARSAT International (1995) e a própria imagem

CARACTERÍSTICAS DA IMAGEM	
Posição	S2
Data de passagem	05/07/97
Coordenadas centrais	S 09°51'53" e W 62°36'53"
Resolução espacial	27 m (<i>range</i>) x 22 m (azimute)
Espaçamento entre pixels	12,5 m x 12,5 m
Faixa imageada	100 km x 100 km
Ângulo de incidência	24° e 31°
Órbita e geometria de iluminação	Ascendente e 87°
Modo	<i>Standard</i>
Tipo de imagem	<i>Path image</i>
Banda	C ($\lambda = 5,6$ cm)
Frequência	5,3 GHz
Polarização	HH
Formato	16 <i>bits</i> e processado em 1 <i>look</i> (<i>range</i>) x 4 <i>looks</i> (azimute)

A imagem de radar foi empregada neste trabalho por independer das condições atmosféricas, tais como, presença de nuvens, fumaça, etc.. Além disso, apresenta grande sensibilidade às variações morfológicas do terreno, em comparação às imagens ópticas, que possuem alto ângulo de elevação solar na região amazônica (Paradella *et al.* 2000b).

As imagens de sensores remotos orbitais foram utilizadas devido à sua visão sinóptica, que permite não só a definição da distribuição das grandes unidades tectono-estratigráficas, seu inter-relacionamento e a identificação das megaestruturas, como também das feições diagnósticas de movimentação.

3) Cartas topográficas às escalas, 1:250.000 (Tabela 8) e 1:100.000 (Tabela 9), com projeção cartográfica UTM, meridiano central W 63° e datum de referência SAD-69.

O espaçamento das isolinhas é de 50 m, nas cartas topográficas à escala 1:100.000, e 100 m, nas cartas topográficas à escala 1:250.000.

TABELA 8 - CARTAS TOPOGRÁFICAS À ESCALA 1:250.000

CARTAS	MIR	ÓRGÃO	ANO
Ariquemes (SC.20-V-D)	269	DSG	1982
Rio Machadinho (SC.20-X-C)	270	IBGE	1981

TABELA 9 - CARTAS TOPOGRÁFICAS À ESCALA 1:100.000

CARTAS	MI	ÓRGÃO	ANO
Rio Jamari (SC.20-V-D-III)	1470	DSG	1982
Rio Candeias (SC.20-V-D-V)	1544	DSG	1982
Ariquemes (SC.20-V-D-VI)	1545	DSG	1982
Santa Maria (SC.20-X-C-I)	1471	IBGE	1984
Rio Belém (SC.20-X-C-II)	1472	IBGE	1984
Rio Preto do Crespo (SC.20-X-C-IV)	1546	IBGE	1985
Oriente Novo (SC.20-X-C-V)	1547	IBGE	1984

- 4) Dados aerogamaespectrométricos pertencentes ao Projeto Rio Madeira da CNEN/Nuclebrás (1974). Canais individuais urânio (U – proveniente do Bismuto 214), tório (Th – proveniente do Tório 232) e potássio (K – proveniente do Potássio 40) e contagem total (CT) (Tabela 10).

TABELA 10 – CARACTERÍSTICAS DO PROJETO RIO MADEIRA

Fonte: LASA (1974)

CARACTERÍSTICAS DO PROJETO	
Direção do voo	N-S
Espaçamento entre as linhas do voo	4 km
Linhas de controle	E-W com espaçamento de 40 km
Altura do voo	135 m, variando entre 105 e 165 m
Intervalo de amostragem	2 a 3 s ou 116 m

Esses dados encontram-se em cps (contagem por segundo) e vieram da CPRM/RJ já pré-processados, com redução de *background*, correção de espalhamento Compton nos cristais e correção altimétrica (Vasconcellos *et al.* 1977).

Segundo os mesmos autores, esses dados apresentam um problema no canal do urânio, pois “o nível dos valores corrigidos de urânio é, em média, superior ao do tório, fato inteiramente incomum na literatura”. Duas hipóteses foram levantadas para explicar tal fenômeno. De acordo com os técnicos da LASA, no manual da Geometrics, fabricante do equipamento utilizado no levantamento, haveria um erro nas instruções de calibração das janelas. Assim, o posicionamento

da janela para o pico do urânio ultrapassou o limite inferior de referência, permitindo a passagem da radiação gama produzida pelo nuclídeo Actínio 228 da série do tório. Já para Vasconcellos *et al.* (1977), “tal fenômeno é, provavelmente, resultante da correção do efeito Compton nos cristais. As constantes aplicadas nesta correção foram fornecidas pelo fabricante do equipamento e não as obtidas através de vôos sobre *pads* de teste. Assim, é provável que, face às possíveis alterações já ocorridas nos equipamentos durante os serviços de manutenção, reparo e calibragem, essas constantes estejam incorretas”.

Os dados aerogamaespectrométricos foram utilizados para delimitar os contatos dos plutons graníticos, pois eles discriminam bem corpos ígneos ácidos, intermediários, básicos e ultrabásicos entre si (Galbraith & Saunders 1983, Matolin 1984, Vasconcellos *et al.* 1994, Pascholati 1990, Ferreira 1991, Dias 1995, Santos 1999, Madrucci 2000).

- 5) Sistemas de tratamento de imagens digitais EASI/PACE (PCI), versão 6.0.2, com os pacotes *Imageworks*, *XPACE*, *GCPWorks*, *EASI* e *Orthoengine*, e *ERMAPPER*, versão 5.5.

Esses sistemas foram usados para o pré-processamento e processamento das imagens orbitais e integração das mesmas com os dados aerogamaespectrométricos e temáticos, e para a conversão dos dados aerogamaespectrométricos do formato .grd, do Oasis Montaj, para o formato ASCII, do SPRING, respectivamente.

- 6) Sistemas de informações geográficas SGI, versão 2.5, SPRING para *Windows*, versões 3.1.2, 3.3, 3.4 e 3.5 a3, e SPRING para UNIX, versões 2.0.4 e 2.0.5.

Esses sistemas foram utilizados para a digitalização das cartas topográficas e mapas temáticos, bem como para a geração do modelo de elevação digital (DEM) e dos modelos numéricos do terreno (MNTs) dos dados aerogamaespectrométricos e dos mapas de isofrequência de zonas de juntas e de morfoestruturas.

- 7) Sistema de tratamento de dados geofísicos Oasis Montaj, versão 4.1c, 4.2 e 5.0.

O sistema foi usado para o processamento dos dados aerogamaespectrométricos.

- 8) *Software* Corel Draw, versões 7.0, 8.0 e 9.0.

Esse *software* foi utilizado para edição dos mapas, figuras, e impressão dos mesmos.

7.2 – Metodologia

A metodologia utilizada baseou-se, fundamentalmente, na análise estrutural à mega e macroescala (Apêndice A).

A análise à megaescala está relacionada aos princípios da interpretação de produtos orbitais propostos por Veneziani & Anjos (1982) e Santos *et al.* (2000), e baseada nas técnicas de tratamento de imagens digitais, com integração de dados multifontes, segundo Harris *et al.* (1990), Dias (1995), Paradella *et al.* (1997), Santos (1999) e Madrucci (2000), entre outros.

Essa análise teve por intuito, caracterizar as principais estruturas geológicas de caráter dúctil, dúctil-rúptil, rúptil-dúctil e rúptil (Figura 22), seus movimentos e sentidos de deslocamentos relativos, bem como, possibilitar a delimitação dos maciços graníticos a partir do produto integrado TM e/ou RADARSAT com contagem total²

A análise à macroescala baseou-se em aferições de campo, seguindo os conceitos de cinturões e zonas de cisalhamento, deformação progressiva, etc., discutidos por Ramsay (1980), Reading (1980), Biddle & Christie-Blick (1985a, b), Ramsay & Huber (1987a, b), Tobish & Paterson (1988), entre outros, o que foi importante para subsidiar a análise à megaescala.

Figura 22 - Esquemas de deformação: (a) dúctil, (b) dúctil-rúptil, (c) rúptil-dúctil e (d) rúptil. Fonte: Ramsay (1980).

² A contagem total foi utilizada, pois é o dado que apresenta melhor correlação com as unidades litológicas, em comparação com os canais individuais (Vasconcellos *et al.* 1994).

7.2.1 – Geração do Modelo de Elevação Digital

O Modelo de Elevação Digital (DEM) é um Modelo Numérico do Terreno (MNT) que representa a variação da elevação do relevo (Burrough 1987).

Ele foi usado para a correção geométrica das imagens orbitais, principalmente da imagem RADARSAT, que mesmo sendo de baixo ângulo de incidência, apresenta pequenas distorções de relevo, como *layover* e *foreshortening* (Bignelli 1995; Lima 1995; Paradella & Bignelli 1996; Paradella *et al.* 2000a), que podem interferir no resultado da integração com a imagem TM. Já no caso de uma integração RADARSAT-Aerogamaespectrometria, desta mesma área, provavelmente o DEM não seria necessário, visto os erros do registro e da ortorretificação serem praticamente iguais, como constato por Andrade (2000). Desta forma, não haveria necessidade de uma correção geométrica tão precisa, caso da ortorretificação.

Os valores de altura fornecidos pelo DEM são extremamente relevantes para o processo de ortorretificação. Isto ocorre pelo fato das distorções dentro de uma imagem serem proporcionais às mudanças de elevação do terreno.

O DEM foi gerado pela digitalização das isolinhas e pontos cotados das cartas topográficas à escala 1:100.000. A partir das cartas topográficas agrupadas, gerou-se uma malha regular retangular com resolução correspondente ao tamanho comum de pixel e interpolador de média ponderada por cota e quadrante³ e, posteriormente, uma imagem em formato *raster*, quantificada em 256 níveis de cinza. Nessa imagem, as cotas mais baixas foram relacionadas aos níveis de cinza mais escuros (valores próximos de zero) e as mais altas aos níveis mais claros (valores próximos de 255).

O tamanho comum de pixel foi determinado após verificar os erros médios quadráticos (RMSs) dos modelos geométricos (Paradella *et al.* 1997) das imagens orbitais a serem ortorretificadas.

Salienta-se que não foi utilizada uma malha triangular antes da geração da malha regular, pois a área apresenta uma topografia bastante plana (Júlio D'Alge comunicação verbal, 1997).

³ Neste caso, é considerada uma amostra por quadrante (total de quatro amostras) e o número de pontos amostrados é igual para cada um dos quadrantes. Aqui também há restrição de número de amostras por valor de elevação.

7.2.2 – Pré-Processamento dos Dados Digitais

O pré-processamento consiste em transformar dados digitais brutos em dados radiométricos, atmosféricos e geometricamente corrigidos (Schowengerdt 1983).

A correção radiométrica tende a eliminar os ruídos presentes na imagem e que influenciam não só o aspecto da mesma, como também os resultados dos processamentos a serem utilizados.

A correção atmosférica reduz os efeitos provenientes do espalhamento atmosférico (*atmospheric scattering*).

A correção geométrica tem a função de reorganizar os pixels da imagem em relação a um determinado sistema de projeção cartográfica. Ela objetiva minimizar as distorções geométricas provenientes das características do sensor utilizado e das variações decorrentes do movimento do mesmo durante a sua passagem sobre o alvo.

7.2.2.1 – Imagens TM-Landsat-5

As técnicas de pré-processamento empregadas nas imagens TM foram: eliminação de ruído (*striping*), correção atmosférica, ortorretificação, retificação radiométrica e geração do mosaico.

1) Eliminação de ruído (*Striping*)

O *striping* é um padrão bandado, sistemático e horizontal de faixas de pixels claros, freqüentemente observado nas imagens em regiões com baixos valores radiométricos, como água. É produzido pelo “desequilíbrio” dos dezesseis detectores do TM quando recobrem áreas de baixa radiância, após terem passado por áreas de alta radiância. Se não for feita nenhuma análise estatística na imagem, o *striping* pode ser considerado um “defeito cosmético” (Mather 1987).

A sua correção é feita a partir da equalização das médias e dos desvios-padrões dos histogramas.

Para reduzir o *striping* das imagens foram testados três ciclos de, 16, 32 e 64.

2) Correção Atmosférica

A correção atmosférica foi feita em todas as bandas das imagens TM a partir do método do mínimo histograma de Chaves Jr. *et al.* (1977) ou subtração do pixel escuro (*dark pixel subtraction*) de Crane (1971).

Esse método leva em consideração o fato do valor de DN (*Digital Number*) de alvos como, águas límpidas, sombra de nuvem, sombra topográfica ser, teoricamente, zero. Contudo, devido à interferência atmosférica, esses alvos possuem valor de DN distinto de zero.

Para corrigir uma imagem a partir desse método, subtrai-se o valor médio de DN desses alvos, dos DNs de cada pixel da imagem original.

Para o cálculo do valor médio, somente podem ser utilizados os valores de DN se, quando plotados em um gráfico DN x comprimento de onda médio das bandas do TM, a tendência do gráfico for assintótica com o acréscimo do comprimento de onda.

3) Ortorretificação

A ortorretificação é um tipo de correção geométrica de alta precisão e foi baseada no método utilizado por Toutin & Carbonneau (1992) para corrigir dados multifontes.

Com o uso do DEM e de um modelo geométrico, gera-se orto-imagens a uma precisão geométrica em torno de um pixel (30 m) para imagens TM. De acordo com Toutin (1995), se o valor for maior que um pixel e produz-se um pixel mistura.

Essa correção geométrica é baseada em uma fundamentação matemática e geométrica, levando em consideração as diferentes distorções relativas à plataforma, ao sensor, à Terra e à projeção cartográfica. Essas informações encontram-se no *orbit*, que é um segmento da imagem.

Assim, foram coletados vários pontos de controle, com coordenadas e altimetria relativa, nas imagens, a partir das cartas topográficas à escala 1:100.000. Esses pontos possuem pequenas dimensões, fácil reconhecimento e estão distribuídos de forma regular na área.

Posteriormente, fez-se uso de um modelo geométrico, que mostra os erros médios quadráticos (RMSs) das coordenadas x e y, e total, e a ortorretificação das imagens.

O modelo geométrico foi utilizado para a escolha do tamanho comum de pixel, que foi usado nos dados integrados.

4) Retificação Radiométrica

A retificação radiométrica das imagens TM, já corrigidas atmosféricamente e geometricamente, foi feita a partir do método de Hall *et al.* (1991), adaptado por Novo & Shimabukuro (1997) e utilizado por Shimabukuro *et al.* (1998) e Sassagawa (1999).

O método é baseado numa transformação linear dos níveis digitais de uma dada imagem, a partir dos níveis digitais de um conjunto de alvos de comportamento radiométrico constante. Para isso, foi feita a seleção de alvos de referência, claros e escuros, segundo a geração de imagens *greenness* e *brightness* de Tasseled Cap (Mather 1987). A retificação minimiza os problemas atmosféricos e de iluminação de imagens multitemporais ou adjacentes.

Como imagem referência, foi adotada aquela com melhor qualidade visual, levando em consideração o contraste entre os alvos e o nível de ruído encontrado.

Na retificação, a diferença entre a média da imagem referência e da retificada deve ser menor que um.

Esse processo foi necessário para a geração do mosaico das imagens TM.

5) Geração do Mosaico

Aqui, foi criado um arquivo que contém toda a área de estudo para a geração do mosaico das imagens TM. Fez-se o georreferenciamento deste arquivo e importou-se a imagem referência, utilizada na retificação radiométrica, para esse arquivo.

Posteriormente, foi feito o registro imagem x imagem, da imagem referência inserida no arquivo criado, com uma das imagens retificadas, utilizando-se um polinômio de 1º grau e interpolador vizinho-mais-próximo, para reamostragem dos DN's, e a transferência dessa imagem registrada para dentro do arquivo.

O registro consubstancia um processo em que alinha-se, geometricamente, dois ou mais conjuntos de imagens, de tal forma que as células de resolução para uma mesma área possam ser digitalmente ou visualmente superpostas. Os dados registrados podem ser do mesmo tipo de sensor ou de sensores diferentes, assim como terem sido coletados em épocas diferentes.

A reamostragem por vizinho-mais-próximo atribui ao valor do DN do pixel da imagem corrigida o mesmo valor de DN do pixel que se encontra mais próximo da posição a ser ocupada. Assim, não há alteração no valor do DN.

Para gerar o mosaico das imagens foi editado um vetor que corta a área em comum das mesmas, em sua porção central. Esse vetor tende a equalizar os DN's dos pixels dessa área.

Todo o processo foi efetuado duas vezes, pois a área de estudo é composta por três imagens (WRS 231/67, 232/66 e 232/67).

7.2.2.2 – Imagem RADARSAT-I

A imagem RADARSAT foi escalonada de 16 *bits* para 8 *bits*, para compatibilizar os formatos dos dados utilizados, e ortorretificada de forma similar às imagens TM. Nesse caso, foi adotada uma precisão geométrica de 50 m (Toutin 1992) e fez-se uso de um filtro espacial para a redução do *speckle*.

O *speckle* é uma forma multiplicativa de ruído, decorrente da natureza da radiação emitida pelo radar, formada pela interferência construtiva e destrutiva de fases das ondas eletromagnéticas refletidas defasadas (Sant'Anna 1995) e independente da reflectividade da superfície (Raney 1998). Esse ruído proporciona uma textura granular nas imagens de radar, que pode dificultar a extração de informações úteis.

O filtro *Enhanced Frost* com janela 7 x 7 foi o escolhido após vários testes, pois produziu uma imagem com melhor aspecto visual.

Nessa imagem não foi necessário efetuar a correção de padrão de antena (APC), pois ela já apresentava calibrada.

7.2.3 - Processamento dos Dados Digitais

O processamento de imagens digitais consiste num conjunto de técnicas de análise, manipulação e integração de imagens digitais por meio do computador.

Essas técnicas têm por finalidade a transformação de determinadas características radiométricas e/ou espaciais, assim como a identificação e a extração de atributos de uma imagem digital. Contribui para que os dados contidos na imagem sejam mais facilmente identificáveis pelo intérprete, visto o sistema visual humano não possuir grande acuracidade na percepção das diversas informações presentes nas imagens e servem de base para a integração dos mesmos.

7.2.3.1 – Dados Aerogamaespectrométricos

Para a integração dos dados de sensoriamento remoto com os dados aerogamaespectrométricos foi necessário compatibilizar os formatos dos mesmos. Assim, transformou-se os dados aerogamaespectrométricos brutos de 32 *bits*, em imagens com formato *raster* com 8 *bits*.

Essa transformação foi realizada gerando os MNTs. Foram efetuadas interpolações que geraram malhas regulares, cujas dimensões das células equivalem à “x” do espaçamento médio, nominal, entre as linhas de voo. Essa dimensão implica na perda de algumas informações obtidas paralelamente às linhas de voo, ou seja, todos os comprimentos de onda menores que o dobro da dimensão da célula. Por outro lado, na direção normal às linhas de voo haverá uma subamostragem. Para isso foi utilizado o algoritmo de mínima curvatura (RANGRID), que permite a interpolação dos dados ajustando uma superfície 2D, de tal forma que a curvatura da superfície seja minimizada (GEOSOFT 1996).

Tal algoritmo foi utilizado neste trabalho, por ser o recomendado pelo pessoal técnico da CRPM e GEOSOFT, para dados de geociências. No entanto, vários autores, como Blum (1999), mencionam a utilização de outros algoritmos. De acordo com esse autor, os melhores algoritmos são o *spline* cúbico (Akima) e o micronivelamento (Minty 1991), que não foram testados aqui devido ao tempo escasso e à não disponibilidade do algoritmo, respectivamente. Não sendo também, objetivo do trabalho, mesmo porque o algoritmo RANGRID propiciou um resultado bastante satisfatório.

Posteriormente, os dados foram submetidos ao filtro DCOS (*Directional Cosine*), que tem a finalidade de eliminar os *trends* paralelos às linhas de voo, e ao filtro Hanning, que elimina as altas frequências, suavizando os valores da malha (Vasconcellos *et al.* 1994).

As razões U/K, U/Th e Th/K foram geradas dividindo-se os canais individuais já tratados.

Essas malhas foram importadas do ERMAPPER e exportadas em formato ASCII. Posteriormente, foram importadas do SPRING para *Windows* para serem reamostradas para um tamanho comum de pixel, utilizando interpolador bicúbico e transformadas em imagem no formato *raster*.

O interpolador bicúbico ou por convolução cúbica utiliza dezesseis pixels vizinhos para o cálculo do valor do DN e, geralmente, produz uma imagem final com aparência esmaecida.

Para a reamostragem dos dados para um valor comum de pixel, levou-se em consideração que, para quaisquer tamanhos de pixel comum, não há mudança significativa na distribuição e na forma das anomalias, como mencionado por Santos (1999) e constatado neste trabalho.

As imagens em formato *raster* foram importadas para o EASI/PACE, georreferenciadas, realçadas e transformadas para pseudo-cor, para posterior integração com os dados TM e RADARSAT.

Também foram efetuados vários testes com os dados aerogamaespectrométricos, antes de adotar os produtos finais. Esses testes foram:

- 1) Aplicação de filtro *anti-aliasing* ou anti-falseamento, que é um filtro passa-baixa com frequência de corte menor que o dobro da dimensão da célula, antes da geração da malha regular (Vasconcellos *et al.* 1994);
- 2) Geração de malhas com 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas de voo, que equivalem à 500 e 1000 m, respectivamente (Vasconcellos *et al.* 1994), e aplicação de DCOS com várias potências e Hanning com vários ciclos;
- 3) Geração de imagens relacionadas à alteração hidrotermal, de acordo com Pires (1995) (equação 1) e Fator F de Gnojek & Prichystal (1985) (equação 2):

$$\text{Fator } F = K \cdot U / Th$$

(equação 2)

onde: K = potássio

U = urânio

Th = tório

- 4) Geração de imagens pseudo-cor sem realce e com realces, linear (ALC, sub-item 7.2.3.2, 4) e equalizado, após as mesmas serem importadas no EASI/PACE.

O realce por equalização parte do princípio de que o contraste de uma imagem seria otimizado se todos os 256 níveis de intensidade fossem igualmente utilizados ou todas as barras verticais que compõem o histograma fossem da mesma altura. A sua utilidade reside no fato de, imagens com extensas área de intensidade uniforme, as quais produzirão histogramas com um largo pico central, serem bastante realçadas, com a possibilidade de serem revelados detalhes de contraste, previamente não perceptíveis (Crósta 1992).

7.2.3.2 - Imagens TM-Landsat-5

As técnicas de processamento utilizadas nas imagens TM foram: a transformação por componentes principais, o realce por decorrelação, o aumento linear de contraste e a razão entre bandas.

1) Seleção de bandas

As composições coloridas representam um importante meio para combinar três bandas em uma única imagem. A composição é feita pela associação do triplete de bandas com os canais R (*red*), G (*green*) e B (*blue*).

Para a escolha da composição colorida foi utilizado o método do OIF (*Optimum Index Factor*) de Chaves Jr. *et al.* (1982).

O OIF é um índice que seleciona estatisticamente, dentre todas as bandas, o triplete que possui o maior número de informações e a menor correlação entre as bandas para formar uma composição colorida. A técnica utiliza os desvios-padrões e os coeficientes de correlação entre as bandas (equações 3 e 4). Assim, a composição colorida com o maior OIF corresponde àquela que apresenta maior número de informações com a menor correlação entre bandas.

$$\text{Coef. de correlação (x,y)} = \text{covariância de (x,y)} / (\text{variância de x} \cdot \text{variância de y})^{1/2}$$

(equação 3)

$$\text{OIF (x,y,z)} = (\Sigma \text{desv. padr. de x,y,z}) / (|\text{correl. (x,y)} + \text{correl. (x,z)} + \text{correl. (y,z)}|)$$

(equação 4)

onde: x, y, z: bandas das imagens TM

desv. padr.: desvio padrão

correl.: correlação

A composição colorida escolhida foi formada pela banda com variância intermediária no canal R, variância alta no canal G e variância baixa no canal B (Sheffield 1985). Tal fato deve-se à sensibilidade do olho humano em definir mais facilmente tonalidades de vermelho e azul, do que de verde.

Essa composição foi submetida ao realce por decorrelação, para ser utilizada na geração do produto integrado TM e RADARSAT.

2) *Transformação por Componentes Principais (TCP)*

A TCP é baseada nas propriedades estatísticas da imagem. Ela fornece, caso se queira obter um número menor de bandas que sejam combinações das bandas originais, as combinações que redundam num erro quadrático médio mínimo, ou seja, que possuam baixo grau de correlação.

A primeira componente principal possui a informação que é comum a todas as bandas originais, enquanto as componentes principais de ordem mais alta têm feições espectrais cada vez menos significativas, até à última componente, que apresenta a informação que sobrar.

Todo esse processo pode ser expresso graficamente (ver Mather 1987, p. 207) ou a partir dos coeficientes de correlação ou das covariâncias, para se determinar os auto-valores.

Os auto-valores representam o comprimento dos eixos das componentes principais de uma imagem e são medidos em unidades de variância. Associados aos auto-valores há os auto-vetores. Esses representam as direções dos eixos das componentes principais e servem como fatores de ponderação, que definem a contribuição de cada banda original para uma componente principal.

Após a obtenção dos componentes principais é aplicado a cada canal um realce por aumento linear de contraste.

As imagens de componentes principais, apesar de enfatizarem distinções espectrais entre os alvos, não podem ter suas gradações de cinza ou nuances de cores interpretadas em termos de atributos de comportamento espectral de alvos.

A primeira componente principal das bandas 3, 4, 5 e 7 foi usada na transformação IHS para a geração dos produtos integrados TM com dados aerogamaespectrométricos e TM com mapas temáticos.

3) *Realce por decorrelação (Decorrelation stretch)*

O realce por decorrelação visa a “maximização” de cores a partir da eliminação da correlação entre as bandas que foram escolhidas no OIF.

Ela difere da TCP uma vez que, após o ALC, é aplicado uma rotação inversa a fim de que a imagem volte a ficar orientada segundo o sistema de coordenadas original, além de permitir inferências sobre o comportamento espectral de alvos nas bandas utilizadas (Soha & Schwartz 1978, Gillespie *et al.* 1986).

4) Aumento Linear de Contraste (ALC)

A manipulação de contraste consiste numa transformação radiométrica em cada pixel, com o objetivo de aumentar a discriminação visual de imagens de baixo contraste.

Em geral, a operação é realizada ponto a ponto, independente da vizinhança. A função que expressa esse mapeamento pode ser dada por uma fórmula ou a partir de uma tabela, denominada LUT (*Look Up Table*) (Schowengerdt 1983).

O ALC é o método de aumento de contraste (*contrast stretch*) mais simples.

Ele permite a expansão do intervalo original de informações do histograma para toda a escala de níveis de cinza disponíveis, de 0 a 255, aumentando a variação dos dados e, conseqüentemente, o contraste da imagem com bruma atmosférica, má iluminação solar, desempenho deficiente do sensor e da própria característica da cena (Mather 1987). A forma e o espaçamento relativo das classes no histograma final permanece igual ao inicial.

O ALC foi usado nas imagens TM antes da transformação IHS e no produto integrado.

5) Razão entre bandas (*band ratio*)

A razão entre bandas consiste na divisão de valores de DN's dos pixels de uma banda pelos pixels de outra banda.

A grande vantagem dessa operação é que ela permite “maximizar” as diferenças espectrais dos materiais cujas curvas de reflectância apresentam diferentes gradientes. A desvantagem é que a razão elimina a informação topográfica, aumenta o ruído e impossibilita a diferenciação de materiais que possuem o mesmo albedo (Holbe & Justice 1981, Mather 1987).

Neste caso, foi usada a razão TM5/TM7, a fim de verificar a presença de áreas com alteração hidrotermal (Crósta 1992).

7.2.3.3 - Imagem RADARSAT-1

Com relação às técnicas de processamento, a imagem RADARSAT somente foi realçada por aumento linear de contraste, para ser integrada com a imagem TM e com os dados aerogamaespectrométricos.

7.2.3.4 – Integração de Dados Multifontes

Os produtos da integração de dados multifontes têm sido mencionados na literatura como uma ferramenta de grande eficiência no mapeamento geológico, principalmente em áreas graníticas e de alteração hidrotermal (Harris & Murray 1989, Paradella *et al.* 1997, Dias & Paradella 1997).

Os resultados obtidos por Rolim (1993), Dias (1995), Paradella (1995), Paradella *et al.* (1997, 1998), Dias & Paradella (1997) entre outros, na Província Mineral de Carajás, demonstraram o grande potencial dessa técnica no que se refere ao mapeamento geológico e à prospecção mineral da região amazônica.

A metodologia para a geração dos produtos integrados é baseada nos trabalhos realizados pelos autores mencionados e por Harris *et al.* (1990, 1994), Harris (1991), Rencz *et al.* (1994), Santos (1999) e Madrucci (2000), que usaram a transformação IHS (*Intensity, Hue, Saturation*).

No sistema IHS as cores podem ser descritas por três grandezas quantitativamente específicas e independentes sob o ponto de vista da percepção visual:

- a) Intensidade (I): corresponde à energia total ou brilho associado à cor. É a grandeza que apresenta maior percepção de resolução espacial pelo olho humano, seguida pela matiz e pela saturação, respectivamente;
- b) Matiz (H): representa a cor dominante;
- c) Saturação (S): é associada com a pureza da cor, ou seja, a porcentagem de luz branca em uma imagem.

A relação entre essas grandezas com o espaço RGB é feita por modelos de transformação, que permitem a manipulação das composições coloridas do espaço RGB, no domínio do espaço IHS. O algoritmo de transformação IHS permite, ao se inserir, por exemplo, três bandas de uma imagem nos respectivos canais R, G e B, determinar os parâmetros de intensidade, matiz e saturação da mesma, realizar diversas manipulações de forma controlada e voltar novamente ao espaço RGB.

Assim, foi feita a manipulação dos parâmetros I, H e S das bandas com realce por decorrelação do TM, ou das pseudo-cores dos dados aerogamaespectrométricos ou dos mapas temáticos (Apêndice A).

Posteriormente, fez-se a transformação inversa, IHS para RGB, substituindo o canal intensidade (I) original pelo produto com maior resolução espacial, preservando o canal matiz (H) e substituindo o canal saturação (S) por um valor de nível de cinza constante, com o intuito de

realçar as cores. Tal fato deve-se ao fato da componente S não produzir bons resultados quando substituída por qualquer dado, em função da maior dificuldade do olho humano em reconhecer as variações de saturação nas transformações IHS (Harding & Forrest 1989). Além disso, desta forma é possível preservar as características texturais da cena.

Para a integração TM e dados aerogamaespectrométricos, o canal I foi substituído pelo dado TM, banda 4 ou 1ª componente principal, e a matiz pela pseudo-cor do dado aerogamaespectrométrico. Já nos produtos TM e mapas temáticos a matiz foi substituída pela pseudo-cor dos mapas temáticos, enquanto que no produto TM e RADARSAT o canal I foi substituído pela imagem RADARSAT e a matiz pelas bandas do TM realçadas por decorrelação.

Foram efetuados vários testes com valores de DN e modelos de integração que existem no EASI/PACE (hexacônico e cilíndrico) até atingir os valores adotados neste trabalho (Capítulo 8, item 8.2, sub-item 8.2.3).

Para quaisquer fases de tratamento e integração dos dados foram usadas máscaras das regiões em comum. Este procedimento foi utilizado para não prejudicar os valores estatísticos dos dados que foram georreferenciados antes da integração.

Os mapas dos produtos integrados foram gerados à escala 1:250.000.

Também foi feita uma sobreposição do canal potássio com o DEM, ambos com resolução de 30 m x 30 m, para verificar a correlação das áreas anômalas, desse radioelemento, com a topografia. Essa sobreposição foi baseada em Wilford *et al.* (1997) e para tal, foi utilizado o SPRING para *Windows*.

7.2.4 – Interpretação das Imagens de Sensores Remotos

Os critérios de interpretação adotados são baseados nos conceitos elaborados por Veneziani & Anjos (1982), que em si, representam uma adaptação dos princípios estabelecidos por Soares & Fiori (1976) para os produtos orbitais, em função da falta de estereoscopia e baixa resolução espacial desses produtos; e também nos conceitos de Santos *et al.* (2000), que consideraram a existência desses recursos quando se tratam de imagens SAR.

O objetivo principal dessa metodologia é identificar os alvos (estradas, rios, copas de árvores, etc.) e deduzir o seu significado, valendo-se do exame e da avaliação dedutiva-indutiva dos elementos texturais⁴. No caso de estudos geológicos, os elementos texturais são as feições

⁴ “São as menores superfícies contínuas e homogêneas, distinguíveis na imagem e passíveis de repetição, com formas e dimensões definidas” (Rivereau 1972).

lineares de drenagem e de relevo, que são controladas por fatores morfogenéticos, litológicos e deformacionais.

Inicialmente, foi elaborado o mapa da rede de drenagem, a partir da compilação integral da mesma, das cartas topográficas à escala 1:250.000, complementada e corrigida pelas imagens TM na banda 4, na mesma escala das cartas.

O uso da banda 4 se deve pela alta reflectância da vegetação nesse intervalo de comprimento de onda, bem como pela diminuição do efeito do espalhamento atmosférico, realçando assim, os elementos de relevo e drenagem. Este mapa subsidiou a confecção de outros mapas temáticos, imprescindíveis à caracterização tectônica-estrutural.

Os mapas temáticos elaborados, à escala 1:250.000, são os seguintes: mapas de zonas de juntas, de isofrequência de zonas de juntas, tectônico-estratigráfico e morfoestrutural.

1) Mapa de zonas de juntas: foi elaborado de acordo com o conceito que estipula que as zonas de juntas podem representar um conjunto de fraturas, com altos ângulos de mergulho e espaçamentos freqüentes.

Em virtude da escala regional do trabalho (1:250.000) e da resolução espacial dos produtos de sensores remotos (30 m, no caso do TM-Landsat-5), adotou-se que, feições lineares de drenagens com 0,3 cm, transversais aos eixos de simetria/assimetria, paralelos as direções de estratificação (acamamento, foliações, etc.), representam os traços de zonas de juntas/fraturas com mergulhos verticais, com alto grau de segurança. Os sistemas assim identificados, representam reativações distensivas das antigas linhas de fraquezas regionais e por isso, se estendem por vários quilômetros, sendo facilmente mapeados a partir dos produtos de sensores remotos. Já as fraturas de baixo ângulo irão condicionar traços curvilíneos, que são difíceis de serem diagnosticados, como representantes de estruturas rúpteis, nestes produtos. Além disso, relacionam-se às anomalias localizadas, brechação e flexuras, que originam fraturas de alívio de carga e não representam as estruturas regionais.

Este mapa permite inferir as principais direções de fraturamento presentes na área, que são correlacionáveis às linhas de fraquezas crustais.

Para correlacionar as direções obtidas em campo com as de zonas de juntas interpretadas, foi elaborado um mapa para o Maciço São Carlos, à escala 1:50.000. Neste caso, adotou-se as feições lineares com 1 cm de extensão. Esse maciço foi escolhido, pois, na área, é o mais rico em afloramentos, é de fácil acesso e foi objeto de mapeamento geológico à escala 1:50.000.

A elaboração do mapa de zonas de juntas teve como objetivo subsidiar o controle do alojamento dos maciços graníticos.

2) Mapa de isofrequência de zonas de juntas: a frequência é comumente controlada por fatores litológicos e tectônicos, além do relevo, da espessura dos estratos e cobertura vegetal (Huntington 1969). Ela reflete a deformação tectônica regional e possibilita reconstruir os campos de *stress* e inferir a existência de falhas.

Esse mapa foi elaborado a partir da técnica de análise estatística de zonas de juntas proposta por Aliyev (1982), e extensivamente usada por diversos autores como, Anjos (1986), Santos (1986), Veneziani (1987), Crepani (1988), Ribeiro (1994), Okida (1996) e Madrucci (2000).

As zonas de juntas foram contadas, em uma malha regular de 2 cm x 2 cm, e os seus valores foram colocados na região de maior frequência em cada célula da malha, para posterior interpolação.

A equidistância utilizada para a interpolação foi de cinco zonas de juntas e as regiões com maior frequência foram representadas por eixos de máximo, de acordo com a sua disposição. Esses eixos correspondem às orientações das principais direções de fraquezas crustais antigas, reativadas e responsáveis pelo controle e desenvolvimento das estruturas geradas em eventos tectônicos subseqüentes. Assim, foi possível estabelecer relações espaciais e de idade relativa entre os eixos.

As direções dos eixos de máximos de zonas de juntas foram correlacionadas às direções do modelo de Riedel (1929), modificado por Harding (1974) e Sadowski (1983) (Figura 23). Neste caso, a fratura Y é paralela à direção +/- N70W porque, como será discutido no Capítulo 8, sub-item 8.4.2, a orientação da zona de cisalhamento transcorrente principal sinistral (Y ou D) da terceira fase de movimentação na região é a mesma.

Devido à maior facilidade em visualizar áreas anômalas e *background* a partir de variações de matizes, em relação às linhas de contornos, esses mapas, juntamente com os de morfoestruturas e dados aerogamaespectrométricos, foram transformados em Modelos Numéricos do Terreno (MNTs)⁵ e, posteriormente, pseudo-cor⁶, para serem integrados com as

⁵ O modelo numérico de terreno é uma representação matemática, com coordenadas x e y e valor z, da distribuição espacial de uma determinada característica vinculada a uma superfície real. A superfície é, em geral, contínua e o fenômeno que representa pode ser variado. Para a geração do MNT ver item 7.2.1.

⁶ Também denominada de fatiamento, essa técnica de realce espectral permite a transformação de níveis de cinza em cores ou matizes. Foi aplicada devido ao fato do olho humano ser mais sensível às variações de cores do que de

c - vetor de compressão derivada do cisalhamento transcorrente
e - vetor de extensão derivada do cisalhamento transcorrente

(b) relação entre a elipse de deformação e os elementos estruturais originados por um binário de cisalhamento levógiro.
Fonte: Harding (1974).

(a) modelo de desenvolvimento de falhas e fraturas em uma zona de cisalhamento sinistral.
Fonte: Sadowski (1983).

Figura 23 - Modelo de Riedel (1929) modificado por Harding (1974) e Sadowski (1983).

níveis de cinza. Adotou-se a cor magenta como o maior valor, anomalia, e o azul ou roxo como o menor. Valores intermediários correspondem à cor verde.

imagens orbitais. O valor “Z” dos MNTs são referentes à frequência de zonas de juntas, ou a um valor arbitrário no caso das morfoestruturas, ou às taxas de radiância dos dados aerogamaespectrométricos.

O mapa de isofrequência foi também elaborado, pois visa complementar e hierarquizar os dados dos mapas de zonas de juntas. Neste caso, procurou-se refinar um dos parâmetros (estruturas rúpteis) que contribui ao controle tectônico dos maciços graníticos.

3) Mapa tectônico-estratigráfico: em face dos dados disponíveis e objetivos do trabalho, optou-se pela elaboração de um mapa tectono-estratigráfico. A distinção das unidades e delineação das estruturas, baseou-se nos seguintes aspectos principais: graus de deformação e metamorfismo (nível estrutural) dos litotipos ou associação destes, e datações geocronológicas.

O mapa foi elaborado a partir das interpretações do mapa da rede de drenagem, do padrão textural das imagens TM à escala 1:250.000 e das análises dos produtos integrados TM e dados aerogamaespectrométricos (anomalias⁷ e *background* radiométricos) (Reeves 1985). Utilizou-se pontos de campo de levantamentos geológicos anteriores (Isotta *et al.* 1978, Souza *et al.* 1975, dados das campanhas de 1995, 1996, 1997 e 2000 de Leite Jr. & Payolla, coletânea de pontos das Empresas Brumadinho e dados de Santos & Andrighetti 1998, Ré & Ferreira 1999, Veneziani, Anjos & Payolla 1996), bem como aqueles referentes às duas etapas referentes a este trabalho. Informações litológicas/petrográficas foram obtidas dos trabalhos de Payolla *et al.* (2000) e Payolla (no prelo). Os dados geocronológicos foram compilados de Bettencourt *et al.* (1999) e Payolla *et al.* (2000). Com relação ao metamorfismo foram utilizados os dados obtidos por Teixeira & Tassinari (1984), Priem *et al.* (1989), Bettencourt *et al.* (1996) e Payolla *et al.* (2000). Com relação as deformações/movimentos tectônicos, deu-se continuidade aos trabalhos elaborados por Veneziani, Anjos & Payolla (campanha de 1996) e Veneziani *et al.* (1996, 1998), que identificaram duas fases de movimentação envolvendo as direções em torno de, WNW-ESE, NE-SW, NNW-SSE, NNE-SSW, E-W, N-S e NW-SE. Segundo esses autores, a primeira fase é predominantemente dúctil-rúptil, com sentido destal para a direção principal (Y ou D), em torno de NW-SE, e movimentos compatíveis para as demais estruturas associadas, conforme o modelo de Riedel (1929), modificado por Harding (1974) e Sadowski (1983) (Figura 23). A segunda fase possui sentido sinistral para a direção principal (Y ou D), em torno de WNW-ESE, e movimentos compatíveis para as demais estruturas associadas, com caráter predominantemente rúptil-dúctil a

⁷ As anomalias representam um pico ou taxa de picos com valor duas vezes superior ao *background* local, com em torno de até 1.000 m de cada lado do pico (Vasconcellos *et al.* 1977).

rúptil. Os autores observaram que, durante as duas fases de movimentação, as orientações das zonas de cisalhamento permaneceram constantes, ocorrendo somente inversões de movimentos. Assim, atribuíram tal fato a uma mudança no posicionamento de σ_1 : de N para S na primeira fase e de NE para SW na segunda.

Em vista desta complexidade e da coexistência, por vezes em um mesmo afloramento, de feições estruturais formadas em fases distintas, e dos problemas já citados no Capítulo 3, como, cobertura vegetal, estágio do relevo e cobertura de solos, adotou-se a seguinte estratégia para compreender a evolução tectono-estratigráfica da área de estudo:

a) Analisar e mapear com a utilização de imagens TM-Landsat-5, as estruturas regionais de uma área correspondente a seis folhas à escala 1:250.000, onde a região de estudo está inclusa (Figura 1). Desta forma, foi possível observar a disposição espacial das unidades geológicas desde as mais antigas até as mais novas. Além disso, procurou-se, através da identificação de indicadores cinemáticos regionais, tais como, arrastos, deslocamentos e superposição de unidades, etc., inferir os movimentos desenvolvidos ao longo dos principais lineamentos que cortam a região. Foram traçados os alinhamentos⁸ retilíneos a ligeiramente curvos das feições de relevo e de drenagem, sendo esses simples ou compostos, contínuos ou descontínuos, que diferem das feições adjacentes e refletem um fenômeno da subsuperfície. Esses alinhamentos representam os lineamentos, que podem ser falhas, ou zonas de cisalhamento, ou descontinuidades, quando possuem características locais em suas laterais, como arrastos, interrupções de feições lineares, ou um limite acentuado entre as zonas homólogas.

Segundo Veneziani (1987), as zonas de cisalhamento ou falhas apresentam-se da seguinte forma nos produtos orbitais:

- a1) Zona de cisalhamento transcorrente ou rampa lateral (Figura 24): possui traço retilíneo ou sinuoso e não condiciona as assimetrias de relevo e drenagem. Modifica a orientação dos traços de acamamento/foliação em função do arrasto, quando for cisalhamento dúctil e dúctil-rúptil, ou com deslocamento lateral de zonas homólogas equivalentes, quando for cisalhamento rúptil (Figuras 25, 26 e 27);
- a2) Empurrão ou rampa frontal e rampa oblíqua (Figura 24): possuem traços arqueados, sendo maior no empurrão. Esses traços condicionam as assimetrias de relevo e drenagem, a uniformidade da rede de drenagem, as diferenças de densidade de lineações de relevo e drenagem e dá origem às quebras positivas e negativas de relevo. Eles indicam o mergulho do

⁸ Correspondem aos elementos texturais (feições lineares de relevo, de drenagem, estradas, cercas) dispostos segundo uma semi-reta.

Figura 24 - Rampas: (F) frontal, (O) oblíqua e (L) lateral. A inclinação varia. Nas frontais desenvolvem-se cavalgamentos, nas laterais, transcorrências, e nas oblíquas, o movimento é oblíquo.
Fonte: Ramsay & Huber (1987b).

Figura 25 - Imagem TM-Landsat-5, banda 4, da região próxima a Cacaulândia (WRS 232/67D, 27/julho/1985), mostrando zonas de cisalhamento transcorrentes, falhas normais e rampa oblíqua.

Legenda

Zona de cisalhamento transcorrente dúctil, dextral

Foliação milonítica de médio a alto ângulo (rampa frontal)

Foliação milonítica vertical a subvertical

Figura 26 - Imagem TM-Landsat-5, banda 4 (WRS 231/67, 22/julho/85), da região próxima a Presidente Médici, mostrando empurrões e zonas de cisalhamento transcorrentes.

Figura 27 - Imagem TM-Landsat-5, banda 4, nas proximidades da região de Pimenta Bueno (WRS 231/68, 4/agosto/84), mostrando zonas de cisalhamento transcorrentes e rampas frontais.

plano estrutural, a movimentação dos corpos rochosos em direção à concavidade e limitam zonas homólogas não equivalentes (Figuras 25, 26 e 27).

Os sentidos dos movimentos relativos dos lineamentos foram comparados aos do modelo de Riedel (1929), modificado por Harding (1974) e Sadowski (1983), embora o mesmo seja de aplicação a zonas de cisalhamento transcorrentes rúpteis. O seu uso é justificado pelo fato das orientações das zonas de cisalhamento de níveis crustais inferiores, dúcteis, serem correlacionáveis às estruturas rúpteis, de níveis crustais superiores (Figura 28).

As diferentes fases de movimentação foram balizadas pelo período de alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1.606 a 1.532 Ma), visto esta, bem como as unidades litoestratigráficas mais jovens, apresentarem estruturas, nítidas, que evidenciam as duas últimas fases de movimentação, como será discutido no Capítulo 8, item 8.4, sub-item 8.4.2. Assim, as fases de movimentação que ocorreram na região, foram separadas em: pré-Suíte Intrusiva Serra da Providência, Suíte Intrusiva Serra da Providência e pós-Suíte Intrusiva Serra da Providência;

b) Definir, em função dos resultados interpretativos, pontos-chaves para a obtenção de dados no campo, considerando as limitações impostas pelo acesso, existência de afloramentos e inclusive, reservas indígenas. Neste caso, para a área que engloba as seis folhas à escala 1:250.000 (área parcial do Projeto Rondônia) (Figura 8).

Em campo, foram analisados os diversos indicadores cinemáticos, com o intuito de inferir/aferir os movimentos e sentidos ao longo das zonas de cisalhamento que cortam a região. Os indicadores cinemáticos utilizados foram: arrastos, assimetria de dobras intrafoliais com eixos e planos axiais verticais, rotação de megacristais, deslocamentos de unidades, veios, estratos e zonas de cisalhamento mais antigas, superposição de unidades, lineações, mineral e de estiramento sub(horizontais), entre outros, como citado por Vialon *et al.* (1976), McClay (1987), Ramsay & Huber (1987b), Tobisch & Paterson (1988) e Passchier & Trouw (1996) (Figuras 29 e 30);

c) Considerar os dados petrográficos e geocronológicos pré-existentes como guias para a distinção entre as estruturas formadas em diferentes fases de deformação/movimentação;

d) Comparar os resultados obtidos com modelos relacionados às zonas de cisalhamento transcorrentes e níveis estruturais (Figura 28), tais como, o desenvolvimento de zonas transpressivas e transtensivas em duplexes, *restraining bends* e *restraining oversteps*, *releasing bends* e *rhombo-chasms*, respectivamente (Figura 31).

Figura 28 - Níveis estruturais.

A - região de compressão

B - região de distensão

Fonte: Ramsay & Huber (1987b).

Zona de cisalhamento dúctil mostrando o desenvolvimento de uma foliação a 45 graus da margem da zona de cisalhamento (e 90 graus de sigma 1) e rotação dessa foliação dentro da zona de cisalhamento.

Bandas de cisalhamento desenvolvidas em rochas fortemente foliadas, como milonitos.

A geometria do fabric S a C em zonas de cisalhamento. O plano C é o plano do cisalhamento e o S é o plano da xistosidade. O plano C tem uma geometria extensional com relação ao sentido do cisalhamento.

Indicadores cinemáticos de cisalhamento simples.
(A) porfiroblastos de feldspato sigmoidal com caudas de feldspato recristalizado dentro da foliação e gerando augens assimétricos.
(B) fragmentos de augen mostrando mergulhos anti-téticos sobre planos de fratura no grão.

Figura 29 - Diversos tipos de indicadores cinemáticos para determinar o sentido do movimento em zonas de cisalhamento. Todos os sentidos ilustrados são sinistrais.
Fonte: McClay (1987).

Figura 30 - Indicadores cinemáticos para determinar o sentido do movimento em zonas de cisalhamento: dobras intrafoliais.
 Fonte: (A) Ramsay & Huber (1987b) e (B) Vialon *et al.* (1976).

(A) cisalhamento sinistral com deslocamento à direita

(B) cisalhamento sinistral com deslocamento à esquerda

Deposição de sedimento

(A) cisalhamento sinistral com *bend* à direita

Zona de transpressão

(B) cisalhamento sinistral com *bend* à esquerda

Zona de transtensão

Figura 31 - Zonas de transpressão e transtensão. Em (A) transpressão gerando falhas de empurrão e dobras. Em (B) transtensão gerando falhas normais e bacia rombóide (pontilhado).
Fonte: Ramsay & Huber (1987b).

4) Mapa morfoestrutural: foi elaborado a partir dos princípios básicos que regem a confecção de mapas morfoestruturais para áreas sedimentares (Soares *et al.* 1981, Soares *et al.* 1982, Mattos *et al.* 1982), com adaptações para áreas cristalinas intensamente deformadas (Ribeiro 1994, Okida 1996, Oliveira 1997, Santos 1999, Madrucci 2000).

Aqui considerou-se que todas as unidades litoestratigráficas foram afetadas por um tectonismo distensivo Terciário.

Esse tectonismo distensivo provocou a reativação das antigas linhas de fraquezas crustais e gerou movimentos gravitacionais que soergueram e rebaixaram blocos, gerando flexuras de dimensões decimétricas a quilométricas.

Para a elaboração do mapa morfoestrutural foram analisadas as assimetrias de drenagem e os principais lineamentos estruturais que, em si, expressam as formas retilíneas ou ligeiramente arqueadas traçadas no mapa da rede de drenagem, que correspondem às feições rúpteis. Foram delineadas as linhas de contorno morfoestrutural, não cotadas, ou as linhas de formas, como citado por Soares *et al.* (1982), que representam altos, domos ou antiformalas, quando com assimetrias divergentes, e baixos estruturais, bacias ou sinformas, quando as assimetrias são convergentes. Tais estruturas refletem o último processo tectônico que modelou as rochas da região.

O objetivo da confecção de tal mapa, foi o de gerar informações úteis ao entendimento do condicionamento tectônico dos depósitos secundários.

No caso de Rondônia, os depósitos secundários mineralizados em cassiterita encontram-se nos baixos estruturais. Assim, suas características irão fornecer indícios sobre as áreas fontes, de ocorrências das mineralizações primárias.

7.2.5 – *Trabalhos de Campo*

Duas etapas de campo foram realizadas.

A primeira etapa, realizada em fevereiro de 2000, teve como objetivo fazer um reconhecimento da área, não só para verificar a distribuição e identificação das litologias presentes no embasamento e nos maciços graníticos, bem como as relações mútuas espaciais e temporais, contatos e principais estruturas geológicas. Ênfase especial foi dada à caracterização dos episódios de deformação e cronologia relativa. Para isso, foram percorridos os arredores da área de estudo, do distrito mineiro de Santa Bárbara (CESBRA) até Santa Luzia D'Oeste, num total de 60 pontos-chaves (Apêndice B). Os pontos foram escolhidos após a interpretação dos

produtos de sensoriamento remoto, por apresentarem o mais alto potencial em termos de identificação de estruturas, deformações e movimentos, em rochas de diferentes idades.

Foram visitadas as seguintes ocorrências, em ordem decrescente de idade relativa, de acordo com mapas geológicos de Bahia & Silva (1993), Scandolaro & Rizzotto (1993), Scandolaro (1997) e Payolla *et al.* (2000). A nomenclatura adotada foi a de Scandolaro (1997, 1999a) (Figura 8).

- a) Complexo Jamari: da área de estudo até Ji-Paraná;
- b) Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru: nas regiões de Jaru, Cacauporã e Monte Negro, e na área de estudo;
- c) Complexo Santa Luzia: na região de Alta Floresta D'Oeste;
- d) Suíte Intrusiva Serra da Providência: nas regiões de Presidente Médici e Ouro Preto D'Oeste, e na área de estudo;
- e) Suíte Intrusiva Alto Candeias: na região de Monte Negro;
- f) Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia: entre Rolim de Moura e Nova Brasilândia;
- g) Suíte Granítica Rio Pardo: na região de Rolim de Moura;
- h) Suíte Intrusiva Santa Clara: na região próxima a Cujubim e ao 5º BEC, na RO-257 e L-85 até L-105. Foram visitados afloramentos dos maciços, Manteiga, Santa Clara, Oriente Novo, Jararaca e Primavera;
- i) *Younger Granites* de Rondônia: entre a L-50 até L-105 e na BR-364. Foram visitados afloramentos dos maciços, Ariquemes, Massangana, São Carlos e Caritianas, e os Distritos de Bom Futuro e de Santa Bárbara;
- j) Formação Pimenta Bueno: nas regiões de Rolim de Moura e Cacoal.

A segunda etapa ocorreu em julho de 2000 e teve como objetivo complementar as informações até então adquiridas e verificar possíveis pontos duvidosos. Foram visitados mais 39 pontos-chaves.

Os dados de campo foram complementados com dados litológicos, petrográficos, isotópicos radiogênicos e tectono-estruturais de Pinho (1987), Frank (1990), Bettencourt *et al.* (1991), Leite Jr. (1992, 1998), Bettencourt *et al.* (1999), Veneziani, Anjos & Payolla (campanha de 1996), Rizzotto (1999), Bruno L. Payolla (comunicação verbal, 2000) e Irena Sparrenberg (comunicação verbal, 2000).

Durante as duas etapas de campo, a análise dos atributos e parâmetros estruturais dos domínios tectônicos-estruturais em estudo, foram baseados nos conceitos de Ramsay (1980),

Reading (1980), Biddle & Christie-Blick (1985a, b), Ramsay & Huber (1987a,b), Tobish & Paterson (1988), entre outros.

Os dados das duas etapas de campo e referente à campanha de Veneziani, Anjos & Payolla (1996) (80 pontos-chaves) encontram-se descritos, simplificadaamente, no Apêndice B.

CAPÍTULO 8 – RESULTADOS

8.1 – Pré-Processamento dos Dados Digitais

8.1.1 - Imagens TM-Landsat-5

Com relação às técnicas de pré-processamento empregadas nas imagens TM, observou-se que:

- 1) no teste de ciclos para a remoção do *striping*, que apareceu somente na banda 3, não houve alteração significativa nas imagens, somente uma melhora sutil no ciclo de 64. Desta forma, verificou-se que tal problema não era devido ao *striping*, mas sim a um outro tipo de ruído, que poderia, talvez, ser removido aplicando-se uma transformada de Fourier. Porém, como a banda 3 não foi de importância fundamental neste trabalho, a transformada não foi aplicada;
- 2) na correção atmosférica foi utilizada a água como alvo de referência, visto as sombras devidas a nuvens e à topografia, não terem apresentado resultados satisfatórios. Os valores de DN de todos os alvos, os DNs médios utilizados para a correção, bem como os gráficos DN x comprimento de onda de cada alvo, encontram-se no Apêndice C;
- 3) na correção geométrica, os erros quadráticos médios (RMSs) dos modelos geométricos situam-se em torno de 30 m (um pixel), sendo assim, bastante satisfatórios (Tabela 11);

TABELA 18 – RMSs DOS MODELOS GEOMÉTRICOS DAS IMAGENS TM

IMAGEM	RMS (X) Metros	RMS (Y) Metros	RMS (TOTAL) Metros
231/67 (dezessete pontos de controle)	20,18	25,68	32,66
232/66 (quatorze pontos de controle)	26,51	25,80	36,70
232/67 (quatorze pontos de controle)	25,22	23,05	34,17

- 4) na retificação radiométrica, os intervalos de *greenness* e *brightness* adotados para os alvos claros e escuros foram satisfatórios, devido às diferenças de média e desvio-padrão serem inferiores à um. Porém, no mosaico, uma das imagens (WRS 231/67) ficou ligeiramente mais clara que as outras duas, fato que não chegou a interferir, de forma significativa, o produto final (Figura 32). Todos os intervalos de *greenness* e *brightness* para os alvos claros e escuros, médias e desvios-padrões das bandas 3, 4 e 5, das três imagens, originais e corrigidas, estão listados no Apêndice D;

Figura 32 - Mosaico das imagens TM-Landsat-5, banda 4, da área de estudo.

5) na geração do mosaico, os valores de RMSs dos registros foram bastante satisfatórios, conforme a Tabela 12.

TABELA 12- RMSs DOS REGISTROS IMAGEM X IMAGEM DO MOSAICO

REGISTROS	RMS (X) pixel	RMS (Y) Pixel
232/67 com 231/67 (sete pontos de controle)	0,58	0,85
232/67 e 231/67 com 232/66 (doze pontos de controle)	1,08	0,94

8.1.2 - Imagem RADARSAT-1

Na ortorretificação da imagem RADARSAT foram utilizados vinte e quatro pontos de controle e o filtro adaptativo *Enhanced Frost* para a redução do *speckle*, com janela 7 x 7. Esse filtro tende a minimizar a perda de informação radiométrica, bem como a textural (CCRS 1997).

Os RMSs obtidos no modelo geométrico se revelaram bastante satisfatórios, conforme a Tabela 13.

TABELA 13 – RMSs DO MODELO GEOMÉTRICO DA IMAGEM RADARSAT

RMS (X) metros	RMS (Y) metros	RMS (TOTAL) Metros
25,29	15,55	29,69

Em virtude desses resultados e dos obtidos nos modelos geométricos das imagens TM, adotou-se 30 m como o tamanho comum de pixel, para a integração dos dados multifontes. Essa decisão é justificada pelo fato dos aspectos geométricos e radiométricos não poderem ser considerados independentes, pois, no caso, se mantivermos a integridade espacial dos dados de maior resolução (por exemplo, a imagem RADARSAT) poderá ocorrer degradação da parte espectral da imagem composta (produto integrado) (Paradella 1995). O fato dos dados aerogamaespectrométricos não sofrerem alteração visual quando reamostrados para quaisquer valores, também influenciou na decisão do tamanho do pixel comum. Assim, tanto a imagem RADARSAT, quanto os dados aerogamaespectrométricos, foram reamostrados para 30 m.

8.2 – Processamento dos Dados Digitais

8.2.1 – Dados Aerogamaespectrométricos

Com relação aos testes efetuados com os dados aerogamaespectrométricos, pode-se verificar que:

- 1) a utilização ou não de um filtro *anti-aliasing* ou anti-falseamento, com 0,0005 ciclos/m, antes da geração da malha dos dados pré-processados, não interferiu em absoluto nas imagens finais no formato *raster*, tanto qualitativa (aspecto visual), quanto quantitativamente (estatística). Assim, o filtro *anti-aliasing* não foi utilizado (Figura 33);
- 2) a geração da malha com células de 1/4 e 1/8 do espaçamento entre as linhas do voo, mostrou que a célula de 1/8 (500 m) introduz ruídos de alta frequência, sem melhorar a resolução, uma vez que esta é limitada pela própria aquisição dos dados (Santos comunicação verbal). Portanto, foi usada a malha com célula de 1/4 (1000 m), DCOS de 90° e potência de 0,5¹, e Hanning de um ciclo (Apêndice E);
- 3) a equação de Pires (1995), para a geração de imagens que mostram áreas com alteração hidrotermal, não foi muito útil, visto o resultado obtido indicar grandes anomalias em quase toda a área de estudo sem discriminação satisfatória dos corpos graníticos que estão alterados hidrotermalmente. Em comunicação verbal, o Professor Augusto Pires sugeriu a aplicação da equação em vários domínios litoestratigráficos e não em um único, como foi efetuado. Contudo, devido à grande complexidade litológica presente na área, ocasionada pela presença de rochas granitóides de linhagens e composições mineralógicas e químicas variadas, a sugestão não foi adotada e o produto, por decorrência, foi descartado (Figura 34, a). Já a equação de Gnojek & Prichystal (1985), denominada de Fator F, apresentou boa correlação com os corpos graníticos da área, mostrando, desta forma, ser um bom método para se determinar as áreas com alteração hidrotermal. No caso da área de estudo, o fluxo hidrotermal parece seguir um *trend* NW-SE a WNW-ESE e outro NE-SW. Estas direções coincidem, respectivamente, com aquelas da zona de cisalhamento principal e das estruturas distensivas (T), relativas à terceira fase de movimentação, assunto a ser discutido no sub-item 8.4.2 (Figura 34, b);

¹ Foram filtrados somente os dados mais próximos da direção N-S.

(a)

(b)

Figura 33 - Testes com dados aerogamaespectrométricos (contagem total).
(a) com filtro anti-aliasing
(b) sem filtro anti-aliasing

Figura 34 - Imagens com áreas hidrotermalizadas segundo equações de:

(a) Pires (1995)

(b) Fator F

As áreas hidrotermalizadas encontram-se em magenta.

4) os dados aerogamaespectrométricos não realçados, pré-aplicação da pseudo-cor, mostraram-se ser de baixa qualidade para a delimitação dos maciços graníticos, visto o tênue contraste radiométrico com as rochas do embasamento. Neste caso, os maciços apresentaram matiz, predominantemente verde, e as rochas do embasamento, azul a roxo (Figura 35). Já os dados realçados com ALC delimitaram melhor os corpos graníticos, sendo esses de matiz magenta a verde, aumentando, desta forma, o contraste em relação à assinatura radiométrica das rochas do embasamento, de matiz azul a roxo (Figura 36). Contudo, o dado realçado por equalização foi o que discriminou melhor os corpos graníticos e apresentou maior semelhança com os produtos gerados no Oasis Montaj sendo, portanto, o dado utilizado para a integração com as imagens orbitais. Esses dados foram os que apresentaram maior contraste entre as respostas radiométricas dos corpos graníticos e do embasamento. Os corpos graníticos possuem matiz magenta, enquanto as rochas do embasamento, azul a roxo (Figura 37). Como base para verificar qual o tipo de dado discriminava melhor os corpos graníticos, sem realce, com realce linear ou com realce equalizado, utilizou-se os mapas geológicos de Payolla (no prelo) e Payolla *et al.* (2000).

Testou-se, também, o processamento com realce por equalização em uma pequena área (maciços Caritianas e Pedra Branca), e verificou-se que, desta forma, as distribuições de matizes são maiores, discriminando melhor as variações composicionais dentro de um mesmo corpo, em comparação ao processamento efetuado para toda a área de estudo (Figura 38). Assim, sugere-se, em trabalho futuro, processar os dados aerogamaespectrométricos da área de estudo em pequenos trechos, e, posteriormente, gerar um mosaico dos mesmos. Tal sugestão somente não foi acatada neste trabalho, devido à escassez de tempo, quando o fato foi verificado.

8.2.2 - Imagens TM-Landsat-5

Nos processamentos efetuados nas imagens digitais TM, verificou-se que:

- 1) na seleção de bandas para o realce por decorrelação, o triplete 345 foi o melhor, sendo a 4R/5G/3B a composição colorida utilizada. Os dados de covariância e coeficiente de correlação entre bandas, médias e desvios-padrões das bandas e dados do OIF dos tripletes, encontram-se no Apêndice F;

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 35 - Produto integrado TM-Landsat-5 e contagem total (sem realce), com unidades tectono-estratigráficas.

YGR - Younger Granites de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 36 - Produto integrado TM-Landsat-5 e contagem total (com realce linear), com unidades tectono-estruturais.

YGR - *Younger Granites de Rondônia*; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

- pontos da etapa de campo 1 (fevereiro/2000)
- pontos da etapa de campo 2 (julho/2000)
- Ret. pontos de controle da etapa de campo 2 (julho/2000)

Figura 37 - Produto integrado TM (banda 4) e contagem total, com unidades tectono-estratigráficas.

Provincia Estaniífera de Rondonia (Mac. Caritianas e P. Branca)

Produto integrado TM-Landsat-5 e Contagem Total

10 km

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; CA - Maciço Caritianas; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses.

Figura 38 - Produto integrado TM e contagem total (maciços Caritianas e Pedra Branca).

2) na TCP, a primeira componente principal apresentou aparência nebulosa, com efeito de bruma, e quando integrada ao dado aerogamaespectrométrico (potássio), resultou em um produto fortemente saturado (Figura 39). Tal fato pode ser explicado não só pela alta contribuição da banda 5 (infra-vermelho médio) na primeira componente principal, seguida pela banda 7, que ostentam alta absorção de água pela vegetação, como também pela ausência de contraste entre as bandas (Tabela 14), e por terem sido utilizadas somente as bandas 3, 4, 5 e 7, em vez das bandas 1, 2, 3, 4, e 7. A alta reflectância da intensa atividade antrópica na área também pode ter contribuído para o aspecto final da imagem. Desta forma, devido à má qualidade do produto, a primeira componente foi descartada para a integração.

Salienta-se que foram efetuados vários testes com TCP e multiplicação de bandas, com o intuito de melhorar o aspecto textural da imagem para a geração do produto integrado. Porém, nenhum resultado foi satisfatório, sendo assim utilizado somente a banda 4 realçada por ALC;

TABELA 14 – MATRIZ DE AUTO-VETORES DA TCP DA IMAGEM TM (WRS 231/67)

	TM 3	TM 4	TM 5	TM 7
1^a CP	0,26610	0,02821	0,88242	0,38695
2^a CP	-0,08392	0,99206	0,03216	-0,08796
3^a CP	-0,81140	-0,11681	0,41943	-0,38997
4^a CP	0,51360	-0,03706	0,21068	-0,83094

3) na razão entre as bandas 5 e 7 o resultado foi insatisfatório, pois não houve a identificação das zonas de alteração hidrotermal, mas sim de porções com alta reflectância, relacionadas às áreas da ex-Mineração Oriente Novo. Além disso, o fato do clima da região ser do tipo tropical, favoreceu o resultado. Desta forma, o produto não foi utilizado.

8.2.3 - Integração de Dados Multifontes

A grande maioria dos produtos integrados apresentou ótimos resultados, principalmente aqueles com dados aerogamaespectrométricos, que foram facilmente interpretados em comparação aos mapas de contorno e composições coloridas dos radioelementos individuais (potássio no canal R, tório no canal G e urânio no canal B). Salienta-se que, apesar do produto integrado TM (banda 4) e composição colorida dos radioelementos ter sido gerado, este não foi interpretado.

Figura 39 - Produto integrado TM (1ª CP) e potássio da região de Oriente Novo.

1) Produtos integrados TM (banda 4) e dados aerogamaespectrométricos

Nos testes efetuados para a escolha do valor de DN da saturação, o 60 foi o mais adequado, bem como o modelo hexacônico.

Os produtos TM e dados aerogamaespectrométricos mostram a relação entre a morfologia do terreno, registrada na imagem TM, e a radioatividade da superfície, pelos dados aerogamaespectrométricos, que é representada pelas variações de matizes ou cores.

Dentre os diversos dados aerogamaespectrométricos integrados com a imagem TM, a contagem total foi o que melhor discriminou os plutons graníticos, em relação aos litotipos do embasamento. Esse fato foi constatado a partir dos mapas geológicos de Payolla (no prelo) e Payolla *et al.* (2000), e dados de campo.

Todavia, os canais individuais e as razões também mostraram sua contribuição, cada um com uma determinada parcela. As diferenças nas respostas radiométricas estão relacionadas, principalmente, aos graus de deformação e metamorfismo, à alteração hidrotermal, à idade e à variação composicional dos litotipos.

1a) Produto integrado TM (banda 4) e contagem total

Nesse produto as anomalias radiométricas são representadas em magenta (Tabela 15) e correspondem, principalmente, aos plutons graníticos não deformados de forma dúctil-rúptil, intensamente fraturados e alterados hidrotermalmente, como os maciços, Massangana, Ariquemes, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca, Manteiga, Oriente Velho, Santa Clara, Oriente Novo e Jararaca, e outros não mapeados anteriormente, mas visitados em campo ou com pontos de controle pré-existent (Figuras 37 e 40). Esses corpos não mapeados, anteriormente, situam-se na porção ocidental da área e parecem ser correlacionáveis aos *Younger Granites* de Rondônia. Porém, é desconhecida a presença de mineralização associada.

Além desses plutons, as anomalias correlacionam-se, também, aos sedimentos arcoseanos, provavelmente derivados dos maciços graníticos da Suíte Intrusiva Santa Clara, como os do Graben do Rio Preto. A alta resposta deve-se ao pequeno grau de maturidade dos sedimentos, que contêm feldspato.

TABELA 15 - VALORES (EM CPS) DOS DADOS AEROGAMASPECTROMÉTRICOS TRATADOS

CANAL	INTERVALO	ANOMALIA (MAGENTA)	BACKGROUNG (VERDE)	BACKGROUNG (AZUL-ROXO)
CT	298,9-1.057,4 cps	494,1-1.057,4 cps	407,3-484,9 cps	298,9-398,1 cps
K	13,3-80,9 cps	29,3-80,9 cps	22,0-28,6 cps	13,3-21,4 cps
U	34,7-95,7 cps	51,6-95,7 cps	44,8-51,0 cps	34,7-44,1 cps
Th	21,7-110,5 cps	44,0-110,5 cps	34,1-43,0 cps	21,7-33,2 cps
U/K	0,8-3,2	1,8-3,2	1,4-1,8	0,8-1,4
U/Th	0,8-1,9	1,2-1,9	1,0-1,2	0,8-1,0
Th/K	0,5-3,2	1,6-3,2	1,1-1,6	0,5-1,1

Em algumas regiões, certas anomalias não puderam ser correlacionadas devido à ausência de mapeamento e/ou afloramentos, como é o caso das porções nordeste e sudeste da área (Figura 37). Na primeira porção, a anomalia não foi verificada, devido à escassez de afloramentos e à espessa cobertura sedimentar. Contudo, ela pode estar relacionada a um corpo granítico, devido à semelhança com a resposta radiométrica dos maciços da área e relevo “ondulado”, típico de áreas graníticas. Além disso, pontos de campo pré-existent, de Isotta *et al.* (1978), revelam a presença de rochas do Complexo Jamari, como gnaisses, migmatitos ou granitos, e granitos da Suíte Intrusiva Rondônia (granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia) (Figura 40). O fato dessa região apresentar-se anômala, apesar da espessa cobertura sedimentar e escassez de afloramentos é uma incógnita e carece de mapeamentos futuros. Já a segunda anomalia não apresenta mapeamentos e não foi averiguada em campo devido ao seu difícil acesso. Porém, acredita-se que ela seja também correlacionável à Suíte Intrusiva Santa Clara, como será mencionado no item 8.3, 1 (mapa da rede de drenagem). A exemplo da anomalia da porção nordeste, esta região carece de um mapeamento geológico futuro. Além dessas anomalias, três outras aparecem na área. Estas estão localizadas a leste e oeste do Maciço Massangana, na região sul-sudeste e no canto leste da área, logo abaixo da anomalia da porção nordeste. Contudo, elas não puderam ser interpretadas, pois, de acordo com o mapa de pontos de controle pré-existent (Figura 40) e mapa geológico de Payolla *et al.* (2000) (Figura 9), nessas regiões há somente rochas pertencentes ao embasamento (gnaisses diversos e metabásicas), o que contradiz a presença de anomalias.

Foi observado, também, que as anomalias encontram-se dispostas segundo um *trend* preferencial NW a WNW e outro NE a ENE, que correspondem, respectivamente, as direções da zona de cisalhamento principal (Y ou D) da terceira fase de movimentação, bem como uma

direção adicional distensiva, como será discutido no item 8.4, sub-item 8.4.2. Além disso, pode-se notar que os maciços pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia são “menos anômalos” que os da Suíte Intrusiva Santa Clara, exceção feita ao Maciço Massangana. Essa variação sutil na resposta radiométrica pode estar relacionada ao grau de exposição/afloramento dos plutons, ou seja, sua profundidade. Os maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara, por serem mais antigos que os pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia, estão mais expostos. Desta forma, assim como os maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara compõem, provavelmente, um único batólito (Leite Jr. *et al.* no prelo), os maciços Caritianas, São Carlos e Pedra Branca (?) e outros atualmente sendo mapeados, localizados na porção oeste desses maciços (região do Triunfo), podem corresponder à um único corpo, em profundidade. O fato do Maciço Massangana apresentar uma resposta radiométrica “mais intensa”, em comparação aos outros maciços da mesma suíte, deve-se, provavelmente, pelo mesmo estar localizado na região mais elevada topograficamente da área de estudo (Serra da Massangana), com maior grau de exposição. A disposição das anomalias, bem como a sua intensidade, pode ser melhor observada na imagem no formato raster do dado geofísico (Apêndice E), em comparação ao produto integrado.

Os baixos valores radiométricos, em matiz azul a roxo (Tabela 15), correspondem às rochas mais antigas da área, que foram deformadas de modo dúctil a dúctil-rúptil, e encontram-se metamorfozadas em fácies anfibolito alto a granulito, caso dos gnaisses. São representados pelo Maciço União, de composição sienítica e mangerítica, e pelas associações gnaisses enderbíticos e tonalítico, charnockíticos e paragneisses, e porções da Associação gnaisses finos.

Os valores intermediários, em matiz verde (Tabela 15), correspondem às regiões da Associação gnaisses finos, porções das associações paragneisses e gnaisses charnockíticos e, as bordas dos plutons graníticos com deformação rúptil-dúctil, como o Maciço Manteiga Norte (ponto 13 da etapa de campo 2) (Figura 37). A Associação gnaisses finos apresenta tal comportamento, pois não foi tão deformada, nem é tão antiga como as outras associações, mas apresenta certo grau de deformação, em comparação aos plutons graníticos. Já as bordas dos maciços graníticos possuem tal assinatura radiométrica, porque estão deformadas de forma rúptil-dúctil.

Verificou-se, também, que dentro de um mesmo maciço as matizes, às vezes, variam, passando do magenta ao verde, como no Maciço São Carlos. Tal fato pode estar correlacionado às variações composicionais dos litotipos ou, mais provavelmente, à espessura da cobertura sedimentar. De acordo com a literatura, essa cobertura, mesmo sendo o produto do intemperismo da rocha, terá uma resposta radiométrica inferior à da rocha, visto o clima da área ser tropical.

Assim, pode-se dizer que a utilização do dado aerogamaespectrométrico foi muito útil, pois, apesar da ampla cobertura sedimentar existente na área, que dificulta a caracterização dos contatos dos plutons em campo, bem como sua própria identificação, devido à escassez de afloramentos em algumas regiões, foi possível discriminá-los em 90% dos casos, somente a partir das assinaturas radiométricas.

Salienta-se que, antes de se caracterizar as assinaturas radiométricas dos litotipos, foram tomados vários cuidados, tais como, analisar as interferências na resposta radiométrica, tanto da biomassa e do uso do solo, quanto da variação topográfica, etc., como já discutido no Capítulo 6.

No caso da biomassa, observou-se que ela afetou a resposta radiométrica da área de forma uniforme, pois, na ocasião do levantamento aéreo, a cobertura vegetal era homogênea. O uso do solo, bem como a variação topográfica não influenciaram na resposta, porque no período do levantamento, 1974, a área era quase desprovida de atividade antrópica e as anomalias aparecem tanto em regiões topograficamente altas como baixas, caso da Serra da Massangana e porção centro-norte da área, respectivamente.

Na Figura 41 verifica-se que a atividade antrópica era restrita à BR-364, região com maior reflectância, sendo que na época do levantamento aéreo não existia a estrutura denominada “espinha-de-peixe”.

Desta forma, pode-se afirmar que, neste trabalho, as respostas radiométricas estão relacionadas, principalmente, ao grau de deformação, à idade das rochas, ao grau metamórfico, à espessura da cobertura sedimentar, às dimensões dos afloramentos e à composição mineralógica dos litotipos.

1b) Produto integrado TM (banda 4) e tório

Os resultados desta integração mostraram-se semelhantes ao do produto TM (banda 4) e contagem total, diferindo somente na região dos maciços Massangana e Ariqueemes, e na Mina de Bom Futuro, onde as anomalias são mais restritas, e a oeste de Massangana, onde a resposta passa a ser intermediária (Figura 42). O fato dos dois produtos serem semelhantes, é prontamente explicado pela taxa de contribuição do tório, variável entre 40% a 45% da radioatividade total nas rochas ígneas.

Figura 41 - Composição colorida, 6R/5G/4B, da região de Ariquemes, do MSS-Landsat-2, de 1975 da região.

As anomalias radiométricas devem-se, provavelmente, à insolubilidade do tório, que concentra-se em argilas derivadas de alteração hidrotermal, associadas às mineralizações metassomáticas/hidrotermais, como as de Sn, Ta, W, etc., e em *placers*. Aqui, as concentrações intermediárias (Tabela 15) ocorrem também seguindo o Rio Candeias, situado na porção oeste da área.

No caso das áreas duvidosas, situadas a leste do Maciço Massangana e porção sudoeste, observa-se uma resposta radiométrica compatível às rochas pertencentes ao embasamento. Isto é, baixa a intermediária.

Assim, como mencionado por Matolin (1984), as anomalias de tório apresentaram ótima correlação com as áreas mineralizadas a Sn e W.

1c) Produto integrado TM (banda 4) e urânio

Aqui, o urânio apresentou um comportamento radiométrico bastante semelhante ao da contagem total, inclusive nas regiões sem mapeamento ou sob suspeita (Figura 43).

Segundo Vasconcellos *et al.* (1977), os dados desse levantamento são mais ricos em urânio do que em tório, o que não é comum ocorrer. Portanto, para não incorrer em erros, foram realizadas algumas análises das concentrações de urânio e tório de vários litotipos, tanto do embasamento, quanto de alguns maciços graníticos e da anomalia radiométrica localizada na porção nordeste da área (levantamento aéreo). Os dados são provenientes de análises químicas de Payolla (comunicação verbal, 1999) e Bettencourt (comunicação verbal, 1999), bem como dos dados aéreos do Projeto Rio Madeira.

Os gráficos tório x urânio das análises químicas e dados do Projeto Rio Madeira (Figuras 44 e 45), mostraram resultados semelhantes no que tange aos maciços graníticos, isto é, os litotipos apresentaram maiores concentrações de tório do que de urânio, contradizendo o que foi mencionado por Vasconcellos *et al.* (1977). A única exceção, refere-se ao maciço Massangana, que, em função dos dados do levantamento aéreo, mostrou possuir uma concentração de urânio, superior à de tório. Contudo, as litologias que compõem o embasamento da área e, em parte, a anomalia do canto nordeste, na análise dos dados do Projeto Rio Madeira, mostraram-se mais ricas em urânio do que em tório, exceção feita ao Maciço União. Tal resultado pode estar relacionado ao metamorfismo, de médio a alto grau, dessas rochas, e no caso do Maciço União, pela sua composição, sienítica-mangerítica. No entanto, esses resultados e interpretações são especulativos, pois as análises químicas, tanto de Bettencourt, quanto de Payolla, revelam

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragnaisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa; G - Graben do Rio Preto.

Figura 43 - Produto integrado TM-Landsat-5 e urânio, com unidades tectono-estratigráficas.

(a)

(b)

Figura 44 - Gráficos Th x U de algumas unidades litoestratigráficas da região.
 (a) Bettencourt (dados de análise química)
 (b) Payolla (dados de análises químicas)

Figura 45 - Gráfico Th x U de porções de unidades litoestratigráficas da área de estudo (dados aéreos do Projeto Rio Madeira).

justamente o contrário. Isto é, as rochas do embasamento são mais ricas em tório que urânio (Figura 44). A causa dessa diferença, entre os dados químicos e do levantamento aéreo (Tabelas 16 e 17), deve-se ao fato de concentrações de radioelementos determinados por levantamentos aerotransportados, geralmente serem menores do que aquelas obtidas diretamente no *bedrock*, devido ao efeito das coberturas sedimentares, vegetação e umidade.

Salienta-se, também, que o comportamento relativo do urânio e tório depende de cada tipo específico granítico e do sistema mineralizante associado. Assim, as relações entre urânio e tório podem ser inversas.

No caso da área de estudo, é possível observar que, os granitos com altas taxas de urânio e tório herdaram uma componente crustal vigorosa, ou são produtos de refusão da crosta superior. Os litotipos mais empobrecidos (Associação gnaisses tonalíticos e enderbíticos) representam rochas de arco, provavelmente calcio-alcalinas, com uma componente substancial de fonte mantélica empobrecida, com baixas taxas de urânio e tório, contendo uma pequena porcentagem de contribuição crustal. Os dados geoquímicos e isotópicos (radiogênicos e estáveis), à disposição, indicam que os granitos resultaram de fontes e processos diferentes diferindo, notadamente, no caráter e razão global tório/urânio (Bettencourt *et al.* comunicação verbal, 2001).

Desta forma, o canal de urânio foi interpretado normalmente.

A partir dos gráficos tório x urânio (Figuras 44 e 45), pode-se verificar também, que os maciços pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara (Oriente Novo e Santa Clara) apresentam maiores concentrações de urânio e tório, em comparação aos *Younger Granites* de Rondônia (maciços São Carlos, Massangana e Pedra Branca) e rochas do embasamento, e a anomalia da porção nordeste da área, possui a mais alta concentração dos dois radioelementos, podendo ser correlacionável, portanto, à Suíte Intrusiva Santa Clara, devido à grande similaridade das assinaturas radiométricas.

As litologias dos maciços não foram discriminadas no gráfico dos dados do Projeto Rio Madeira, pois o espaçamento entre as linhas de vôo é de 4 km, o que pouco reflete as variações composicionais regionais (Pitkin & Duval 1980), além da escala do trabalho ser 1:250.000. Já os dados das análises químicas de Bettencourt, fazem parte de um banco de dados, igualmente os de Payolla (Tabela 17). A localização de alguns pontos com análises químicas de Payolla encontram-se na Figura 40.

No produto integrado, verificou-se que, em algumas áreas, como nos sedimentos imaturos do Graben do Rio Preto, o urânio apresentou resposta radiométrica intermediária (Tabela 15),

TABELA 16 – DADOS DE URÂNIO E TÓRIO DE PORÇÕES DE ALGUNS LITOTIPOS DO EMBASAMENTO, MACIÇOS GRANÍTICOS DA ÁREA DE ESTUDO E ANOMALIA DA PORÇÃO NORDESTE (PROJETO RIO MADEIRA)

Urânio (cps) Ass. gnaiss enderbítico e tonalítico	Tório (cps) Ass. gnaiss enderbítico e tonalítico	Urânio (cps) Ass. gnaiss charnockítico (ortognaiss)	Tório (cps) Ass. gnaiss charnockítico (ortognaiss)	Urânio (cps) Ass. paragnaiss	Tório (cps) Ass. paragnaiss	Urânio (cps) Mac. União	Tório (cps) Mac. União	Urânio (cps) Mac. Oriente Novo e Sta Clara	Tório (cps) Mac. Oriente Novo e Sta Clara
30	9	61	39	73	51	23	33	87	108
29	12	58	36	62	46	23	35	85	103
29	14	55	34	54	40	23	39	78	88
29	12	55	33	47	36	25	42	73	75
30	10	58	34	42	31	27	45	70	67
30	7	61	37	36	26	31	47	69	67
31	5	60	41	31	23	36	50	71	70
32	4	55	43	28	22	40	52	73	77
32	3	50	42	74	45	40	50	74	86
32	2	47	39	65	43	23	29	74	92

Urânio (cps) Mac. Pedra Branca	Tório (cps) Mac. Pedra Branca	Urânio (cps) Mac. Massangana	Tório (cps) Mac. Massangana	Urânio (cps) Mac. São Carlos	Tório (cps) Mac. São Carlos	Urânio (cps) Anomalia NE	Tório (cps) Anomalia NE
55	78	117	94	67	68	90	75
55	73	105	82	67	72	91	76
56	71	95	72	67	77	88	74
58	71	88	66	68	80	83	72
60	70	83	63	67	77	77	70
60	68	82	61	66	73	72	71
56	61	83	60	66	68	67	72
49	50	85	59	66	63	62	73
57	79	87	59	70	67	60	72
57	75	85	58	69	68	61	73

TABELA 17 – DADOS DE URÂNIO E TÓRIO DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE PAYOLLA (NÃO PUBLICADO)

PONTO	URÂNIO (ppm)	TÓRIO (ppm)	LITOLOGIA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA
W-3524/A	5,91	33,28		Maciço Oriente Novo (Fácies Barranco)
	7,71	39,3		
W-3614	5,4	50,5		
W-3632	2,08	7,16		
W-3598	7,11	31,5		
W-3633	8,8	35,7		
W-3610	3,4	48,0		
SCL-1	6,48	62,80		Maciço Santa Clara
JR-5505	7,9	89,5	Biotita granitos porfiróides, matriz média/grossa	
W-4561	5,5	19,5		
WB-7	4,03	35,71	Biotita granito porfiróide, róseo acinzentado	Maciço Oriente Velho
WB-14	4,43	46,61	Biotita granito porfirítico, cinza com matriz fina	
WB-16	5,07	40,97	Biotita granito porfiróide com enclaves	
WB-137	2,13	22,62	Hornblenda-biotita granito porfirítico, matriz média/fina	
A-2080	1,37	35,8		
B-599	4,20	46,18		Maciço Manteiga Sul
WB-23	12,77	74,79	Biotita granito porfirítico, com matriz fina/média	
WB-25	13,26	109,37	Biotita granito porfirítico, com matriz fina/média	
WB-37	6,97	10,7	Álcali-feldspato granito alaskítico, com granulação média	Maciço Primavera
WB-36	0,68	2,60	Hornblenda-quartzo sienito porfiróide, róseo	Maciço União
WB-120	0,73	2,02	Hornblenda-quartzo mangerito, esverdeado	
WB-142	7,10	1,29	Hornblenda-quartzo mangerito deformado, róseo	
WB-143	1,28	5,30	Hornblenda-quartzo mangerito, esverdeado	
WB-175	2,01	9,53	Hornblenda sienogranito porfiróide, róseo	
WB-148	4,73	19,94	Hornblenda-biotita augen gnaiss, granito porfiróide deformado com augens mostrando textura rapakivi, róseo acinzentado	Embasamento
WB-149	3,69	14,75	Granitóide porfiróide não deformado, cinza, com piroxênio e hornblenda	
WB-150	4,20	25,59	Augen gnaiss granítico muito deformado, róseo	
WB-152	1,70	14,86	Gnaiss finamente bandado, augens de feldspato muito estirados, cinza com manchas róseas, com granada e hornblenda	
WB-155	3,13	39,04	Gnaiss finamente bandado, cinza, com augen gnaiss granítico, com granada, róseo, com metabásica	
W-3846	1,20	16,51		
M-1224	2,44	19,39		
WB-140	3,88	18,62	Granada-sillimanita-biotita gnaiss	
WB-29/A	3,25	18,25	Gnaiss granítico fino/medo, bandas quartzo-feldspáticas, róseo, cinza a esverdeado	
M-1056	0,18	0,76		
M-1058	0,16	0,57		
M-1113	0,14	0,81		
WB-09	0,17	0,72	Granada anfíbolito	
MS-6030	3,08	9,22	Hornblenda-biotita ortognaiss granítico, róseo	
S-1574	0,08	0,32		
W-3801	0,25	0,78		
B-626/B	0,74	0,21		
B-590/A	0,23	0,53		

Obs.: Os pontos em negrito não constam no mapa de pontos de controle pré-existent (Figura 40) ou estão fora da área de estudo.

enquanto o tório e a contagem total alta. Essa resposta, provavelmente, pode estar relacionada ao fato do urânio ter sido lixiviado desses sedimentos por processos intempéricos, pois é um elemento bastante móvel, em comparação ao potássio e o tório.

As altas respostas radiométricas de urânio podem ser decorrentes do comportamento geoquímico do magma, da sua associação com as fases voláteis dos metais raros, e/ou estar relacionadas ao urânio insolúvel de alguns minerais ou à sua concentração em argilas.

1d) Produto integrado TM (banda 4) e potássio

As altas concentrações de potássio encontram-se, principalmente, nos maciços graníticos pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e aos *Younger Granites* de Rondônia e, nos sedimentos do Graben do Rio Preto. Tal fato pode estar relacionado à grande quantidade de feldspato potássico nesses litotipos, à pouca idade dos mesmos, comparada às outras unidades da área, e alteração hidrotermal (Tabela 15 e Figura 46).

Além dessas regiões, as anomalias aparecem também nas porções nordeste e sudeste da área de estudo, e outros trechos sem mapeamento ou duvidosos, tais como, região extremo oeste, leste e oeste do Maciço Massangana e sul-sudoeste. Além de regiões localizadas dentro das associações do embasamento, mas sempre em regiões mais elevadas.

Já no Maciço Pedra Branca, a presença de um halo anômalo de potássio nas bordas parece ser reflexo da pequena espessura da cobertura sedimentar, em comparação ao seu centro.

Neste caso, as anomalias encontram-se dispostas segundo as direções NW-SE e WNW-ESE (Apêndice E), e são bastante coincidentes com as obtidas a partir da equação de Gnojek & Prichystal (1985) (Fator F) (Figura 34).

As baixas concentrações deste radioelemento estão relacionadas às associações gnaisses charnockíticos, enderbíticos e tonalíticos, finos e paragnaisses, e Maciço União.

As concentrações intermediárias encontram-se no Maciço Manteiga e porções de outros plutons graníticos.

1e) Produto integrado TM (banda 4) e razão urânio/tório

Neste produto integrado, as áreas anômalas estão, normalmente, relacionadas à Associação gnaisses charnockíticos, maciços Massangana, Ariquemes e União, mina de Bom

Futuro, região com dúvida, localizada a leste de Massangana, em pequenas porções localizadas nas associações gnaisses enderbíticos e tonalíticos, finos e paragnaisses (Tabela 15 e Figura 47).

As baixas concentrações relacionam-se à Suíte Intrusiva Santa Clara, maciços, Pedra Branca, Caritianas e outros pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia e que estão sendo atualmente mapeados, e porções sudeste e nordeste da área (áreas sem mapeamento). As concentrações intermediárias situam-se no Maciço São Carlos e nas associações gnaisses enderbíticos e tonalíticos, finos e paragnaisses.

Os resultados obtidos mostram que, em parte, os maciços graníticos presentes na área possuem um comportamento típico de granito Tipo A, como mencionado no Capítulo 6, onde é descrito uma correlação positiva entre o urânio e o tório, com enriquecimento absoluto dos dois radioelementos, e baixa razão urânio/tório. Desta forma, tal resultado reafirma a característica de granito tipo A para os maciços da área de estudo, como mencionado por Bettencourt *et al.* (1995).

O fato dos maciços Massangana, Ariquemes e União, além de outros correlatos aos *Younger Granites* de Rondônia e situados na porção oeste da área apresentarem-se anômalos, não pode ser explicado, pois esses são considerados também, granitos tipo A. Contudo, tal assinatura radiométrica é compatível, em parte, com os resultados obtidos por Yeates *et al.* (1982) e Ford & O'Reilly (1985). Segundo esses autores, a alta razão U/Th é um indício da presença de depósitos de Sn e W; e no caso da área de estudo, Massangana e Bom Futuro possuem as maiores ocorrências de estanho.

As baixas razões podem também ser reflexo do forte intemperismo que afetou a região.

1f) Produto integrado TM (banda 4) e razão tório/potássio

As anomalias correspondentes a essa razão ocorrem nos maciços Jararaca, Oriente Novo, Caritianas, Pedra Branca, Manteiga Norte e porções do Santa Clara, bem como nos correlacionáveis aos *Younger Granites* de Rondônia, situados no lado oeste da área em estudo, à porção nordeste sem mapeamento e a certas regiões da Associação gnaisses charnockíticos (Tabela 15 e Figura 48).

A anomalia presente na Associação gnaisses charnockíticos, porções oeste da área de estudo, encontra-se delimitada por uma estrutura de caráter rúptil de direção NNE-SSW, que corresponde a uma falha normal, como pode ser verificado na Figura 61, do item 8.3. Os blocos,

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 47 - Produto integrado TM-Landsat-5 e razão urânio/tório, com unidades tectono-estratigráficas.

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 48 - Produto integrado TM-Landsat-5 e razão tório/potássio, com unidades tectono-estratigráficas.

alto e baixo, situam-se à direita e esquerda da falha, respectivamente. Essa estrutura corresponde a uma faixa dúctil reativada, como pode ser verificado no Apêndice G.

As baixas concentrações estão relacionadas ao Maciço Massangana, às regiões duvidosas a leste e oeste de Massangana e sul-sudeste da área de estudo, ao Maciço São Carlos, à Associação gnaisses finos, ao Graben do Rio Preto e às porções das associações gnaisses enderbíticos e tonalíticos, e charnockíticos (Figura 48).

Já as concentrações intermediárias estão relacionadas às associações paragneisses e gnaisses enderbíticos e tonalíticos, e charnockíticos.

De acordo com Yeates *et al.* (1982) e Gunn *et al.* (1998), essa razão é útil na caracterização de áreas alteradas hidrotermalmente, sendo os valores mais baixos indicativos desse processo. Porém, como na área de estudo, as altas respostas ocorrem também em regiões onde há indício de hidrotermalismo, os resultados não puderam ser interpretados.

1g) Produto integrado TM (banda 4) e razão urânio/potássio

Esse produto expressou, praticamente, o mesmo comportamento da razão tório/potássio (Tabela 15 e Figura 49), sendo assim pouco útil.

2) Produtos integrados TM (banda 4) e mapas temáticos

Para a geração desses produtos, foram usadas, na saturação, máscaras com valor 60, e o modelo hexacônico.

Os produtos integrados facilitaram muito a interpretação dos dados de isofrequência de zonas de juntas e morfoestruturas, devido à facilidade em visualizar variações de matizes em relação às isolinhas dos mapas de contornos.

A imagem TM também auxiliou na interpretação, ao ser usada como base, posicionando as variações de matizes dentro da área e ajudando nas correlações com as unidades tectono-estratigráficas, topografia, etc.

Os resultados desses produtos integrados encontram-se descritos no item 8.3.

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 49 - Produto integrado TM-Landsat-5 e razão urânio/potássio, com unidades tectono-estratigráficas.

3) Produto integrado TM (bandas 4, 5 e 3 com realce por decorrelação) e RADARSAT

Nesse produto integrado foi usada uma máscara de valor 50, na saturação, e o modelo cilíndrico. Normalmente, ele é utilizado para caracterizar a atividade antropogênica, detectar o controle geobotânico das unidades litológicas (Paradella 1995; Paradella & Bignelli 1996; Paradella *et al.* 1997, 1998; Dias & Paradella 1997) e realçar estruturas geológicas (Paradella *et al.* 2000b; Madrucci 2000). Contudo, somente a atividade antropogênica pode ser caracterizada, neste caso, devido à ausência de estudos botânicos que pudessem ser correlacionados aos dados litológicos. Além disso, as estruturas geológicas não foram realçadas, pois a imagem de radar utilizada possui azimuth de imageamento de 78°, sendo assim quase paralelo ao ângulo azimuthal solar da imagem TM, que é de 54°. Portanto, as estruturas de direção NE-SW a ENE-WSW não foram tão realçadas, quanto aquelas quase ortogonais à direção de imageamento ou ângulo azimuthal solar.

Neste trabalho, foram efetuados testes com filtros espaciais direcionais na imagem RADARSAT, a fim de simular uma imagem de radar de órbita descendente, com azimuth de imageamento de 280°. No entanto, os resultados foram insatisfatórios, pois o aspecto visual da imagem ficou muito ruim, gerando feições inexistentes.

A única inferência que se pode fazer nesse produto, diz respeito às propriedades físico-químicas dos alvos, obtidas a partir da imagem TM, e à topografia da área, pelas características geométricas do radar. Neste caso, as variações de matizes estão relacionadas aos diferentes tipos de cobertura vegetal e de uso do solo, sendo as escuras pertencentes à imagem do radar (1997), e as verdes à imagem TM (1984) (Figura 50).

4) Produto integrado RADARSAT e dados aerogamaespectrométricos

Neste produto foi usada uma máscara de valor 50, na saturação, e o modelo hexacônico. Como mencionado por Harris (1991), o produto é ótimo para o mapeamento de corpos graníticos, pois o dado gamaespectrométrico fornece indícios sobre a composição das rochas, ácidas, intermediárias, básicas ou ultrabásicas, e o radar, informações relativas à macro e microtopografia da área.

Contudo, devido ao intenso uso e ocupação do solo denunciado pela presença de inúmeras estradas vicinais, relacionadas aos assentamentos do INCRA e conectadas às empresas

Figura 50 - Produto integrado TM (bandas 4, 5 e 3 com realce por decorrelação) e RADARSAT da região de Oriente Novo.

de mineração, a qualidade do produto foi bastante prejudicada. Nos talhões, a maior parte da energia incidente é refletida na direção oposta à da visada do radar, o que acarreta comportamento especular. Assim, a porção retroespalhada é muito pequena e, conseqüentemente, a superfície aparece escura, dificultando a interpretação (Figura 51).

Outro fator que também pode ter causado tal comportamento especular nos talhões e prejudicado a qualidade da imagem RADARSAT é a umidade do solo. Este fator foi levantado ao serem observadas imagens RADARSAT de regiões com a mesma intensidade e extensão de uso do solo, mas sem o problema de comportamento especular (Granito Estrela – Serra dos Carajás, PA) (Cunha *et al.* 2001). Todavia, dados de precipitação da área de estudo, durante o período de aquisição da imagem, não foram levantados, a fim de averiguar essa hipótese.

Desta forma, devido à má qualidade do produto, ele não foi utilizado.

5) Produto DEM e potássio

Aqui, pode-se verificar que as anomalias de potássio encontram-se nas regiões com topografia mais elevada, como na Serra da Massangana (Maciço Massangana), porções dos maciços São Carlos e Caritianas, Suíte Intrusiva Santa Clara, porção sul-sudeste com a Associação gnaisses finos e algumas regiões sem mapeamentos (Figura 52, A).

Neste caso, o potássio, que é um elemento bastante móvel, não ocorre nos vales fluviais, como apresentado por Blum (1999) e Madrucci (2000), mas está relacionado à alta porcentagem de feldspato potássico nos litotipos e/ou regiões mais expostas (com mais afloramentos).

8.3 – Interpretação das Imagens TM-Landsat-5

1) Mapa da rede de drenagem

Neste mapa procurou-se identificar, principalmente, as estruturas radiais correlacionadas aos altos estruturais, que, segundo alguns autores, representam diques anelares e/ou corpos diferenciados (Kloosterman 1967, Waghorn 1974, Almeida Filho 1983), ou estruturas morfogenéticas relacionadas ao mecanismo de intrusão do maciço, do tipo subsidência ou colapso de caldeira, como descrito no Capítulo 5, as quais, com a erosão, determinariam tal conformação nos altos topográficos (Isotta *et al.* 1978, Romanini 1982, Leite Jr. 1992).

Figura 51- Produto integrado RADARSAT e contagem total da região de Oriente Novo.

A - área com anomalia de potássio sem mapeamento

Figura 52 - DEM com potássio da área de estudo.

Essas estruturas foram observadas de forma localizada nos maciços, Massangana, São Carlos, Caritianas, Pedra Branca e nos pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara, bem como em porções do embasamento e áreas sem mapeamento ou duvidosas, mas com anomalias radiométricas de contagem total, conforme o mapa tectônico-estratigráfico ora elaborado (Figura 53).

Desta forma, acredita-se, como Pinho (1987), que a hipótese de Isotta *et al.* (1978), Romanini (1982) e Leite Jr. (1992) seja a mais coerente, pois os plutons ao se alojarem em estruturas distensivas dos tipos, *releasing bends* e *rhombo-chasms*, como proposto aqui (sub-item 8.4.2), provocaram a inversão de baixos em altos estruturais, que condicionaram a sobreposição do padrão de drenagem radial ao anelar, localizadamente.

Verificou-se, também, que a área é composta, predominantemente, por uma drenagem com padrão dendrítico, multidirecional ordenada, com forte controle estrutural segundo a direção WNW-ESE. Sua maior densidade situa-se na porção sudeste. Tal fato indica litologias menos permeáveis, isto é, silto-argilosas, como é o caso dos paragnaisses presentes nesta porção. Além disso, mostra que a região sem mapeamento, mas anômala sob o ponto de vista radiométrico (contagem total; sub-item 8.2.3), pode ser parte integrante da Suíte Intrusiva Santa Clara, porém com uma espessa cobertura sedimentar, pois o Maciço Jararaca, também pertencente à mesma suíte, apresenta as mesmas características. Contudo, devido ao conflito de informações, como anomalia radiométrica indicando tratar-se de um corpo de composição granítica e alta densidade de drenagem, indicando ser um rocha silto-argilosa, somente uma nova campanha de campo poderá solucionar tal dúvida.

2) Mapa de zonas de juntas

O mapa de zonas de juntas (Figura 54) representa as fraturas com altos ângulos de mergulho e espaçamento bem definido (sub-item 7.2.4). A terminologia zonas de juntas é utilizada em fotointerpretação porque durante esta fase nem sempre é possível distinguir se houve ou não movimento ao longo das direções mapeadas. Utilizando-se as observações e medidas efetuadas em nível de afloramento, no entanto, torna-se viável classificar tais estruturas.

Após esses procedimentos, fotointerpretação e verificação de campo, foi possível estabelecer para as regiões citadas na Tabela 18, o significado das estruturas mapeadas.

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; J - Maciço Jararaca; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 53 - Mapa da rede de drenagem da área de estudo, com unidades tectono-estratigráficas.

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; J - Maciço Jararaca; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragnaisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Figura 54 - Mapa de zonas de juntas com unidades tectono-estratigráficas.

TABELA 18 – COMPARAÇÃO ENTRE OS DADOS INTERPRETADOS E OS OBTIDOS EM CAMPO

MACIÇOS	ZONAS DE JUNTAS 1:250. 000		FRATURAS (DADOS COLETADOS NO CAMPO)		DADOS PRÉ- EXISTENTES Capítulo 4
	Dir. Principal	Dir. Secundárias	Dir. Principal	Dir. Secundárias	
São Carlos (1) (Figura 55)	N10-20W	N-S a N20E	N20-30E	N10-20E	N-S, NNE-SSW, N20-30E e N40E
Massangana (Figura 56)	N-S a N10E	N20-30W		N-S a N10E, N60- 70E, N30-40W e N70-80W	N50-70E e N40-50W
Pedra Branca (2) (Figura 56)	N10-20E	N40-50E e N20- 30W			N5-10E, N30-40E, N60-70E, e N50-60W
Ariquemes (1) (Figura 56)	N-S a N10E, N-S a N20W e N70W a E-W	N50-70W	N-S a N10E	N60-70W	
Caritianas (1) (Figura 57)	N-S a N10E, N20-30W e N60-70W	N10-20E, N10- 20W, N30-40W, N70-80W	N20-30E	N50-60E	N-S, N20-40E, N50- 70E, N60W e E-W
Granito Palanqueta (58) (Figura)	(3)	(3)	N-S a N10E e N50-60W	N10-20E, N30- 60E, N-S a N10W, N40-50W e N60- 70W	NE-SW e NW-SE (subverticais)
Mina de Bom Futuro (58) (Figura)	N-S a N10E	N30-40W e N70W a E-W	N-S a N10W e N50-60W	N-S a N10E, N20- 80E, N10-20W e N30-50W	
Oriente Novo (4) (Figura 59)	N20-30W	N-S a N10E, N50- 60E e N80E a E- W	N30-40W	N70E a E-W e N-S a N10W	N30-50E, N50-70E, N10-20W e N30-50W (vertical)
Primavera (4) (Figura 59)				N60E, N10E a N10W e N70-80W	
União (Figura 59)	N30-40W	N-S a N10E		N-S a N10W e N60-70W	

(1) Maciços com estatística de fraturamento.

(2) Não foram coletadas medidas *in situ* devido à inacessibilidade.

(3) Os dados de zonas de juntas do Granito Palanqueta estão junto com os da mina de Bom Futuro, visto os mesmos estarem numa área comum.

(4) Os dados de zonas de juntas desses maciços foram coletados em conjunto, como Suíte Intrusiva Santa Clara.

Número máximo de zonas de
juntas = 21

Número total de zonas de juntas = 218

Número máximo de zonas de
juntas = 599

Número total de zonas de juntas = 2847

Número máximo de fraturas = 394

Número total de fraturas = 709

Figura 55 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas e fraturas do Maciço São Carlos.

Massangana

Número máximo de zonas de
juntas = 30

Número total de zonas de juntas = 300

Pedra Branca

Número máximo de zonas de
juntas = 10

Número total de zonas de juntas = 78

zonas de juntas
Ariquez

Número máximo de zonas de
juntas = 3

Número total de zonas de juntas = 26

dados de campo
Ariquez

Número máximo de fraturas = 52

Número total de fraturas = 120

Figura 56 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas dos maciços Massangana e Pedra Branca, e zonas de juntas e fraturas do Maciço Ariquez.

Zonas de juntas

Número máximo de fraturas = 14
Número total de fraturas = 157

Dados de campo

Número máximo de fraturas = 64
Número total de fraturas = 157

Figura 57 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas e fraturas do Maciço Caritianas.

Número máximo de zonas de
juntas = 12

Número total de zonas de juntas = 105

Figura 58 - Diagrama de rosácea das zonas de juntas da região de Bom Futuro.

Suíte Intrusiva Santa Clara

Número máximo de zonas de
juntas = 165

Número total de zonas de juntas = 1161

União

Número máximo de zonas de
juntas = 19

Número total de zonas de juntas = 152

Figura 59 - Diagramas de rosáceas das zonas de juntas da Suíte Intrusiva Santa Clara e do Maciço União.

Inicialmente quanto aos deslocamentos, constatou-se que as zonas de juntas representam sistemas de fraturas com movimento relativo (falhas) e/ou sem deslocamentos significativos, isto é, mensuráveis (juntas).

A seguir, quanto à origem, observou-se que ocorrem sistemas correlativos ao cisalhamento da terceira fase de movimentação (transtensiva), conjugados ou entrecortados, preenchidos ou não, que mostram deslocamentos relativos mensuráveis, com rejeitos até decimétricos, no máximo, compatíveis com o modelo adotado para esta fase, isto é, σ_1 orientado em torno de N70E. Portanto, verificou-se a ocorrência de falhas sinistrais no quadrante NW, destrais no NE até N70E e fraturas de extensão orientadas em torno dessa última direção. Rampas frontais e oblíquas também foram observadas, com orientações compatíveis com as do modelo adotado. Tais estruturas, no entanto, são pouco freqüentes, pois já no final da terceira fase de movimentação apresentavam uma forte componente vertical, isto é, de gravidade, atestada inclusive pelo preenchimento com material quartzoso e quartzo-feldspático.

Esta situação foi incrementada com as reativações distensivas ocorridas no Mesozóico e Terciário, que provocaram acentuados movimentos normais, atestados em planos (espelhos de falhas com estrias verticais a subverticais e blocos alçados e rebaixados).

Observou-se, também, fraturas de baixo ângulo, não detectáveis nos produtos de sensoriamento remoto utilizados, devido à escala e resolução espacial, que correspondem a estruturas relacionadas ao alívio de carga e/ou anomalias correspondentes a flexuras (altos e baixos estruturais) e brechão. Neste último caso, no entanto, o desenvolvimento da brecha é controlado pelas direções regionais do modelo adotado, como por exemplo na Mina de Bom Futuro, onde está orientada segundo a direção trativa N70E.

Assim, foi possível constatar que as orientações regionais das zonas de juntas são semelhantes e compatíveis com os obtidos em campo e dados pré-existentes. Essas orientações são: +/- E-W, +/- N-S, +/- N30W, +/- N60W, +/- N20E e +/- N60E, e refletem, claramente, que as direções antigas de fraquezas crustais condicionaram/controlaram o desenvolvimento dos sistemas de fraturamentos regionais. Isto é, que as tendências de partição dos maciços rochosos do ponto de vista regional, estão intimamente ligadas às linhas de fraquezas pré-existentes, com anomalias localizadas devido aos sistemas de alívio de carga.

3) Mapa de isofrequência de zonas de juntas

Ao analisar as zonas de juntas, observou-se que a maior frequência ocorre na porção sudeste da área de estudo, onde está a Associação paragneisses, e apresenta eixo de máximo orientado segundo N-S (Figura 60, A).

As outras áreas com alta frequência de zonas de juntas (Figura 60, B), bem como as de baixa frequência (Figura 60, C), encontram-se listadas nas Tabelas 19 e 20, respectivamente.

TABELA 19 – ANOMALIAS DO MAPA DE ISOFREQUÊNCIA DE ZONAS DE JUNTAS

PORÇÕES	EIXOS DE MÁXIMO	CORRELAÇÃO COM MAPA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO
Sudeste	N-S, NE-SW, NW-SE, E-W	Associação paragneisses e região sem mapeamento
Centro-leste	N-S e E-W	Associação paragneisses
Centro-sul	N-S	Maciço Ariquemes e Associação gnaisses charnockíticos
Centro-oeste	NE-SW e NW-SE	Associação gnaisses charnockíticos
Centro-noroeste	NE-SW	Associação gnaisses charnockíticos

TABELA 20 – BAIXAS FREQUÊNCIAS DE ZONAS DE JUNTAS

PORÇÕES	CORRELAÇÃO COM MAPA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO
Central	Associações gnaisses charnockíticos e enderbíticos e tonalíticos, Maciço Pedra Branca, Associação gnaisses finos e Suíte Intrusiva Santa Clara
Noroeste	Associação gnaisses charnockíticos

Como já havia sido indicado no mapa de zonas de juntas, verificou-se que, a orientação dos eixos de isofrequência é controlada pelas linhas de fraquezas crustais com direções, N-S a N15W, N40W a N50W, N60-70E e E-W, que foram de grande importância ao controle do alojamento dos plutons graníticos e da mineralização estanífera da área, e correspondem às fraturas X, E, T e R ou P, respectivamente, do modelo de Riedel (1929), modificado por Harding (1974) e Sadowski (1893).

Os eixos com direções N-S e NE-SW são os mais antigos, em comparação às direções NW-SE e E-W, visto os primeiros serem mais frequentes.

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.

Em branco: A - região com maior frequência de zonas de juntas; B - alta frequência de zonas de juntas; C - baixa frequência de zonas de juntas.

Figura 60 - Produto integrado TM (banda 4) e isofrequência de zonas de juntas, com unidades tectono-estratigráficas.

4) Mapa tectônico-estratigráfico

Neste mapa estão representadas as unidades tectono-estratigráficas regionais definidas pelos seguintes parâmetros: grau de deformação e metamorfismo, idades geocronológicas e estruturas tectônicas dúcteis-rúpteis a rúpteis, relacionadas à última fase de movimentação compressiva da área operativa durante o intervalo de tempo, 1.400 a 970 Ma.

Foram discriminadas seis unidades tectono-estratigráficas: (1) Associação paragneisses, (2) Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos, (3) Associação gnaisses charnockíticos e Maciço União, correlacionado à Suíte Intrusiva Serra da Providência, (4) Associação gnaisses finos, (5) maciços pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e (6) maciços pertencentes aos *Younger Granites* de Rondônia (Apêndice G e Tabela 21), como denominado por Payolla *et al.* (2000).

Foram identificadas três direções principais, WNW-ESE, NW-SE e NNW-SSE, que correspondem às zonas de cisalhamento transcorrentes rúpteis e rúpteis-dúcteis e dúcteis, e rampas frontais e oblíquas com sentidos sinistrais, respectivamente. As rampas possuem vergências de NE para SW. No interior dos plutons graníticos as três direções estão relacionadas, principalmente, com estruturas rúpteis. Ainda identificou-se as direções secundárias, NNE-SSW e NE-SW (Apêndice G).

Essas estruturas são representadas por foliações cataclásticas-miloníticas ou miloníticas de médio a alto ângulo, que compreendem às faixas/bandas bastante deformadas, falhas transcorrentes, falhas inversas, de empurrão e normais. Ao longo das faixas que exibem foliações de alto ângulo, encontram-se também, dobras intrafoliais, assimétricas e disruptas. Feições tais como, com eixos verticais, arrastos, sentido de rotação de pórfiros de feldspato/xenólitos de corpos máficos indicam sentido sinistral, no caso do quadrante NW, e sentido destrai, no quadrante NE. As foliações de baixo a médio ângulo (30° a 60°), com mergulho para NE, são representantes de rampas frontais e oblíquas, com componente sinistral.

Às vezes essas rampas aparecem no campo com vergência oposta ao fluxo, ora mergulhando para um lado, ora para outro. Tal fato ocorre pelo encurvamento das faixas/bandas (*bends*), o que favorece a geração de estruturas transtensivas em algumas porções, denominadas de *releasing bends*. Em níveis crustais superiores, as estruturas transtensivas são correlacionadas aos *rhombo-chasms*.

As falhas transcorrentes são evidenciadas por quebra e deslocamento lateral de unidades, veios de quartzo deslocados, dobras de arrasto, etc.

TABELA 21 – CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

IDADE (Ga) U/Pb	UNIDADES TECTONO- ESTRATIGRÁFICAS	METAMORFISMO	DEFORMAÇÃO
0,99 a 0,97	<i>Younger Granites</i> de Rondônia	Não metamórfico	Rúptil
1,08 a 1,07	Suíte Intrusiva Santa Clara	Não metamórfico	Rúptil e rúptil-dúctil nas bordas
1,43	Associação gnaisses finos	Anfibolito alto a granulito	Dúctil-rúptil
1,57 a 1,52	Associação gnaisses charnockíticos e Maciço União	Anfibolito alto a granulito e sem dados	Dúctil-rúptil a dúctil e dúctil-rúptil
1,73 e 1,75 a 1,73	Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos	Anfibolito alto a granulito	Dúctil-rúptil a dúctil
1,95 (*)	Associação paragneisses	Anfibolito alto a granulito	Dúctil-rúptil a dúctil

(*) Idade de deposição, referíveis a zircão detrítico.

Nas áreas transtensivas, ocorreram condições favoráveis para o alojamento dos maciços pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e aos *Younger Granites* de Rondônia, como será descrito no sub-item 8.4.2.

As direções N-S e NE-SW, geradas no mesmo evento, são representadas por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais. Foliações cataclásticas-miloníticas de alto ângulo, arrastos, dobras intrafoliais, assimétricas e disruptas, com eixos verticais e lineações de estiramento, que constituem conjunto de indicadores cinemáticos.

As estruturas que condicionam o alojamento dos plutons (*rhombo-chasms*) definidas pelas direções WNW-ESE e NE-SW diferem do modelo proposto por Bettencourt & Dall'Agnol (1987), já que esses autores consideram que os *rhombo-chasms* são controlados pelas direções N10W e N50-60W.

As estruturas rúpteis, que ocorrem no interior dos plutons graníticos, são representadas por fraturas preenchidas ou não por quartzo ou material quartzo-feldspático. Em alguns afloramentos visitados, verificou-se que, essas fraturas formam pares conjugados, ou aparecem deslocadas destralmente, como, por exemplo, aquelas com direção NE-SW.

Maiores detalhes, principalmente no que tange aos dados de campo, serão discutidos no sub-item 8.4.3.

5) *Mapa morfoestrutural*

Esse mapa mostra compartimentos tectono-estruturais correlacionáveis, principalmente, à reativação terciária, formados por altos e baixos estruturais que envolveram todo o pacote litoestrutural da área e foram condicionados por movimentos verticais.

Os movimentos verticais ocorreram ao longo das antigas linhas de fraquezas crustais e relacionam-se ao final do Neoproterozóico, início do Paleozóico, com reativações no Mesozóico e Terciário. Durante esses intervalos de tempo, foram gerados o Graben de Pimenta Bueno, os diques de rochas básicas e os *placers* da região, respectivamente.

As linhas de fraquezas crustais possuem direções principais em torno de, N-S, NNW-SSE, NW-SE, NE-SW e WNW-ESE, e são correlacionadas às direções dos eixos de máximo, obtidas a partir da análise do mapa de isofrequência de zonas de juntas.

Os altos estruturais são representados pela matiz magenta (A) e ocorrem em quatro regiões (Figura 61 e Tabela 22).

YGR - *Younger Granites* de Rondônia; A - Maciço Ariquemes; M - Maciço Massangana; BF - Bom Futuro; CA - Maciço Caritianas; SC - Maciço São Carlos; PB - Maciço Pedra Branca; SISC - Suíte Intrusiva Santa Clara; Gf - Associação gnaisses finos; U - Maciço União; Og - Associação gnaisses charnockíticos; Ge - Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos; Pg - Associação paragneisses; ? - região sem mapeamento e/ou duvidosa.
A - altos estruturais; B - baixos estruturais; C - regiões com comportamento intermediário; D - Graben do Rio Preto.

Figura 61 - Produto integrado TM (banda 4) e morfoestruturas, com unidades tectono-estratigráficas.

Os baixos estruturais apresentam matiz azul a roxo (Figura 61, B) e estão localizados em quatro regiões (Tabela 23). Esses são correlacionáveis aos depósitos secundários mineralizados a cassiterita (Figuras 14 e 61).

A maior parte dos paleovales situa-se na porção centro-norte da área, onde há um grande baixo estrutural (Figuras 14 e 61, B). Segundo Payolla *et al.* (1984), nessa região os paleovales chegam a atingir 70 m de profundidade e possuem as maiores concentrações de Sn (Souza *et al.* 1975).

A partir do mapa morfoestrutural, inferiu-se as prováveis áreas-fontes, regionais, desses vales e paleovales, que são correlacionáveis às regiões estruturalmente mais elevadas.

Na região centro-norte, as áreas-fontes podem ser derivadas dos maciços, Santa Bárbara (?), Caritianas, Pedra Branca e São Carlos. Já na porção leste, as prováveis áreas-fontes são os maciços, Oriente Novo, Jararaca, Santa Clara e Primavera, enquanto que, no extremo noroeste, podem ser os plutons graníticos que estão sendo atualmente mapeados sendo, provavelmente, correlatos aos *Younger Granites* de Rondônia.

Análise análoga pode ser feita com relação aos arenitos feldspáticos e conglomerados do Graben do Rio Preto, visto o mesmo estar situado em uma região rebaixada estruturalmente, em comparação ao seu entorno (Figura 61, D). Assim, pode-se dizer que, tais sedimentos são derivados dos maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara.

Além dessas regiões, com altos e baixos estruturais, a área apresenta porções que possuem comportamento intermediário, entre alto e baixo, e são representadas pela matiz verde (Figura 61, C). Essas porções são em número de quatro (Tabela 24) e não possuem significado tão expressivo como os baixos estruturais.

TABELA 22 – CARACTERÍSTICAS DOS ALTOS ESTRUTURAIS

PORÇÕES	TOPOGRAFIA	DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS CONDICIONANTES	CORRELAÇÃO COM O MAPA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO	CONCENTRAÇÃO DE Sn (Souza <i>et al.</i> 1975)
Centro-sul-sudoeste	Alta	N-S, NNW-SSE, NW-SE, WNW-ESE, NNE-SSW e NE-SW	Maciço Massangana, Associação gnaisses charnockíticos e outros maciços pertencentes ao <i>Younger Granites</i> de Rondônia	30 a 150 ppm
Sudeste	Alta	NNW-SSE, NW-SE, WNW-ESE, NNE-SSW e NE-SW	Área sem mapeamento	Não existe
Centro-leste	Alta a intermediária	NW-SE, NNW-SSE	Suíte Intrusiva Santa Clara, associações paragneisses e gnaisses finos	Não existe
Nordeste	Alta	NW-SE	Área sem mapeamento	Não existe

Alto topográfico: 200 a 360 metros

Intermediário: 150 a 200 metros

TABELA 23 – CARACTERÍSTICAS DOS BAIXOS ESTRUTURAIS

PORÇÕES	TOPOGRAFIA	DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS CONDICIONANTES	CORRELAÇÃO COM O MAPA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO	CONCENTRAÇÃO DE Sn (Souza <i>et al.</i> 1975)
Nordeste	Intermediária a baixa	N-S, NW-SE e E-W	Associações paragneisses e gnaisses charnockíticos, e áreas sem mapeamento	Não existe
Centro-norte	Intermediária a baixa	NNW-SSE, NW-SE e E-W	Associação gnaisses charnockíticos, Maciço Caritianas e outros maciços pertencentes aos <i>Younger Granites</i> de Rondônia	700 a 1000 ppm
Noroeste	Intermediária	N-S	Associação gnaisses charnockíticos	< 20 ppm
Leste-sudeste	Intermediária	N-S, NW-SE e WNW-ESE	Associação paragneisses, maciços União e Jararaca	Não existe

Baixo: inferior à 150 metros

TABELA 24 – CARACTERÍSTICAS DAS REGIÕES COM COMPORTAMENTO ESTRUTURAL INTERMEDIÁRIO

PORÇÕES	TOPOGRAFIA	DIREÇÕES DOS LINEAMENTOS CONDICIONANTES	CORRELAÇÃO COM O MAPA TECTONO-ESTRATIGRÁFICO	CONCENTRAÇÃO DE Sn (Souza <i>et al.</i> 1975)
Oeste	Intermediária	N-S, NW-SE, NE-SW e WNW-ESE	Associação gnaisses charnockíticos	< 20 ppm
Centro-norte	Baixo	NNW-SSE, NW-SE e WNW-ESE	Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos	Não existente
Centro-sul	Intermediária	WNW-ESE e NW-SE	Associações gnaisses finos, charnockíticos e enderbíticos e tonalíticos	30 a 150 ppm
Centro-leste	Intermediária a alta	NNW-SSE, NW-SE e ENE-WSW	Suíte Intrusiva Santa Clara	Não existente

8.4 – Evolução Tectono-Estratigráfica da Região e Controle Tectono-Estrutural dos Plutons Graníticos

8.4.1 - Dobras

Embora fugisse do escopo do trabalho uma minuciosa avaliação dos estilos e geometria dos dobramentos ocorridos na área, destacam-se alguns aspectos analisados, com o intuito de contribuir para um melhor discernimento cinemático.

Como durante a história evolutiva da região houve mudanças na direção do esforço principal (*principal stress*), tal fato acarretou na superposição de deformações/dobramentos (Ramsay & Huber 1987b), como também na interferência entre movimentos opostos, por exemplo, destrais e sinistrais, que resultam em redobramentos. Neste caso, quando as deformações são síncronas, em várias direções, e se interceptam, formam dobras complexas, “diferentes, geometricamente, daquelas derivadas de superposições sucessivas” (Ramsay & Huber 1987b), que neste caso, estão relacionadas aos movimentos das três fases.

Para avaliar tais fatos, procurou-se discernir as dobras de cisalhamento (*shear folds*) e seu posicionamento, interno ou externo às zonas. Os seguintes critérios foram utilizados:

- 1) Distinguir as dobras St (fonte) cujas origens estão relacionadas aos movimentos que dão origem ao cisalhamento, em relação àquelas pré-existentes e redobradas e/ou transpostas e

estiradas pelos referidos movimentos. Quando internas às zonas de cisalhamento, analisou-se as características de assimetria, rompimento e atitude de eixos e planos axiais. Estes podem ser desde verticais nas rampas laterais, até subhorizontais nas rampas frontais. Quando externas, são produzidas pelo arrasto dúctil das foliações miloníticas;

- 2) Tais feições associadas aos deslocamentos de unidades, rotação e/ou orientação de pórfiros e arrastos dúcteis, em nível regional observados nos produtos de sensoriamento remoto, constituem-se em excelentes indicadores cinemáticos para definir o sentido dos movimentos.

As Figuras 62, 63 e 64 são exemplos esquemáticos das dobras St (fonte) observadas na área estudada. Tais esquemas foram elaborados a partir de observações e medidas em afloramentos. Algumas Fotos 2, 3, 4, 7, 9, 13, 14 e 17, do sub-item 8.4.2, mostram situações observadas no campo, correlatas aos esquemas das figuras citadas.

8.4.2 – Fases de Movimentação

A compreensão da evolução do controle tectônico-estrutural dos plutons graníticos mineralizados a estanho e metais raros, e de seu embasamento na área estudada, só foi possível quando analisada e confrontada com dados regionais. Isto porque a área em questão, constitui uma anomalia onde estão registrados, essencialmente, os efeitos da última fase de movimentação. Tais considerações foram efetuadas a partir de interpretações em imagens orbitais e trabalhos de campo, em uma área que recobre desde as suítes mais antigas da região (Complexo Jamari) até as mais jovens (*Younger Granites* de Rondônia), como mostra a Figura 8.

A área em azul, da Figura 8, faz parte do Projeto Rondônia (Capítulo 1).

Os resultados obtidos até então, pela equipe do Projeto, encontram-se em diversas publicações, como, Veneziani *et al.* (1996, 1998) e Okida *et al.* (1999, 2000).

Nestes trabalhos, verificou-se a existência de zonas de cisalhamento principais e secundárias, orientadas em torno de, N70W, N60E, N30W, N30E, E-W, N-S e N50W, com sentidos ora destrais, ora sinistrais, que foram correlacionadas a duas fases compressivas e de cunho progressivo. No entanto, os movimentos não haviam sido discriminados e posicionados no tempo de forma clara, em face da inexistência de dados mais conclusivos. As principais características reconhecidas nesses trabalhos foram as seguintes:

- 1) Fase 1: apresenta vergência de N para S, com σ_1 em torno de NNE-SSW. Nesta fase as principais direções distensivas estão em torno de NNE-SSW, enquanto as principais direções compressivas em torno de WNW-ESE. As direções secundárias são sintéticas em relação à

Legenda:

Zona de cisalhamento principal

Zona de cisalhamento secundária

Foliação

Figura 62 - Representação esquemática de dobramentos e figuras de interferência gerados pelos movimentos ao longo de zonas de cisalhamentos transcorrentes.

Zonas de cisalhamento

Dobras e figuras de interferências geradas

Legenda:

Zona de cisalhamento principal

Zona de cisalhamento secundária

Foliação

Falha normal

Empurrão

Figura 63 - Exemplos de dobras de cisalhamento e figuras de interferência encontradas na área.

Legenda:

Zona de cisalhamento principal

Zona de cisalhamento secundária

Foliação

Falha normal

Empurrão

Zona distensiva

Zona compressiva

Figura 64 - Exemplos de dobras de cisalhamento e figuras de interferência encontradas na área.

zona de cisalhamento principal, quando situadas no quadrante NW, e antitéticas quando no quadrante NE. Essa fase foi caracterizada como sincrônica ao alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência;

- 2) Fase 2: é caracterizada pela migração de vergência de NE para SW, sendo σ_1 em torno de N60-70E. Nesta fase as principais direções distensivas estão em torno de N60-70E, enquanto as direções compressivas, segundo a direção N70W, paralelas à Y ou D, e a direção N30-40W, paralelas às rampas frontais. Ocorreu movimentação ao longo da direção WNW-ESE, com sentido sinistral, e inversão dos sentidos dos movimentos, com relação à Fase 1, nos quadrantes NW e NE. Esta fase é caracterizada como sincrônica ao alojamento das Suítes Intrusivas Teotônio, Santo Antônio, Alto Candeias e São Lourenço-Caripunas, bem como pela deformação da Suíte Intrusiva Serra da Providência.

Ao final da Fase 2, com a ocorrência de movimentos que geraram estruturas exclusivamente rúpteis, ocorreram os alojamentos dos granitos da Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia.

A partir da análise de macroescala, efetuada nas duas etapas de campo, mais os dados geocronológicos pré-existentes, que possibilitaram um melhor posicionamento das unidades tectono-estratigráficas, como consta na Tabela 21, pode-se verificar que a região foi alvo de não somente duas, mas de três fases transpressivas-transtensivas, que proporcionaram condições favoráveis para o alojamento dos maciços graníticos. Neste caso, a primeira fase é pré-Fase 1, anteriormente interpretada, enquanto a segunda e terceira fases correspondem às antigas Fases 1 e 2 (Veneziani *et al.* no prelo).

De um modo geral, pode-se dizer que na região delimitada em azul na Figura 8, ocorreu um movimento com vergência de NE para SW, posicionado como anterior a 1,6 Ga e correlacionável à Orogenia Rio Negro-Juruena. A seguir, a vergência passou a ser de N para S, situado entre 1,6 e 1,5 Ga, que corresponde, em parte, à Orogenia Rondoniana–San Ignacio (1,5 a 1,3 Ga) e, finalmente, um movimento com vergência de NE para SW, com posicionamento cronológico entre 1,4 e 0,99 Ga, parcialmente relacionado à Orogenia Sunsás, que é correlata à Orogenia Grenville, como mencionado no Capítulo 4, item 4.1.

Tais fenômenos estão registrados nas rochas que compõem o arcabouço geológico da região, de diversas formas e, principalmente, através de indicadores cinemáticos, que são parcialmente observados nos produtos de sensoriamento remoto, e claramente identificados em nível de afloramento. No primeiro caso, estruturas de arrasto dúctil, além de deslocamentos laterais de unidades geológicas, são prontamente reconhecidos, bem como a existência de zonas

de cisalhamento de alto e médio ângulo, orientadas segundo a mesma direção, com idêntica localização geográfica. Este fato, sem dúvida, indica fases de movimentação distintas, isto é, mudanças no posicionamento do σ_1 regional. Em nível de afloramento, os indicadores cinemáticos, tais como, dobras intrafoliais, assimétricas e disruptas, inclusive de material básico e quartzo-feldspático, com eixos verticais, além de arrastos, rotação de pórfiros de feldspato/xenólitos de corpos máficos, confirmam as mudanças de vergência.

Os exemplos de tais indicadores cinemáticos serão mostrados a seguir, quando serão discutidas, em detalhes, as três fases de movimentação.

A estratégia utilizada para o reconhecimento das características cinemáticas da região em apreço, baseou-se na escolha de pontos-chaves que foram definidos em função dos seguintes parâmetros:

- 1) Reconhecimento das feições indicativas de movimentos nos produtos de sensoriamento remoto, como demonstrado nas Figuras 25, 26 e 27;
- 2) Identificação da localização geográfica destas feições, para correlacioná-las com as unidades geológicas. Para tal, considerou-se como base os mapas de Scandolara (1997) (Figura 8), de Payolla *et al.* (2000) (Figura 9) e Payolla (no prelo), objetivando o discernimento cronológico destas unidades;
- 3) Realização dos perfis de campo, baseados em áreas pré-selecionadas pelos fatores dos itens 1 e 2;
- 4) Comparação dos dados de megaescala (interpretações) aferidos pelos de macroescala (campo), com os modelos teórico-empíricos descritos nos Capítulos 5 e 7.

Durante as fases de movimentação, ocorreram deformações progressivas não-coaxiais, que foram caracterizadas a partir da reinterpretação das imagens de sensoriamento remoto, dados geocronológicos e pontos-chaves de campo, como anteriormente mencionado.

As Figuras 65, 66 e 67 são representações esquemáticas dos movimentos tectônicos ocorridos ao longo das principais direções de fraquezas crustais, no decorrer das três fases identificadas, respectivamente. Foram obtidas a partir da interpretação dos produtos de sensoriamento remoto (Projeto Rondônia) e baseadas nos quatro parâmetros anteriormente discutidos para a escolha dos pontos-chaves. Englobam uma área que corresponde a seis folhas à escala 1:250.000 e abrangem as principais unidades tectono-estratigráficas do Estado de Rondônia, como pode ser observado na Figura 8.

Os lineamentos correspondem às principais zonas de cisalhamento regionais.

Cada esquema apresenta os modelos teórico-empíricos, cujos indícios puderam ser reconhecidos em nível de afloramento.

A seguir, serão descritas as três fases de movimentação identificadas e suas implicações no que tange os controles tectono-estruturais dos maciços graníticos e mineralizações estaníferas:

1) Fase 1: nesta fase, a orientação de σ_1 foi em torno de N50-60E, com vergência de NE para SW, que resultou em zonas de cisalhamento transcorrente sinistrais, com direção principal, Y ou D, orientada segundo N85W. Tais zonas foram responsáveis pela geração dos *fabrics* miloníticos (dúctil) dos complexos, Jamari, Gnáissico-Migmatítico Jarú e Santa Luzia. Contudo, ainda não se tem indícios mais esclarecedores de seu posicionamento cronológico, mas seguramente esta fase encerrou antes de 1,6 Ga, que representa a idade da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Tal fato foi levantado, porque esta Suíte não contém estruturas/deformações geradas desta fase. Nesta fase, nota-se, claramente, a existência de dois corredores principais de estruturas orientadas em torno de N50-60E (Figura 65), que representam a direção de tração T na época, e cujo posicionamento é bastante semelhante à T da terceira fase, o que dificulta sua discriminação em nível de afloramento. No entanto, é inegável que, já, nesta fase, a área de estudo comportava-se como um “corredor distensivo”. De um modo geral, é possível considerar o seguinte relacionamento entre movimentos e orientações das zonas de cisalhamento: em torno de WNW-ESE (Y ou D), sinistrais; ENE-WSW (R), sinistrais; N70W (P), sinistrais; NW-SE, rampas frontais; N-S (X), destrais; e N30E (R1), destrais. O caráter sigmoidal impresso a tais zonas, implica na ocorrência de rampas oblíquas.

As principais estruturas/indicadores cinemáticos da primeira fase observados nos afloramentos são os seguintes: (1) associados ao *trend* estrutural +/- E-W, ocorrem faixas milonitizadas desde centimétricas a decimétricas, indicativas de níveis crustais profundos, dúcteis. Indicadores cinemáticos como, verticalização e arrasto de foliações pré-existentes, rotação de megacristais de feldspato potássico, assimetria de dobras intrafoliais com eixos e planos axiais verticais a subverticais, lineações minerais e de estiramento horizontais a subhorizontais, indicam que o sentido do movimento ao longo das zonas de cisalhamento +/- E-W foi sinistral; (2) as demais direções, já que E-W é análoga a Y ou D, são sintéticas no quadrante NW e antitéticas no quadrante NE. Porém, rampas frontais esperadas ao longo de +/- N45W, não foram observadas, provavelmente pela intensa verticalização das estruturas que caracterizam cinturões (?) e zonas de cisalhamento transcorrentes; (3) as estruturas desta fase são encontradas somente nas rochas formadas anteriormente a 1,6 Ga, de forma restrita, isto é, em

1 - embasamento (rochas com 1,75 a 1,63 Ga); 2 - zonas de cisalhamento dúcteis sinistrais; 3 - zonas de cisalhamento dúcteis destrais; 4 - empurrões; 5 - falhas normais; 6 - localização aproximada dos afloramentos selecionados, com número das fotos; 7 - modelo teórico-empírico de zona de cisalhamento dúctil sinistral (modificado de Biddle & Christie-Blick 1985a); 8 - modelo teórico-empírico de *restraining bend* (modificado de Biddle & Christie-Blick 1985a).

Figura 65 - Representação esquemática da primeira fase de movimentação ao longo das principais linhas de fraquezas crustais regionais: +/- E-W, +/- N70W, +/- N45W, +/- N-S, +/- N20E, +/- N45E e +/- N70E.

núcleos preservados em relação às deformações das fases posteriores, que promoveram intensas transposição e superposição; (4) a intensidade de deformação e a exclusividade de existência de estruturas dúcteis, refletem um caráter compressivo/transpressivo; (5) as características evolutivas indicam deformação progressiva não-coaxial dúctil e; (6) a orientação das zonas de cisalhamento corroboram uma vergência de NE, ENE para SW, WSW durante a orogenia que afetou a província Rio Negro-Juruena.

As Fotos 2, 3, 4, 5 e 6 representam alguns exemplos selecionados das evidências/indicadores cinemáticos dos sentidos dos movimentos desta fase, ao longo das principais linhas de fraquezas crustais;

- 2) Fase 2: nesta fase, a orientação de σ_1 foi em torno de NNW-SSE, com vergência de NNW para SSE, que reativou as direções pré-existentes (Fase 1), invertendo seus movimentos, mas conservando as orientações principais, de forma que as zonas de cisalhamento principais, Y ou D, assumiram as direções em torno de N45W, com sentido destral. Esta fase foi responsável por deformações de natureza dúctil-rúptil, pela superposição e transposição de estruturas geradas na fase anterior, encontradas nas rochas cronologicamente mais antigas, pré-Suíte Intrusiva Alto Candeias/Santo Antônio. Cronologicamente, portanto, esta fase ocorreu no intervalo de 1,6 a 1,5 Ga. Além de seus registros, tanto nos produtos de sensoriamento remoto, como em campo, serem mais evidentes do que aqueles da primeira fase, mostram-se com peculiar importância para a compreensão do alojamento de corpos graníticos, especificamente no caso da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Observa-se na Figura 66, “corredores” distensivos definidos por estruturas orientadas em torno de NNW-SSE, concentrados na região central para norte. Ao comparar esta figura com os mapas de Scandolara (1997) e Payolla *et al.* (2000), Figuras 8 e 9, respectivamente, distingue-se claramente que tais corredores controlaram, preferencialmente, o embaciamento e posterior deposição das rochas que deram origem ao Grupo Beneficiente, bem como o alojamento dos granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência. Observa-se também, que as estruturas transtrativas desta fase, são bastante marcantes na área, onde ocorrem os corpos graníticos estudados, mostrando que este fato, “tendências distensivas”, são persistentes no tempo e espaço. De um modo geral, é possível considerar o seguinte relacionamento entre os movimentos e orientações das zonas de cisalhamento durante esta fase: em torno de N45W (Y ou D), destrais; E-W, rampas frontais; WNW-ESE, rampas oblíquas destrais; N70W (R), destrais; N40-50E (R1), sinistrais; e N20E (X), sinistrais. Como na primeira fase, o caráter

Foto 2 - Região de Monte Negro. Localização aproximada: $63^{\circ}13' \text{ W}$ e $10^{\circ}05' \text{ S}$. Ponto 57 de julho de 1996.

Afloramento de rocha gnáissica-granítica com foliação Sc bastante proeminente (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú (Scandolara 1997). A idade é superior a 1,5 Ga (Mesoproterozóico). O detalhe na foto exibe a transposição da foliação Sc e dobras (St). O cisalhamento dúctil ao longo da direção N80W/vertical (Y ou D) foi o responsável pelo dobramento e transposição da foliação. Os indicadores cinemáticos são representados pelo arrasto dúctil e pelas dobras com eixos e planos axiais verticalizados que mostram claramente o sentido sinistral para o movimento. Primeira fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

Foto 3 - Região de Jarú. Localização aproximada: $62^{\circ}30' \text{ W}$ e $10^{\circ}24' \text{ S}$. Ponto 26 de julho de 2000.

Afloramento de rocha gnáissica-granítica exibindo intensa transposição e estiramento (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jarú) (Scandolara 1997), com idade superior a 1,5 Ga (Mesoproterozóico). Os dobramentos estão superpostos devido à deformação progressiva e são exibidos pelas bandas quartzo-feldspáticas (tonalidades claras). Duas direções mais proeminentes de cisalhamento dúctil encontram-se orientadas segundo N70W/35SW (R, lápis) e N60E/vertical (P, tampa da caneta). Os indicadores cinemáticos são: inflexão para N60W (arrasto dúctil) da foliação orientada segundo N70W/35SW e feições similares de arrasto dúctil, ao longo da direção N60E/vertical, que mostram movimentos com sentidos sinistrais e destrais, respectivamente. As dobras exibidas pelo material quartzo-feldspático (St) exibem eixos e planos axiais verticalizados. Primeira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho/2000).

Foto 4 - Região de Ariquemes. Localização aproximada: $63^{\circ}00' \text{ W}$ e $9^{\circ}55' \text{ S}$. Ponto 75 de julho de 1996.

Augen gnaiss milonítico. Rocha do embasamento (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru) (Scandolaro 1997), Associação Gnaiss Enderbítico-Tonalítico de Payolla *et al.* (2000), com idade superior a 1,5 Ga. Zona de cisalhamento dúctil, milonítica, com direção N10W/vertical. Os indicadores cinemáticos são: dobras de arrasto da foliação Sc, com direção N40-50E/vertical (R1), indicando sentido sinistral. Lineação de estiramento mineral 360° /subhorizontal. Primeira fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

Foto 5 - Região de Santa Luzia D'Oeste. Localização aproximada: $61^{\circ}46' \text{ W}$ e $11^{\circ}53' \text{ S}$. Ponto 12 de julho de 1996.

Afloramento de granitóide com granulação grossa. Rocha do embasamento (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru) (Scandolaro 1997), com idade superior a 1,5 Ga. As feições sigmoidais orientam-se segundo a direção N40-50W/40NE e constituem-se de material granítico limitado por planos de foliação onde ocorre enriquecimento de biotita. Estes sigmoides são os indicadores cinemáticos gerados durante o movimento de empurrão (rampas frontais) com vergência de NE para SW. A orientação de pórfiros de feldspato, principalmente ao longo dos planos de empurrão, define uma lineação mineral com direção N30E/40. Primeira fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

Foto 6 - Região de Santa Luzia D'Oeste. Localização aproximada: $61^{\circ}46' \text{ W}$ e $11^{\circ}53' \text{ S}$. Ponto 11 de julho de 1996.

Afloramento de granitóide cisalhado com planos ricos de biotita que definem uma foliação penetrativa (milonítica). Trata-se da mesma rocha da Foto 5, com idade superior a 1,5 Ga. Na região também ocorrem quartzitos e quartzo-xistos tectonicamente intercalados com os granitóides. A orientação da foliação é N40W/25NE, paralela à rampa frontal. Lineação mineral com atitude N50E/20. Primeira fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

1 e 2- Suite Intrusiva Serra da Providência (1,60 a 1,52 Ga); 3 e 4 - Grupo Beneficiente (1,69 Ga) e rochas do embasamento (1,75 a 1,63 Ga); 5 - Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis sinistrais; 6 - Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis dextrais; 7 - Empurrões dúcteis-rúpteis; 8 - Falhas normais; 9 - Localização aproximada dos a floramentos selecionados, com números das fotos; 10, 11, 12 e 13 - Modelos teórico-empíricos (modificados de Biddle & Christie-Blick 1985a) de zonas de cisalhamento dúcteis dextrais, *releasing bend* dúcteis-rúpteis, *restraining bend* dúcteis-rúpteis, zonas de cisalhamento rúpteis dextrais, respectivamente.

Figura 66 - Representação esquemática da segunda fase de movimentação ao longo das principais linhas de fraquezas crustais regionais: +/- E-W, +/- N70W, +/- N45W, +/- N-S, +/- N20E, +/- N45E e +/- N70E.

sigmoidal das estruturas implica na existência de rampas oblíquas, obviamente com movimentos compatíveis aos mencionados para a Fase 2.

Em termos evolutivos ressaltam-se os seguintes aspectos: (1) com a mudança da vergência de NE → SW para NNW → SSE, os movimentos ao longo das principais direções das zonas de cisalhamento pré-existentes mudaram de acordo com os esquemas da Figura 66; (2) tais mudanças acarretaram a formação de estruturas dos tipos *releasing bends*, em níveis mais dúcteis, principalmente, e *rhombo-chasms*, em níveis rúpteis, em regiões transtensivas (Figura 31), inseridas no contexto regional; (3) por outro lado, em regiões transpressivas, predominaram as rampas frontais e o cisalhamento direcional (Figura 66, região central para o sul); (4) nos locais onde se desenvolveram as estruturas trativas, ocorreu o embaciamento, sedimentação e metamorfismo de baixo grau das rochas do Grupo Beneficiente e, posteriormente, a intrusão da Suíte Intrusiva Serra da Providência; (5) os movimentos continuaram, pois tanto as rochas que compõem o embasamento, quanto as do Grupo Beneficiente e granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência apresentam estruturas de natureza dúctil a dúctil-rúptil, compatíveis com os modelos para esta fase.

Em relação às estruturas da segunda fase de movimentação, as seguintes feições foram observadas em nível de afloramento: (1) novos *trends* estruturais foram formados/orientados segundo +/- E-W, com natureza dúctil a rúptil, porém com caráter de zonas de cisalhamento de baixo (30°) a médio ângulo (50°), correspondentes aos empurrões e falhas inversas, com vergência de NNW para SSE. Estas feições são observadas, principalmente, na região sul da área em estudo, porém sua ocorrência é restrita devido à verticalização intensa, promovida pelo cisalhamento transcorrente ao longo de faixas com direções, +/- N20E, +/- N45E, +/- N45W e WNW-ESE, transposição/superposição pelas estruturas da terceira fase. Indicadores cinemáticos foram observados sob as formas de, superposição de estratos mais antigos/deformados em relação aos mais jovens/menos deformados, dobramentos assimétricos isoclinais, com eixos e planos axiais subhorizontais, sistematicamente mergulhando para N e NNE (vergência para S e SSW) e *offsets* dúcteis de estruturas mensuráveis que indicam claramente o sentido do movimento. Observou-se também, que quando estes *trends* tendem para WNW-ESE, passam a apresentar uma forte componente oblíqua dextral; (2) os melhores indicadores cinemáticos desta fase, concentram-se na região central e nor-nordeste da região em estudo. Nestas áreas, concentram-se *trends* estruturais orientados segundo, +/- N20E, +/- N45E e, subordinadamente, +/- N70E, representantes de faixas miloníticas/cataclásticas com espessuras centrimétricas a decimétricas e grande extensão, onde as foliações encontram-se

verticalizadas e deslocam outros *trends* pré-existentes. Rotações de megacristais de feldspato potássico, assimetria de dobras intrafoliais, com eixos e planos axiais verticais, *offsets* de estruturas mensuráveis e lineações minerais e de estiramento horizontais a subhorizontais, indicam movimento sinistral para estas zonas de cisalhamento. As interferências dos dobramentos das foliações Sc/St (Tobisch & Paterson 1988), principalmente nas zonas de confluência das zonas de cisalhamento desta fase e da primeira, deram origem a redobramentos bastante complexos devido à superposição de movimentos ora destrais, ora sinistrais. Observou-se também, que elas deslocam e/ou arrastam as estruturas mais antigas (primeira fase), mas não as da terceira fase; (3) ocorrem também estruturas frágeis, isto é, falhamentos transcorrentes que rompem e deslocam unidades litológicas e veios de quartzo; (4) as características evolutivas indicam deformação progressiva não-coaxial dúctil a rúptil-dúctil; (5) os movimentos observados ao longo das linhas de fraquezas crustais reativadas, corroboram um fluxo de massa rochosa (vergência) de N e NNW para S e SSE, que é marcado no tempo através do controle do alojamento inicial dos maciços graníticos datados de 1.606 a 1.532 Ma; (6) tal controle deve-se a movimentos transtensivos, localizados, essencialmente, nas regiões E e N da região de estudo, que proporcionaram a formação de estruturas do tipo *releasing bends*, em níveis crustais rúpteis-dúcteis, e *rhombo-chasms*, em níveis rúpteis. Tal mecanismo é responsável pelo alojamento da Suíte Intrusiva Serra da Providência, que mostra deformações dúcteis-rúpteis desta fase e rúpteis-dúcteis da terceira fase de movimentação.

As Fotos 7, 8, 9, 10, 11 e 12 representam alguns exemplos selecionados das evidências/indicadores cinemáticos dos sentidos dos movimentos desta fase ao longo das principais linhas de fraquezas crustais. Observar a reativação e conseqüente inversão dos sentidos dos movimentos ao longo das principais linhas de fraquezas crustais em relação à primeira fase;

- 3) Fase 3: esta fase é a que predomina na área de estudo e está intimamente relacionada com o alojamento dos granitos estaníferos. A orientação de σ_1 assumiu a direção em torno de ENE-WSW, praticamente a mesma da primeira fase. Neste caso, a vergência passou a ser de ENE para WSW. Assim, novamente as antigas direções de fraquezas crustais foram reativadas, sendo a natureza das deformações predominantemente rúptil, embora em níveis crustais mais profundos encontram-se estruturas de caráter rúptil-dúctil. As zonas de cisalhamento principais, Y ou D, assumiram orientações em torno de N70W, com movimentação sinistral. Evidências de transposição de estruturas geradas nas fases anteriores não foram claramente observadas. Isto se deve a dois fatores. O primeiro é porque as vergências das Fases 1 e 3,

Foto 7 - Região de Monte Negro. Localização aproximada: $63^{\circ}13' \text{ W}$ e $10^{\circ}08' \text{ S}$. Ponto 56 de julho de 1996. Afloramento de gnaiss charnockítico milonitizado mostrando intensa transposição. Rocha do embasamento (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru) (Scandolara 1997) com idade superior a 1,5 Ga. Banda de cisalhamento dúctil do tipo C, com direção N60E/vertical (R1), cortando a foliação milonítica com direção N80W/25NE (caneta). Os indicadores cinemáticos são dobras de arrasto da foliação Sc (caneta) devido ao movimento sinistral segundo a direção N60E/vertical. A direção da estrutura orientada segundo N80W/25NE (Sc) é correlacionável ao empurrão (rampa frontal) com vergência de NNW para SSE. Segunda fase de movimentação. Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

Foto 8 - Região de Jaru. Localização aproximada: $62^{\circ}30' \text{ W}$ e $10^{\circ}24' \text{ S}$. Ponto 26 de julho de 2000. Afloramento de rocha granítica sin-tectônica (GR) intrusiva em rocha metabásica (anfibolito, AM). A idade do granito é de aproximadamente 1,4 Ga e é correlacionável à Suíte Intrusiva Serra da Providência, enquanto a metabásica tem aproximadamente 1,7 Ga e é correlacionável ao Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (Scandolara 1997). Foliação cataclástica-milonítica (nesta foto não é bem evidente) com direção N80W/55NE (correlacionável, neste caso, a P) cortando a direção N60W/vertical (R) (rocha anfibolítica). Os indicadores cinemáticos são: fratura e flexura do anfibolito mostrando movimento com sentido destal, ao longo da direção N80W/55NE. Segunda fase de movimentação. Fonte: Okida & Veneziani (julho/2000).

Foto 9 - Região de Ariquemes. Localização aproximada: $62^{\circ}55' \text{ W}$ e $9^{\circ}54' \text{ S}$. Ponto 16 de fevereiro de 2000. Afloramento de augen gnaiss fortemente estirado (AGN) e relicto de anfibolito (AM) remanescente de intensa transposição. Rocha do embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (Scandolara 1997), Associação Enderbítica Tonalítica, com idade superior a 1,5 Ga. As dobras com eixos e planos axiais subverticais são estruturas pré-existentes e a foliação de transposição Sc é superposta a essas dobras. Sc tem direção N50E/vertical (Y ou D). Os indicadores cinemáticos são: dobras de arrasto da foliação pré-existente do anfibolito, mostrando movimento com sentido destal, segundo a direção N50E/subvertical (setas menores), ligado à primeira fase de movimentação. Os arrastos de Sc, segundo a direção N50E/subvertical, e a rotação de porfiroclastos de feldspato (canto inferior direito) indicam um movimento posterior com sentido sinistral, segundo a mesma direção (ver setas maiores) devido à segunda fase de movimentação. As dobras de arrasto no anfibolito correspondem a St relacionada a primeira fase. Observa-se que com a movimentação da segunda fase, o corpo anfibolítico dobrado apresenta evidências de transposição. Fonte: Okida & Veneziani (fevereiro/2000).

Foto 10 - Região de Monte Negro. Localização aproximada: $63^{\circ}13' \text{ W}$ e $10^{\circ}08' \text{ S}$. Ponto 56 de julho de 1996.

O mesmo afloramento da Foto 7. Observar a banda de cisalhamento de natureza dúctil, orientada segundo $\text{N}20\text{-}30\text{W}$ /vertical (Y ou D). O arrasto dúctil da foliação Sc , orientada segundo $\text{N}80\text{W}/25\text{NE}$, constitui o indicador cinemático que atesta movimento com sentido destal, ao longo da referida banda (segunda fase). A foliação Sc de baixo ângulo orienta-se segundo a direção de empurrão/rampa frontal da segunda fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho/1996).

Foto 11 - Região de Jarú. Localização aproximada: $62^{\circ}30' \text{ W}$ e $10^{\circ}24' \text{ S}$. Ponto 26 de julho de 2000.

O mesmo afloramento da Foto 8. Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis com direção $\text{N}20\text{E}$ /vertical (X) e $\text{N}80\text{W}/55\text{NE}$ (P). Essas estruturas correspondem à foliações cataclásticas-miloníticas e falhas transcorrentes. Os indicadores cinemáticos são: dobras de arrasto e deslocamento (ver canto superior esquerdo) do anfibolito (AM), ao longo da direção $\text{N}20\text{E}$ /vertical, com sentido sinistral. A coexistência de estruturas dúcteis e rúpteis, neste caso, indica o desenvolvimento de deformação progressiva. Segunda fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (fevereiro de 2000).

Foto 12 - Região de Ouro Preto D'Oeste. Localização aproximada: $62^{\circ}16' \text{ W}$ e $10^{\circ}43' \text{ S}$. Ponto 50 de fevereiro de 2000.

Afloramento de charnockito porfiróide da Suíte intrusiva Serra da Providência (Scandolara 1997), com idade de 1,5 Ga. Falha transcorrente com direção $\text{N}60\text{E}$ /sub-vertical. O veio quartzo-feldspático está orientado segundo $\text{N}20\text{E}$ /vertical. Os indicadores cinemáticos são, o veio rompido e deslocado indicando sentido sinistral. Segunda fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (fevereiro de 2000).

como já mencionado, foram praticamente as mesmas. O segundo é devido ao caráter predominantemente rúptil a rúptil-dúctil da terceira fase, que gerou deslocamento das estruturas prévias, principalmente, as da segunda fase, e/ou redobrou-as. Tais aspectos são prontamente identificáveis em nível de afloramento, pois, normalmente, é possível reconhecer as deformações da segunda fase coexistindo com as da terceira. A heterogeneidade desta fase pode ser bem observada em campo. Em rochas formadas em níveis crustais mais profundos, desde a Associação paragnaisses até o Maciço União (Tabela 21), foram identificados os seguintes aspectos: (1) existência de material de composição granítica a pegmatítica incluso e deformado ao longo de direções concordantes com as das foliações geradas no decorrer do desenvolvimento das zonas de cisalhamento compatíveis com os movimentos desta fase. Tal fato atesta o caráter rúptil-dúctil e a progressividade da movimentação; (2) orientação de minerais inequidimensionais como, biotita, megacristais de feldspato potássico e anfibólios e, achatamento e estiramento progressivo de minerais equidimensionais como quartzo, gerando lineações de estiramento mineral desde horizontais até de alto ângulo e oblíquas; (3) em rochas dos níveis crustais superiores, como os granitos anorogênicos (Tabela 21), verificou-se a existência de estruturas exclusivamente rúpteis ao longo das quais ocorreram deslocamentos compatíveis aos movimentos desta fase. A soma de tais fatos, aliados aos dados geocronológicos, permitiram posicionar, cronologicamente, a terceira fase, no intervalo de 1,4 a 0,99 Ga. De um modo geral, é possível estabelecer o seguinte relacionamento entre as orientações das estruturas e os movimentos desta fase (Figura 67): em torno de N70W (Y ou D), sinistrais; E-W (R), sinistrais; N30E (R1), destrais; N-S (X), destrais; N80E (P), sinistrais; N50W, rampas frontais e N70E (T). Nos esquemas mostrados na Figura 67, bem como no mapa tectônico-estratigráfico (Apêndice G), observa-se um “corredor” distensivo que corta a área estudada de ENE para WSW. Em conjunto com a direção N70W (Y ou D), essas direções dão origem às deformações que caracterizam estruturas do tipo *rhombo-chasms*, onde os corpos graníticos anorogênicos (maciços pertencentes à Suíte Intrusiva Santa Clara e aos *Younger Granites* de Rondônia) alojaram-se. Já ao analisar o mapa tectônico-estratigráfico (Apêndice G), é possível verificar que as outras direções do modelo adotado também exerceram um controle secundário, o que atesta o caráter predominantemente rúptil durante o estágio de alojamento dos corpos graníticos. Assim, como já havia sido observado na descrição das Fases 1 e 2, a região onde ocorreram as intrusões graníticas, sempre sofreu influência acentuada de estruturas trativas, configurando uma área anômala, favorável à ocorrência destas intrusões. Por outro lado, nas porções NW e SE (Figura 67), predominaram

condições favoráveis ao desenvolvimento de estruturas tipo *restraining overstep* ou *restraining bends*, que explicam, parcialmente, a diminuição da probabilidade de intrusões graníticas no período em questão. Ainda, durante a terceira fase, foram geradas outras estruturas distensivas regionais, localizadas fora da região, que correspondem aos grabens (*rhombo-chasms*) de São Lourenço, Pacaás Novos e Uopiane. Vários afloramentos/pontos-chaves foram visitados com o objetivo de identificar detalhadamente, os indicadores cinemáticos desta fase. Embora certas localidades da área primem pela escassez de afloramentos, os resultados do ponto de vista regional, foram satisfatórios.

As estruturas/indicadores cinemáticos da terceira fase são as mais amplamente distribuídas na região. As seguintes feições foram observadas em nível de afloramento: (1) ruptura e deslocamento de estratos, veios e zonas de cisalhamento mais antigas, principalmente ao longo das falhas orientadas segundo $\pm$ N70W, que correspondem a Y ou D e indicam claramente sentido sinistral ao longo desta direção; (2) movimentos sintéticos, para as direções reativadas das antigas linhas de fraquezas crustais, localizadas no quadrante NW, inclusive rampas frontais com vergência de NE para SW. Movimentos antitéticos ao longo das direções orientadas no quadrante NE até $\pm$ N70E; (3) ao longo desta direção passam a existir importantes *trends* de falhas normais, correspondentes a T, que combinadas com Y ou D deram origem as estruturas do tipo *rhombo-chasms*, principalmente nas regiões N e S da área em estudo. As estruturas observadas em nível de afloramento são, essencialmente, rúpteis, embora em rochas que se posicionavam em níveis crustais mais profundos, durante este episódio, existem feições rúpteis-dúcteis; (4) a luz das evidências, caracterizou-se esta fase como essencialmente transtensiva e, portanto, favorável ao alojamento dos granitos anorogênicos (Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia); (5) os dados obtidos até o presente, sobre os *offsets* de estruturas mensuráveis, é de pequena amplitude e indicam que a vergência é de ENE para WSW, sendo limitados por uma forte componente vertical; (6) nesta fase, com a geração de estruturas *horst-graben*, relativas aos *rhombo-chasms*, criou as condições favoráveis para a ascensão dos granitos anorogênicos (Suíte Intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia – 1,08 a 0,97 Ga); (7) tais fatos estão de acordo com as observações de Sadowski & Bettencourt (1996), que consideram o Cinturão Móvel Sunsás como resultado da colisão continental sinistral entre a borda sudoeste do Craton Amazônico e o Escudo Canadense.

As Fotos 13, 14, 15, 16, 17 e 18 representam alguns exemplos selecionados das evidências/indicadores cinemáticos dos sentidos dos movimentos desta fase, ao longo das

Foto 13 - Região do Maciço Manteiga Norte. Localização aproximada: 62°46' W e 9°31' S. Ponto 13 de julho de 2000.

Afloramento de granito rapakivi (GR) da Suíte Intrusiva Santa Clara, com idade de 1,08 Ga. O afloramento está localizado próximo ao contato do granito com o embasamento (anfíbolito, AM). Neste local os porfiroblastos de feldspato estão orientados de forma oblíqua, com relação aos contatos tectônicos (GR/AM), enquanto na porção central do granito, a orientação é devido ao fluxo magmático. Tal fato sugere que no período de intrusão o granito não estava completamente sólido. Zonas de cisalhamento rúpteis e rúpteis-dúcteis orientam-se segundo as direções N70W/vertical (Y ou D) e N20E/vertical (R1). Os indicadores cinemáticos são a ruptura e o deslocamento do anfíbolito (AM), segundo a direção N70W/vertical, e as dobras de arrasto da foliação em ambas as direções, mostrando sentidos sinistrais e destrais, respectivamente. Estas evidências confirmam o caráter transtensivo do início da terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho de 2000).

Foto 14 - Região do Maciço Manteiga Norte. Localização aproximada: 62°46' W e 9°31' S. Ponto 13 de julho de 2000.

O mesmo afloramento da Foto 13. Zonas de cisalhamento rúpteis e rúpteis-dúcteis orientadas segundo as direções, N40W/30NE (caneta perpendicular ao plano do empurrão) e N70W/vertical (Y ou D), respectivamente. Observa-se que no contato tectônico entre o veio de quartzo e os corpos de granito e de anfíbolito, a foliação (Sc), orientada segundo N40W/30NE, mostra evidências de arrasto, que indica movimentação com sentido sinistral, ao longo da direção N70W/vertical. Tais evidências mostram o caráter transtensivo do início da terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho de 2000).

Foto 15 - Região do Maciço Manteiga Norte. Localização aproximada: 62°46' W e 9°31' S. Ponto 13 de julho de 2000.

O mesmo afloramento das Fotos 13 e 14. Zona de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil orientada segundo N20W/vertical (veio de quartzo, V). A foliação Sc, com direção N-S, e orientação de porfiroblastos de feldspato são oblíquas à direção N20W/vertical. O arrasto das estruturas orientadas segundo N-S indica movimento com sentido sinistral. O veio de quartzo incluso na direção N20W/vertical mostra que as direções secundárias do modelo de cisalhamento adotado também exerceram controle estrutural no alojamento do corpo granítico. Terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho de 2000).

Foto 16 - Região de Cacaupê. Localização aproximada: 62°54' W e 10°12' S. Ponto 45 de julho de 1996.

Afloramento de gnaiss granulítico (G) e rocha metabásica (MB), ambos milonitizados. Rocha do embasamento do Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru (Scandolara 1997), com idade superior a 1,5 Ga. Falha transcorrente, com direção N20W/vertical, cruzando a foliação milonítica, com direção N40E/vertical. O indicador cinemático é o rompimento da rocha metabásica, com deslocamento, indicando sentido sinistral. Ao longo da direção N40E/vertical, definida pela foliação milonítica, neste mesmo afloramento, ocorre movimentação com sentido dextral. Tal fato analisado em conjunto com a idade das litologias, indica movimentação dúctil da primeira fase, ao longo da direção N40E/vertical e movimentação da terceira fase para a transcorrência orientada segundo N20W/vertical (sinistral, rúptil). Terceira fase de movimentação.

Fonte: Veneziani & Anjos (julho de 1996).

Foto 17 - Região de Ariquemes. Localização aproximada: 63°00' W e 9°55' S. Ponto 3 de fevereiro de 2000.

Afloramento de sienogranito (SGR) de fácies granulito com idade de 1,4 Ga, inserido em rocha metabásica transposta (MB), com idade de 1,7 Ga. Rocha do embasamento (Complexo Gnáissico-Migmatítico Jaru) (Scandolara 1997), Associação Gnaiss Enderbítico-Tonalítico de Payolla *et al.* (2000). Zonas de cisalhamento rúptil-dúctil com direção N30E/vertical (R1). Os indicadores cinemáticos são: dobras de arrasto, dobras com eixos e plano axial vertical e ruptura indicando sentido dextral. Terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (fevereiro de 2000).

Foto 18 - Região do Maciço Caritianas. Localização aproximada: 63°06' W e 9°26' S. Ponto 34 de fevereiro de 2000.

Granito alterado (*Younger Granites* de Rondônia) com 0,9 Ga, cortado por veios de quartzo. Falha transcorrente com direção N60E/vertical (martelo) cortando o veio de quartzo com direção N30E/vertical. Os indicadores cinemáticos são: dobras de arrasto, ruptura e deslocamento do veio de quartzo, com direção N30E/vertical, ao longo da direção N60E/vertical, mostrando sentido dextral. Tal fato mostra que os movimentos transtensivos, com natureza rúptil, persistiram no tempo até o alojamento dos *Younger Granites* de Rondônia, confirmando ao caráter progressivo das deformações da terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho de 2000).

principais linhas de fraquezas crustais. Apesar da vergência ENE para WSW ser semelhante a da primeira fase, provocando uma certa coincidência com os sentidos dos movimentos ao longo das principais linhas de fraquezas crustais, é facilmente distinguida desta última, em função da cronologia das rochas afetadas, algumas destas, não deformadas nem ao menos pelos movimentos da segunda fase.

8.4.3 – Unidades tectono-estratigráficas

No mapa tectônico-estratigráfico (Apêndice G), elaborado a partir da interpretação dos produtos integrados, rede de drenagem e dados pré-existent, estão representadas seis unidades tectono-estratigráficas, diferenciadas por suas características fisiográficas, respostas radiométricas e, principalmente, pelas idades, grau de deformação e metamorfismo (Tabela 21). As descrições detalhadas de tais unidades encontram-se no Capítulo 4, item 4.3.

Os paragneisses e rochas metabásicas (Associação paragneisse de Payolla *et al.* 2000) (1,9 a 1,7 Ga) (Tabela 21) mostram, em nível de afloramento, superposição/transposição estrutural ocorridas durante as três diferentes fases de movimentação (sub-item 8.4.2). Encontram-se bastante alterados, o que dificulta a caracterização destas fases. Foi considerada como a unidade mais antiga da área estudada, em função das datações geocronológicas e metamorfismo (fácies anfibolito alto a granulito), inclusive porque, ainda não se encontrou afloramentos que permitissem a observação das relações de contato com as demais unidades.

A unidade denominada, Associação gnaisses tonalíticos e enderbíticos (Payolla *et al.* 2000) (1,7 Ga) (Tabela 21), ficou bem caracterizada estruturalmente em nível de afloramento. Apresenta deformações das três fases de movimentação que corroboram seu posicionamento tectono-estratigráfico definido pela idade e pelos grau de deformação e metamorfismo (Tabela 21). Como exemplos, descreve-se os pontos 13 da primeira etapa de campo (fevereiro de 2000) e 2, 3, 4 e 11 da segunda etapa (julho de 2000) (Apêndice B e Figura 37).

No ponto 13 (fevereiro de 2000), em granada-biotita-hyperstênio-hornblenda gnaiss bandado, a deformação de natureza dúctil foi responsável pelo desenvolvimento de foliações miloníticas orientadas segundo N50-60W/vertical a N60E/subvertical. Ao longo dessas direções, dobras de arrasto mostram sentidos sinistral e dextral, respectivamente (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

No ponto 2 (julho de 2000), em gnaisses intercalado com anfibolito, ambos fortemente estirados segundo a direção N-S/vertical (foliação milonítica), observou-se arrastos e dobras intrafoliais, indicando sentido sinistral (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE).

Nos pontos 3 e 4 (julho de 2000), em gnaisses granatíferos, observou-se, ao longo da direção N30E/vertical, desenvolvimento de foliação milonítica e indicadores cinemáticos (arrastos e dobras intrafoliais) que mostram sentido sinistral (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE). Ocorre, também, outra foliação milonítica orientada segundo N20E/vertical, que corta veios e bolsões quartzo-feldspáticos. A rotação de tais corpos indica sentido dextral (σ_1 orientado em torno de NE-SW) para a componente de cisalhamento e seu relacionamento com a direção N30E mostra que o sentido dextral foi posterior ao sinistral.

Em gnaisses fortemente estirados e com foliação milonítica bastante desenvolvida, orientada segundo N10W/vertical, no ponto 11 (julho de 2000), observou-se a rotação de megacristas de feldspato potássico, indicando sentido dextral para a componente de cisalhamento. Além disso, existem veios quartzo-feldspáticos paralelos à direção N10W, também foliados e estirados, que sugerem a seguinte interpretação: (1) desenvolvimento, inicial, de estruturas rúpteis paralelas à direção N10W (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE, T) e; (2) nova fase de movimentação, com σ_1 orientado em torno de NE-SW, o que provocou a movimentação/deformação com sentido dextral.

A unidade composta por gnaisses charnockíticos e o Maciço União (1,5 Ga) (Tabela 21), apresenta características deformacionais que definem os movimentos da segunda e terceira fases. Estas características corroboram o posicionamento tectono-estratigráfico definido pela idade e metamorfismo (fácies anfibolito alto a granulito). Em nível de afloramento, foi possível observar estruturas que caracterizam claramente as segunda e terceira fases de movimentação. Alguns exemplos serão discutidos baseados em observações/medidas efetuadas nos pontos 61 (fevereiro de 2000) e 36, 37 e 39 (julho de 2000) (Apêndice B e Figura 37).

No ponto 61 (fevereiro de 2000) aflora uma rocha charnockítica porfiróide (piterlito). É caracterizada pela distribuição esparsa de megacristas de feldspato potássico que apresentam envoltório de plagioclásio. Indicadores cinemáticos definidos pelo arrasto/deslocamento das foliações cataclásticas-miloníticas e rotações de megacristas, mostram sentidos sinistrais ao longo das direções N55W/vertical e N20W/subvertical. Observou-se, também, que as direções N30E e N70E correspondem a “foliações” de fluxo magmático (megacristas de feldspato), anteriores aos

movimentos e encontram-se deformadas/arrastadas pelas zonas de cisalhamento mencionadas (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

No ponto 36 (julho de 2000) ocorre uma rocha charnockítica (piterlito) com pórfiros de feldspato potássico amendoados a ripiformes, sem anel de plagioclásio, com orientações variáveis, provavelmente ocasionadas pelo fluxo magmático. Em contato com esta, observa-se granito de composição aplítica com foliação milonítica bem desenvolvida. O charnockito encontra-se cortado por zonas de cisalhamento, milimétricas a centimétricas, evidenciadas pelo desenvolvimento de foliação milonítica, paralela à do granito. Orientam-se segundo as direções N70W e N80E, verticais. Arrastos dúcteis nas confluências das duas direções de foliações e orientação dos pórfiros no charnockito, ao longo destas, indicam sentido sinistral (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

No ponto 37 (julho de 2000) também ocorrem rochas charnockíticas mais deformadas que a anterior, e graníticas. Evidências estruturais mais esclarecedoras permitiram constatar que o charnockito é intrusivo no granito com textura aplítica. O afloramento consiste em um grande lajedo onde predomina o charnockito com xenólitos do granito e vice-versa. As principais direções de zonas de cisalhamento orientam-se em torno de N70W/vertical, E-W/vertical e N40W/40NE. Destacam-se como indicadores cinemáticos, arrastos e dobras intrafoliais disruptas e assimétricas, com eixos verticais. O fator que leva à interpretação da intrusão do charnockito é mostrado por feições estruturais que deformaram veios de quartzo em xenólito do aplito. Estas feições indicam sentido sinistral ao longo da direção N70W/vertical, que é indubitável no charnockito e, portanto, só podem estar registradas nos veios de quartzo devido à reorientação do xenólito durante esta fase de movimentação. Indicadores cinemáticos evidenciam ainda movimentos sinistrais para a direção E-W/vertical e de empurrão/rampa frontal para N40W/40NE (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

No ponto 39 (julho de 2000) ocorre augen gnaiss fino, fortemente estirado e intercalado com rocha anfibolítica. A orientação da foliação milonítica predominante é N10E/vertical. Veios quartzo-feldspáticos transversais à foliação foram arrastados e estão transpostos e dobrados ao longo da direção de cisalhamento N10E/vertical. Tais fatos evidenciam movimentação destral e comprovam a deformação progressiva. Zonas de cisalhamento, também de origem dúctil, milimétricas a decimétricas, localizadas e orientadas segundo N60E/vertical, deslocam, no sentido destral, as orientadas segundo N10E/vertical. Também, pouco freqüentes, encontram-se zonas

orientadas segundo N40W/vertical, arrastando, no sentido sinistral, a direção N10E (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

A unidade Associação gnaisses finos (1,4 Ga) (Tabela 21), ficou bem caracterizada estruturalmente por mostrar evidências da segunda fase de movimentação, embora nos afloramentos visitados não se tenha encontrado evidências da terceira fase. Obviamente, este fato se deve ao número limitado de afloramentos conhecidos. Por outro lado, não há registros dos movimentos da primeira fase. Tais fatos corroboram a idade e grau de deformação e metamorfismo (Tabela 21). Alguns exemplos significativos obtidos em nível de afloramento serão descritos a seguir.

No ponto 3 (fevereiro de 2000), aflora um granulito máfico (clinopiroxênio + ortopiroxênio + hornblenda + plagioclásio) intercalado com gnaiss fino. As rochas estão fortemente estiradas, sendo a deformação de natureza dúctil (foliação milonítica). Três direções de foliações são bastante evidentes: N40E/vertical, N30E/vertical e N80E/vertical. Ao longo da primeira e terceira direções observaram-se indicadores cinemáticos mostrando movimentação com sentido sinistral e destral, respectivamente (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE), e ao longo de N30E, indicadores de sentido destral (σ_1 orientado em torno de NE-SW).

No ponto 14 (fevereiro de 2000) ocorre gnaiss fino fortemente estirado. Intensa foliação cataclástica-milonítica orienta-se em faixas métricas, segundo a direção N60E/subvertical. Consistem em zonas de cisalhamento transcorrentes caracterizadas por arrasto dúctil e dobras intrafoliais, disruptas e assimétricas, que indicam sentido sinistral para o movimento (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE).

No ponto 16 (fevereiro de 2000) ocorre augen gnaiss fortemente estirado com pórfiros de 1 cm em média. Ocorrem bolsões de material granítico sem orientação, com características intrusivas e que podem estar correlacionados aos granitos anorogênicos. No caso específico ao corpo de Ariquemes, observam-se pórfiros rotacionados, indicando sentido sinistral para o movimento relativo à componente de cisalhamento, ao longo da direção N50-60E/subvertical. Porém, há uma certa dúvida, pois são blocos que podem estar fora da posição original. Em lajedos foram observadas faixas cataclásticas-miloníticas orientadas segundo a direção N20E/subvertical, ao longo das quais ocorre rotação de pórfiros e dobras intrafoliais, assimétricas e disruptas, que indicam sentido sinistral (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE).

Nos pontos 2 e 3 (julho de 2000) afloram gnaisses finos, granatíferos, intercalados com anfíbolitos. Nestes pontos foram observadas faixas de foliações cataclásticas-miloníticas,

orientadas segundo as direções, N-S/vertical e N30E/vertical. Em ambas as direções foram reconhecidos indicadores cinemáticos que mostram sentido sinistral (σ_1 orientado em torno de NNW-SSE).

A unidade definida como Suíte Intrusiva Santa Clara (1,08 a 1,07 Ga) (Tabela 21) exhibe estruturas essencialmente rúpteis em sua porção interna, e rúpteis-dúcteis em sua borda, nas proximidades dos contatos com as encaixantes. Quanto as primeiras, do ponto de vista regional, observa-se que seguem as orientações das linhas de fraquezas crustais (em torno de E-W, N70W, N45W, N-S, N20E, N45E e N70E). Isto é, estão fortemente controladas por tais direções. Em nível de afloramento, correspondem a sistemas de fraturamentos (juntas e falhas), com destaque para aqueles orientados em torno de N70W, N70E e N-S (de NNW-SSE até NNE-SSW). Os dois primeiros refletem claramente as estruturas controladoras dos *rhombo-chasms* e o terceiro, as fraturas que foram trativas na segunda fase de movimentação e deram origem a faixas bem definidas, que cruzam toda a área estudada (Apêndice G).

Na regiões próximas aos contatos com as encaixantes, observou-se o desenvolvimento de estruturas dúcteis e rúpteis que mostram movimentos compatíveis com aquelas da terceira fase. Embora sejam raros até a presente data, afloramentos conhecidos em regiões dos contatos, encontrou-se no ponto 13 (julho de 2000) (Apêndice B), uma exposição bastante significativa e ilustrativa. Em um lajedo de grandes dimensões, observou-se a ocorrência de granito rapakivi (Maciço Manteiga Norte que compõe a Suíte Intrusiva Santa Clara) com megacristais de feldspato potássico, retangulares e amendoados de até 8 cm de comprimento. Tal granito encontra-se em contato com rocha metabásica (encaixante) pertencente à Associação Paragneisse de Payolla *et al.* 2000) (Tabela 21). Ambas litologias são “cortadas” por veios de quartzo e quartzo-feldspáticos. As relações estruturais entre esses corpos rochosos e os indicadores cinemáticos observados *in loco*, permitiram definir os seguintes movimentos, descritos a seguir: direção N-S/vertical, rúptil-dúctil com deslocamento sinistral; N20W/vertical, rúptil-dúctil, sinistral; N70W/vertical, rúptil-dúctil, sinistral e N40W/30NE, rúptil-dúctil, empurrão/rampa frontal. Tais movimentos estão ilustrados no sub-item 8.4.2 e são compatíveis com a terceira fase de movimentação.

A unidade definida como *Younger Granites* de Rondônia (0,99 a 0,97 Ga) (Tabela 21) apresenta somente estruturas rúpteis em sua porção interna. Devido à espessa cobertura sedimentar não foi possível apreciar nenhum afloramento situado em sua borda, no contato entre a encaixante e o maciço.

Tais estruturas seguem as mesmas direções das linhas de fraquezas crustais, regionais (+/- E-W, +/- N70W, +/- N45W, +/- N-S, +/- N20E, +/- N45E e +/- N70E), como pode ser observado na descrição do mapa de zonas de juntas (item 8.3).

Em nível de afloramento, correspondem a sistemas de fraturamentos (juntas e falhas), com destaque para aqueles orientados em torno de N20-30E e N60-70W como pode ser constatado nos diagramas de rosáceas dos maciços São Carlos, Ariquemes e Caritianas (Figuras 55, 56 e 57).

Esses sistemas de fraturamentos encontram-se ora preenchidos, ora não, indicando movimentos compatíveis com os da terceira fase de movimentação, como discutido no sub-item 8.4.2. Quando preenchidos, podem conter veios de quartzo, veios de greisen e até brechas, estando esses mineralizados a estanho ou não.

No caso da Mina de Bom Futuro, o contato da brecha com o albita granito, ambos mineralizados a estanho, possui direção N70E, paralela à fratura T do modelo teórico-empírico adotado, para a terceira fase de movimentação. Já nas outras regiões os veios mineralizados à cassiterita apresentam as seguintes direções preferenciais, de acordo com a literatura: N15-25W e N50-70E (Potosi), N70E (Santa Bárbara) e N25E (Caritianas).

8.4.4 – Controle-Tectônico-Estrutural do Alojamento dos Corpos Graníticos e das Mineralizações Estaníferas

O Capítulo 5 discorre a respeito dos vários modelos de ascensão e alojamento de corpos graníticos.

Foi visto que, em zonas orogênicas de tensão diferencial e velocidade de deformação elevada, a existência de descontinuidades é essencial para promover a migração de magmas (1); o contraste de viscosidade entre magmas e encaixantes é mais importante que o equilíbrio isostático para a mobilização de corpos plutônicos (2) e; a componente compressiva constitui importante motor para impulsionar os magmas ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais, que por sua vez, são um meio rápido para aliviar as tensões em direção à superfície (3).

Também foi demonstrado que segmentos transpressivos constituem sítios adequados para a migração e o alojamento de corpos plutônicos, de forma que complexos magmáticos no estado sub-sólido, parecem migrar mais facilmente para níveis superiores, em regimes transpressionais.

Diversos mecanismos foram postulados para explicar a geração do espaço crustal favorável às intrusões (Bateman, 1984, Castro 1987, Paterson & Fowler 1993, Paterson *et al.*

1991 in Gottardo, 1996, Brown 1994), sendo os principais: colapso de caldeira; lacólitos; elevação, *doming* e rotação de blocos por falhas; *stoping*; diápiros forçados; diques e *sills*; intrusão ao longo de porções transtrativas e transpressivas de zonas de cisalhamento; alojamento em charneiras de dobras; fusão parcial e assimilação/contaminação de rochas da crosta e; *ballooning*.

A área estudada, como já foi comprovada nos sub-itens anteriores, localiza-se em uma região afetada por zonas de cisalhamento transcorrentes. Portanto, dentre os modelos teórico-empíricos, os que melhores se ajustam são os de Hutton (1992, 1996):

- 1) porções extensionais com forma romboédrica (*rhombo-chasms* ou *releasing bends*), formadas por falhas ou zonas de cisalhamento transcorrentes *en echelon*;
- 2) terminações de zonas de cisalhamento;
- 3) porções transpressivas de zonas de cisalhamento.

Dentre esses sítios de alojamento, o mais comum é o relacionado as porções extensionais com forma romboédrica.

Para Hutton (1995, 1996) e Vigneresse (1995a), a maior parte dos mecanismos está relacionada às zonas de alto *strain*, sejam elas zonas transtensionais ou transpressionais, mas principalmente, as primeiras.

No sub-item 8.4.2, pode-se ver que, o alojamento dos granitos está relacionado à terceira fase de movimentação, que caracterizou uma zona transpressiva na região estudada (Figura 67). Aplicando-se o modelo de Rodgers (1980) (Figura 17) na área, verifica-se que o alojamento dos plutons graníticos é correlacionável ao tipo A, onde o espaçamento entre as zonas de cisalhamento principal, de direção N70W, é duas vezes maior que o seu recobrimento.

Com relação às estruturas internas do *rhombo-chasm*, observou-se que suas orientações e movimentos relativos relacionam-se às do modelo adotado, para os níveis rúpteis.

Os controles estruturais/contatos dos corpos graníticos, como pode ser observado no mapa tectônico-estratigráfico (Apêndice G), são marcados, essencialmente, pelas estruturas que compõem os *rhombo-chams* (+/- N70W, Y ou D, e +/- N70E, T) e, secundariamente, pelas direções R, R1 e P do modelo. Embora tenham sido verificadas rampas frontais, predominam na área as estruturas verticalizadas, mesmo quando consideradas aquelas geradas nas primeira e segunda fases de movimentação.

Empurrões e estruturas associadas não são típicos, pois como pode ser verificado na Figura 67 (terceira fase), predominam as zonas de cisalhamento transcorrentes e rampas oblíquas. Os primeiros são mais evidentes nas porções S e SE da região.

Tais fatos são compatíveis com a tectônica transtensiva e corroboram a tendência, mostrada pela região, onde concentram-se os maciços intrusivos, de se constituir em uma área histórica de adelgaçamento crustal.

Embora os granitos em questão (Suíte intrusiva Santa Clara e *Younger Granites* de Rondônia) sejam considerados anorogênicos, não significa que os movimentos ao longo das zonas de cisalhamento tenham cessado pós-intrusões. Por outro lado, a existência/persistência de tais movimentos, não implica em orogênese na região estudada, como é amplamente conhecido. Afinal, são reconhecidas, globalmente, zonas de cisalhamento transcorrentes ativas, por exemplo, San Andreas, que não estão associadas ao soerguimento de cadeias montanhosas.

Nas Fotos 13, 14 e 15 são apresentados exemplos, que mostram de maneira inequívoca, feições de tectonismo rúptil e rúptil-dúctil da terceira fase, que exerceram controles no alojamento dos granitos.

Um dos exemplos mais ilustrativos a respeito do controle exercido pela direção trativa (T) da terceira fase, é o alojamento da brecha mineralizada na Mina de Bom Futuro (Foto 19).

Essa direção, N70E, foi uma das principais no controle da mineralização estanífera primária, que encontra-se em veios e filões, bem como outras direções reativadas na terceira fase de movimentação e que são internas ao *rhombo-chasm*. Tais fatos podem ser constatados em campo (Foto 20) e dados pré-existentes (Tabelas 2 e 3), e são compatíveis ao tipo C, do modelo proposto por Connolly & Cosgrove (1999) (Figura 68).

Segundo esse modelo, o *stress* principal é um dos fatores que influencia a migração de fluidos através de sistemas de fraturas. Combinando o *stress* principal com o desenvolvimento de fraturas secundárias e o recobrimento de zonas de cisalhamento adjacentes, tal como proposto por Rodgers (1980), é possível prever o caminho do fluido mineralizante.

Assim, através deste modelo, mais especificamente o tipo C, constatou-se que as principais direções de migração dos fluidos são, X, R1, R, P e T, da terceira fase de movimentação, que são estruturas de distensão, rúpteis a rúpteis-dúcteis, justificando a predominância de mineralizações magmáticas e pós-magmáticas mesotermiais dos tipos, disseminada em veios e bolsões de greisen, em veios e bolsões de quartzo, *stockworks* e *pipes* brechados, além de prováveis mineralizações ocasionais do tipo hipotermal disseminada, como mencionado por Bettencourt (1992).

Foto 19 - Região de Bom Futuro. Localização aproximada: 63°30' W e 9°47' S. Ponto 35 de fevereiro de 2000.

Contato da brecha com o albita granito Direção do contato N70E/vertical (paralelo à caderneta). A direção estrutural N70E/vertical compõe com a N70W os *rhombo-chasms*. Terceira fase de movimentação.

Fonte: Okida & Veneziani (julho de 2000).

Foto 20 - Região de Santa Bárbara. Localização aproximada: 63°05' W e 9°10' S. Ponto 52 de fevereiro de 2000.

Stockwork de veios de greisen no granito greisenizado. Os veios escuros são de greisen, os brancos de caulinita e os verdes de zinwaldita. Tais direções de natureza rúptil compõem, apesar da variação para N85W, os *rhombo-chasms* da terceira fase de movimentação. Bússola em N70E/subvertical e caneta em N85W/subvertical.

Fonte: Okida (fevereiro/2000).

Figura 68 - Fluxo associado aos quatro estágios de desenvolvimento de *dilational jogs* segundo o modelo de Rodgers (1980) (Figura 15). A ponta da seta indica a direção da migração do fluido e o tamanho das setas são proporcionais ao potencial de migração do fluido.
 Fonte: Connolly & Cosgrove (1999).

CAPÍTULO 9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As principais conclusões obtidas neste trabalho foram:

- 1) Os dados aerogamaespectrométricos são importantíssimos para o mapeamento geológico, principalmente, para a caracterização de corpos graníticos em áreas com rochas granitóides de linhagens e composições mineralógicas e químicas variadas, como a estudada. Quando integrados com as imagens orbitais, facilitam a interpretação das respostas radiométricas, em comparação aos mapas de isolinhas e composições coloridas dos radioelementos individuais (potássio no canal R, tório no canal G, urânio no canal B). Assim, é vantajoso o seu uso em formato digital e integrado, respectivamente;
- 2) O produto integrado TM e contagem total foi muito útil na discriminação dos maciços graníticos entre si e o embasamento. As assinaturas radiométricas específicas, representadas pelas cores/matizes, e o padrão textural da imagem TM, fundidos em uma cena, apresentaram boa correlação com os mapeamentos pré-existentes e com os dados de campo. Os outros dados aerogamaespectrométricos (urânio, tório e potássio) também auxiliaram na discriminação dos corpos, cada qual com uma determinada parcela. Ao contrário, as razões desses radioelementos não se mostraram eficientes, apresentando uma difícil interpretação e resultados controversos com a literatura;
- 3) A equação Fator F foi útil na identificação das áreas com alteração hidrotermal, ao contrário da equação de Pires;
- 4) A imagem de radar não foi eficiente nessa área devido ao extenso uso do solo e umidade na data de aquisição, o que ocasionou a presença de talhões escuros, dificultando a interpretação. Quando integrada com a imagem TM, o produto não apresentou bons resultados, já que as feições estruturais visíveis na imagem de radar eram, praticamente, as mesmas da imagem TM, não complementando deste modo, as informações. Tal fato ocorreu devido à imagem de radar disponível ser de órbita ascendente, portanto, com azimuth de iluminação quase paralelo ao azimuth solar da imagem TM;
- 5) As imagens orbitais mostraram-se extremamente úteis para a definição dos movimentos ao longo das principais direções de cisalhamento desde dúcteis até rúpteis, para a segunda fase e, principalmente, para a terceira. Também foram úteis para a identificação das reativações distensivas ao longo dessas direções. A correlação com os modelos empíricos, não só auxiliaram a caracterização dos sentidos dos movimentos pré-etapas de campo, como também da estruturação geral da área (zonas transpressivas e transtensivas);

- 6) A identificação de processos transtensivos, ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes, foi útil na identificação de regiões com adelgaçamento crustal, que controlaram o alojamento dos granitos rapakivi;
- 7) O somatório dos dados de sensoriamento remoto, litológicos, metamórfico-deformacionais e geocronológicos, com os observados a respeito da cinemática em afloramentos, foram de extrema importância para estabelecer a hierarquia dos movimentos transpressivos/transtensivos em três fases. Essa caracterização foi imprescindível para a compreensão da justaposição de blocos litoestruturais com idades, composições e intensidades de deformações distintas;
- 8) O Maciço União, pertencente à Suíte Intrusiva Serra da Providência, bem como os maciços da Suíte Intrusiva Santa Clara e dos *Younger Granites* de Rondônia, foram alojados ao longo de estruturas do tipo *releasing bends*, em níveis dúcteis, e *rhombo-chasms*, em níveis rúpteis, respectivamente. As principais linhas de fraquezas crustais controladoras do primeiro maciço foram as orientadas +/- N45W (Y ou D da segunda fase) e +/- N-S (T da segunda fase). Para os demais granitos, foram as orientadas +/- N70W (Y ou D da terceira fase) e +/- N65E (T da terceira fase), seguindo o modelo A de Rodgers. Também, devido à ausência de deformações posteriores a 0,99 Ga, com exceções para as reativações distensivas, referíveis ao Mesozóico e Terciário, ficou nítido o controle exercido pelas estruturas internas dos *rhombo-chasms* representadas pelas direções R, R1, P e T do modelo adotado. Tanto os *rhombo-chasms*, como suas estruturas, são observados e passíveis de repetição desde à escala regional até em nível de afloramento;
- 9) Com o mapa morfoestrutural localizou-se os principais baixos estruturais regionais, onde estão concentrados os depósitos tipo *placer*, responsáveis pela mineralização secundária. Quanto à mineralização primária, em veios e filões, seguramente esta foi controlada pelas direções de fraquezas crustais reativadas na terceira fase de movimentação (R, R1, P, T e X), seguindo o modelo C de Connolly & Cosgrove. Embora em zonas brechadas os sistemas de fraturas que controlam a mineralização não sigam padrões definidos, observou-se que a orientação regional de tais zonas é controlada pelas direções do modelo adotado, como é o caso da mina de Bom Futuro;
- 10) Diante dos propósitos gerais do trabalho, isto é, delimitar os maciços graníticos, reconhecer e estabelecer critérios tectono-estruturais para seus alojamentos, e buscar indícios confiáveis do controle regional das mineralizações para futuras campanhas de pesquisa mineral, a sistemática de trabalho mostrou-se eficiente, sobretudo face às dificuldades exibidas pela região, como, intemperismo acentuado, ausência de afloramentos e cobertura vegetal.

Como recomendações deste trabalho sugere-se:

- 1) Quando uma área de estudo for bastante extensa, como neste caso, devem ser geradas malhas e imagens no formato raster, de pequenas porções e, posteriormente, um mosaico das mesmas, compondo a área integralmente. Tal produto discrimina melhor as variações composicionais;
- 2) Utilizar os dados aerogamaespectrométricos em ppm e %, pois permitem a comparação dos teores dos radioelementos com a literatura, ao contrário dos dados em cps. Salienta-se que a CPRM/RJ, atualmente, possui tais dados para o Projeto Rio Madeira;
- 3) Utilizar, futuramente, os dados aéreos de, aerogamaespectrometria e aeromagnetometria, com espaçamento entre as linhas de voo de 500 m, a fim de tentar uma melhor discriminação das litologias que compõem a área, mas principalmente, as fácies/unidades internas dos maciços graníticos. Esses dados estão sendo coletados atualmente para toda a região Amazônica;
- 4) Gerar uma componente principal das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7, a fim de verificar se a 1ª CP realça mais o padrão textural, no caso das imagens TM. Em caso positivo, integrá-la com os outros dados disponíveis (radar, geofísica, geoquímica). Testar também, novas combinações de principais componentes para a integração;
- 5) Utilizar imagens RADARSAT sempre de órbita descendente, no caso desta área, para integrá-la com a imagem TM. Desta forma, as estruturas geológicas serão complementadas. Neste trabalho não foi usada tal imagem porque não se dispunha da mesma. A imagem utilizada, de órbita ascendente, foi gentilmente cedida pelo Dr. Diógenes Salas Alves do INPE;
- 6) Verificar em trabalhos de campos futuros, a grande anomalia situada na porção nordeste da área, bem como a do canto inferior direito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALIYEV, A. 1982. Regional fracturing of Pamirs and its metallogenic significance. *Doklay Earth Sci. Sections*, 250(1-6):90-93.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1974. Evolução tectônica do Craton Guaporé comparada com a do Escudo Báltico. *Rev. Bras. Geoc.*, 4(3):191-204.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1978. A evolução dos cratons Amazônico e do São Francisco comparada com homólogos do hemisfério norte. In: *Congr. Bras. Geol.*, 30. Recife, 1978. *Anais...Recife, SBG.* v.6, p. 2393-2407.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, 17(1/2):1-29.
- ALMEIDA FILHO, R. 1983. Sensoriamento remoto orbital aplicado à prospecção mineral nas províncias estaníferas de Goiás e Rondônia: uma contribuição metodológica. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 171p.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. Tese de Livre-Doc., IG-USP, São Paulo, 212p.
- AMARAL, G. 1984. Províncias Tapajós e Rio Branco. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (ed.) *O Pré-cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, p. 6-35.
- AMORIM, J.L. de; RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E. 1999. Terreno Jamari, região central de Rondônia: evidências de processos tafrogenéticos que precedem a convergência do início do mesoproterozóico no segmento sudoeste do Craton Amazônico. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 6., Manaus, 1999. *Anais....Manaus, SBG*, p. 270-273.
- ANDRADE, N.S.O. de 2000. Qualidade geométrica de imagens JERS-1 (SAR) e RADARSAT (modos S2 e S3) em ambientes de floresta tropical (Rondônia). Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 212p. (INPE-7503-TDI/718).
- ANJOS, C.E. dos 1986. Tectônica da borda da Bacia do Paraná e de seu embasamento na região do Itajaí-Lages – Santa Catarina: uma abordagem com imagens fotográficas dos sistemas Landsat e mosaicos de radar. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 121p.
- BAHIA, R.B.C. & SILVA, C.R. da (exec.) 1993. Projeto Rio Pardo. Mapa geológico, 1:100.000. CPRM.
- BATEMANN, R.J. 1984. On role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110:211-231.
- BETTENCOURT, J.S. (coord.). 1981/1982. Mapa geológico do Maciço Caritianas. Escala de 1:25.000. Empresas Brumadinho. Mineração Oriente Novo.

- BETTENCOURT, J.S. (coord.). 1981/1982. Mapa geológico do Maciço Pedra Branca. Escala de 1:25.000. Empresas Brumadinho. Mineração Oriente Novo.
- BETTENCOURT, J.S. 1992. Pesquisas Geológica, Metalogenética e Mineral no Craton Amazônico (Sistematização crítica de parte da obra no período compreendido entre 1980 e 1992). Tese de Livre-Doc., IG-USP, São Paulo, 163p.
- BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. 1987 The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineral. Salvador, 1987. Excursion Guide...Salvador, Super. Geol. Recur. Minerais, p. 49-87.
- BETTENCOURT, J.S.; MUZZOLON, R.; PAYOLLA, B.L.; DALL'IGNA, L.G.; PINHO, O.G. 1986. Os depósitos estaníferos secundários da região central de Rondônia. In: SCHOBENHAUS, C. & COELHO, C.S.S. (coord.) Principais depósitos minerais do Brasil. MME/DNPM, v.3, p. 213-241.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L.; MONTANHEIRO, T.J. 1991. Contribuição à geoquímica, petrologia e metalogenia dos granitos anorogênicos de Rondônia no intervalo de 1.270 a 950 Ma. Relatório científico submetido à Fapesp. Processo Geologia 89/0305-4, 169p.
- BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R.M., LEITE Jr., W.B., PAYOLLA, B.L. 1995. Overview of the Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province (RTP): In: BETTENCOURT, J.S. & DALL'AGNOL, R. (eds.). Excursion Guide Book: The Rapakivi Granites of the Rondonia Tin Province and Associated Mineralization. Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, (IGCP - Project 315), Belém, p. 5-14.
- BETTENCOURT, J.S.; ONSTOTT, T.C.; JESUS, T. de; TEIXEIRA, W. 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of Rio Negro-Juruena Province, SW Amazonian craton. *Int. Geology Review*, 23:124-135.
- BETTENCOURT, J.S.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L.; SCANDOLARA, J.E.; MUZZOLON, R.; VIAN, J.A.J. 1997. The rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, northern Brazil. In: Intern. Symp. on Granites and Assoc. Mineral, 2., Salvador, 1997. Excursion Guide...Salvador, Sup. Geol. Rec. Min., p. 3-31.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE Jr., W.B.; PAYOLLA, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian Craton, Brazil: I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 45:41-67.

- BICHO, C. P. 1994. Processamento digital de imagens aerogeofísicas, Landsat/TM e radar na folha Presidente Médici/RO, com ênfase na caracterização metalogenética da suíte granítica Rio Pardo. Dissertação de mestrado. UNICAMP, Campinas, 103p.
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) 1985a. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min., p. 1-32 (Publ. Sp. n. 37).
- BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. 1985b. Glossary – strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (eds.) Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min., p. 375-384 (Publ. Sp. n. 37).
- BIGNELLI, P.A. 1995. Avaliação dos dados de radar (SAR) do Projeto SAREX'92 e ERS-1 em mapeamento geológico na região de Salobo, Província Mineral de Carajás. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 124p. (INPE-5668-TDI/561).
- BLUM, M. de L.B. 1999. Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral. Tese de doutoramento, IG-UnB, Brasília, 229p.
- BLUMENFELD, P. & BOUCHEZ, J.L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.*, 10:361-372.
- BROWN, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sciences Review*, 36:83-130.
- BURROUGH, P.A. 1987. Principles of geographic information systems for land resource assessment. Oxford, Claredon Press, 193p.
- BUSSEL, M.A. & PITCHER, W.S. 1985. The structural controls of batholith emplacement. In: PITCHER, W.S.; ATHERTON, M.P.; COBBING, E.J.; BEKINSALE, R.D. (eds.) *Magmatism at a plate edge – The Peruvian Andes*. New York: John Wiley & Sons, p. 167-176.
- CANADIAN CENTRE FOR REMOTE SENSING. 1997. GLOBOSAR 2 - Radar Image Processing & Information Extracion. Workbook. CCRS/CIDA/IDRC/OSI/PCI/Atlantis Scientific.
- CARVALHO, R.T. de 1986. Depósitos de cassiterita de Santa Bárbara, Jacundá e Alto Candeias, Rondônia. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v. 3, p. 243-253.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures: a review. *Geologische Rundschau*, 76(1):101-124.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8:173-174.

- CHAVEZ, P.S.; BERLIN, G.L.; MITCHELL, W.B. 1977. Computer enhancement techniques of Landsat MSS digital images for land use/land cover assessments. *Remote Sensing of Earth Resources*, University of Tennessee, 6:259-257.
- CHAVEZ, P.S.; BERLIN, G.L.; SOWERS, G.L. 1982. Statistical method of selecting Landsat MSS ratios. *Journal of Applied Photogrammetric Engineering*, 8(1):23-30.
- CLEMENS, J.D. & MAWER, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204:339-360.
- COBBING, J. 1996. Granites – na overview. *Episodes*, 19(4):103-106.
- CONDIE, K.C. 1991. Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related ? *Precambrian Research*, 51:161-172.
- CONNOLLY, P. & COSGROVE, J. 1999. Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. In: McCaffrey, K.J.W.; LONERGAN, L.; WILKINSON, J.J. (eds.). *Fractures, Fluids Flow and Mineralization*. Geological Society, London, Special Publications, 155:105-121.
- CORDANI, U.G. & BRITO NEVES, B.B. de 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1-3):78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congr. Geol. Chileno, 2., Arica, 1979. *Actas...Arica*, v.4, p. 137-148.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; ARAÚJO, O.J.B.; FRAGA, L.M.; REIS, N.J.; SCANDOLARA, J.E. 1999. Episódios de reativação do proterozóico médio na região amazônica. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. *Anais....Manaus*, SBG, p. 305-306.
- CRANE, R.B. 1971. Preprocessing techniques to reduce atmospheric and sensor variability in multispectral scanner data. In: *International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 7., Environment Research Institute of Michigan, 1971, *Proceedings...*p. 1345-1355.
- CREPANI, E. 1988. Análise de fraturas através de imagens fotográficas de baixa resolução espacial: uma contribuição ao estudo da evolução tectônica da região da Chapada do Araripe. In: Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, 5., Natal, 1988. *Anais...São José dos Campos*, INPE/SELPER, v.2, p. 366-380.
- CRÓSTA, A.P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. UNICAMP, Campinas, 170p.
- CUNHA, E.R.S.P. da; SANTOS, A.R. DOS; PARDELLA, W.R.; VENEZIANI, P.; TERUIYA, R.K. 2001. Produtos digitais de dados radar (SAR) e geofísica aplicados ao mapeamento

- litoestrutural da região do Complexo Granítico Estrela (PA). In: Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, 10., Foz do Iguaçu, 2001. CD-ROM...São José dos Campos, INPE/SELPER.
- DALL'IGNA, L.G. 1996. A mineração e o garimpo de cassiterita de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1:56-61.
- DALZIEL, I.W.D. 1992. On the organization of american plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2:237-241.
- DIAS, R.R. 1995. Avaliação de dados aerogamaespectrométricos e de sua integração com imagens digitais TM/LANDSAT 5, no mapeamento geológico na Serra dos Carajás (PA). Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 122p.
- DIAS, R.R. & PARADELLA, W.R. 1997. Integração de dados aéreos gamaespectrométricos com imagens TM-Landsat no mapeamento geológico da área do Pojuca, Província Mineral de Carajás. *Rev. Bras. Geof.*, 15(1):23-33.
- DICKSON, B.L. & SCOTT, K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):187-200.
- D'LEMOIS, R.S.; BROWN, M.; STRACHAN, R.A. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society London*, 149:487-490.
- EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HUTTON, D.H.W.; GUERRA, M. 1995. Alojamento de rochas plutônicas em regimes transpressivos: uma modelagem experimental. In: SNET, 5., Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Gramado, SBG, p. 186-188.
- FERREIRA, F.J.F. 1991. Aerogamaespectrometria e aeromagnetometria de um trato ocidental do pré-cambriano paulista. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 150p.
- FERREIRA, F.J.F.; BICHO, C.P.; CRÓSTA, A.P.; VASCONCELLOS, R.M. de 1993. Aplicação de técnicas de processamento digital de imagens aerogeofísicas na interpretação geológica de um trato SE de Rondônia. In: Congr. Intern. da Soc. Bras. de Geof., 3, Rio de Janeiro, Resumos Expandidos..., SBGf, Rio de Janeiro, 1993, v.2, p. 809-813.
- FORD, K.L. & O'REILLY, G.A. 1985. Airborne gamma-ray spectrometric surveys as an indicator of granophile element specialization and associated mineral deposits in the granitic rocks of the Meguma Zone of Nova Scotia, Canada. High heat production (HHP) granites hydrothermal circulation and ore genesis. *The Institution Mining and Metallurgy*, p. 113-133.
- FRANK, R.E. 1990. Geologia, petrologia e mineralizações estaníferas do complexo granítico de Santa Bárbara, Rondônia – Brasil. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 259p.

- GALBRAITH, J.H. & SAUNDERS, D.F. 1983. Rock classification by characteristics of aerial gamma-ray measurements. *Journal of Geochemical Exploration*, 18:49-73.
- GEOSOF. 1996. OASIS MONTAJ. Data processing system for earth science applications. Versão 4.0 user guide. GEOSOF, 186p.
- GERALDES, M.C. 2000. Geoquímica e geocronologia do plutonismo granítico mesoproterozóico do SW do Estado de Mato Grosso (SW do Craton Amazônico). Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 193p.
- GILLESPIE, A.R.; KAHLE, A.B.; WALKER, R.E. 1986. Color enhancement of highly correlated images. I. Decorrelation and HSI contrast stretches. *Remote Sensing of Environment*, 20:209-235.
- GNOJEK, I. & PRINCHYSTAL, A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, 23: 491-502.
- GOTTARDO, E. 1996. Alojamento de rochas granitóides em zonas de cisalhamento e a sua relação com os depósitos auríferos em veios da região de Porto Nacional (TO). Dissertação de mestrado, UFRGS, Porto Alegre, 246p.
- GOWER, C.F. 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation? *Canadian J. Earth Sci.*, 30:1674-1675.
- GUINEBERTAU, B.; BOUCHEZ, J.L.; VIGNERESSE, J.L. 1987. The Mortagne Granite Pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. America Bull.*, 99:763-770.
- GUNN, P.; MEIXNER, T.; MILLINGAN, P.; MACKEY, T. 1998. Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys. Canberra: Australian Geological Survey Organisation. Airborne geophysics group, 113p.
- HALL, F.G.; STREBEL, D.E.; NICKESON, J.E.; GOETZ, S.J. 1991. Radiometric rectification: toward a common radiometric response among multirate, multisensor images. *Remote Sensing of Environment*, 35:11-27.
- HARDING, A.E. & FORREST, M.D. 1989. Analysis of multiple geological datasets from the English Lake District. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27(6):723-38.
- HARDING, T.P. 1974. Petroleum traps associated with wrench faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 7(58):1290-1304.
- HARRIS, J. 1991. Mapping of regional structure of eastern Nova Scotia using remotely sensed imagery: implications for regional tectonics and gold exploration. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 17(2):122-135.

- HARRIS, J. & MURRAY, R. 1989. IHS transformation for the integration of radar imagery with geological data. In: Inter. Geosci. and Remote Sensing Symp., Vancouver, 1989. Proceedings...Vancouver, IEEE, v.2, p. 923-26.
- HARRIS, J.; MURRAY, R.; HIROSE, T. 1990. IHS transform for the integration of radar imagery with remotely sensed data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 56(12):1631-1641.
- HARRIS, J., BOWIE, C.; RENCZ, A.N.; GRAHAM, D. 1994. Computer enhancement technique for the integration of remotely sensed, geophysical and thematic data for the geosciences. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20(3):210-221.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de 1985. The Central Brazil Shield reviewed. *Episodes*, 8:29-37.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; SCHOBENHAUS, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídio para o modelo geotectônico. In: Symp. Amaz., 2., Manaus, 1984. Anais...Manaus, MME/DNPM, p. 129-147.
- HEIER, K.S. & ROGERS, J.J.W. 1963. Radiometric determination of thorium, uranium, and potassium in basalts and in two magmatic differentiation series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27:137-154.
- HOFFMAN, P.F. 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geol.* 17:135-138.
- HOLBE, B. & JUSTICE, C. 1981. An examination of spectral band ratioing to reduce the topographic effect on remotely sensed data. *Int. Journal of Remote Sensing*, 2(2):115-133.
- HUNTINGTON, J.F. 1969. Methods and application of fracture trace analysis in the quantification of structural geology. *Geol. Magaz.*, 106(5):430-451.
- HUTTON, D.H.W. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, 139:615-631.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: influences from deformation studies. *Trans. Roy. Soc. of Edinb. Earth Sci.*, 79:245-255.
- HUTTON, D.H.W. 1992. Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mechanism. *Trans. Roy. Soc. of Edinb. Earth Sciences*, 83:377-382.
- HUTTON, D.H.W. 1995. A general solution to the space problem in the granite emplacement. In: SNET, 5., Gramado, 1995. Bol. Resumos Expandidos..., Gramado, SBG, p. 194.
- HUTTON, D.H.W. 1996. The "space problem" in the emplacement of granite. *Episodes*, 19(4):114-119.

- HUTTON, D.H.W. & REAVY, R.J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics*, 11(5):960-967.
- IAEA. 1976. Radiometric reporting methods and calibration in uranium exploration. International Atomic Energy Agency, Viena. Technical Reports Series n. 174.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology*, 27:293-305.
- ISOTTA, C.A.R.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J.L. 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. DNPM/CPRM, Porto Velho, vols. I, II e III. (Relat. Final).
- ISSLER, R.S. & LIMA, M.I.C. de 1987. Amazonian craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):426-441.
- JARDIM de SÁ, E.F.; FUCK, R.A.; HOLLANDA, M.H.B.M. 1995. Alojamento de granitóides em regimes de transcorrência dúctil: exemplos do nordeste do Brasil. In: SNET, 5., Gramado, 1995. Boletim de Res. Expandidos..., Gramado, SBG, p. 195-196.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1967. Ring-complex in the Oriente Novo and Massangana Granite Complexes. *Eng. Min. Met.*, 45(266):73-77.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1968. A tin province of the Nigerian type in Southern Amazonia. In: Tech Conf. Tin, 1., London, 1967. Proceedings...London, Intern. Tin Council, Thailand, Dep. Miner. Resour., v.1, p. 193-221.
- KLOOSTERMAN, J.B. 1970. A twofold analogy between the Nigerian and Amazonian tin provinces. In: Tech. Conf. Tin, 2., Bangkok, 1969. Proceedings...London, Intern. Tin Council, Thailand, Dep. Miner. Resour., v.1, p. 193-221.
- KORPERSHOEK, H.R.; MOTA, E.R.; KAJISHIMA, T.; SILVA, J.S.S. da 1980. Nota preliminar sobre a jazida estanífera do Morro Potosi (Jacundá, Rondônia, Brasil). In: Congresso Bras. Geol., 31., Bal. Camboriú, 1980. Anais..., Bal. de Camboriú, SBG, v. 3, p. 1574-1588.
- LASA Engenharia & Prospecções S.A. 1974. Levantamento aerocintilométrico com discriminação de energia. Projeto Rio Madeira. Área do Polígono I (Porto Velho). Relatório Final, v. 1, 53p.
- LASA Levantamentos aerofotogramétricos S.A. 1964. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. Relatório Preliminar. DNPM.
- LEAL, J.W.L.; SILVA, G.H.; SANTOS, D.B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, C.A.C.; PINTOS, A.C. 1978. Geologia. In: BRASIL. Depart. Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho. DNPM, Rio de Janeiro, p. 19-184. (Levantamento de Recursos Naturais 16).

- LEITE, Jr. W.B. 1992. O maciço Oriente Novo (RO) e a mineralização estano-tungstenífera associada. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 173p.
- LEITE Jr., W.B. 1998. Gênese dos depósitos primários de estanho e metais associados nos distritos de Oriente Novo e Rio Branco, Rondônia. Exame de qualificação, IG-USP, São Paulo, 116p.
- LEITE Jr., W.B.; BETTENCOURT, J.S.; PAYOLLA, B.L. no prelo. 1.08 – 1.07 Ga A type granite magmatism in the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil.: Petrologic and geochemical constraints. In: GAC-MAC Annual Meeting 2001, St. John's.
- LEONOVA, L.L. & RENNE, O.S. 1964. Distribution of uranium, thorium and potassium in homogeneous granites. *Geochemistry International*, 4:775-781.
- LIMA, M.I.C. de 1995. Introdução à interpretação radargeológica, IBGE, Série: Manuais Técnicos em Geociências, Rio de Janeiro, Brasil, 124p.
- LIMA, M.I.C. 1998. Cinturões móveis e núcleos preservados pré-cambrianos da Província Estrutural Amazônica. In: Congr. Bras. Geol., 40., Belo Horizonte, 1998. Anais....Belo Horizonte, SBG, p. 18.
- LOBATO, F.P.N.S.; APPEL, L.E.; GODOY, M.C.F.T.; RITTER, J.E. 1966. Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia. DFPM/DNPM, Rio de Janeiro, 209p. (Boletim 125).
- LOISELLE, M.C. & WONES, D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. America*, 11(7):648 (92nd. Annu Meet. Abstracts with Programs).
- MADRUCCI, V. 2000. Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RADARSAT e aerogamaespectrométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta – MT. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 189p. (INPE-7512-TDI/725).
- MARSH, B.D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Am. J. Sci.*, 282:808-855.
- MATHER, P.M. 1987. Computer processing of remotely sensed images. Chichester, John Willey and Sons, 352p.
- MATOLIN, M. 1984. Radiometric methods and methods of nuclear geophysics. In: STANILAV, M. *et al.* Introduction to applied geophysics. Dordrecht: D. Riedel, 1984, p. 154-231.
- MATTOS, J.T. de; BALIEIRO, M.G.; SOARES, P.C.; BARCELLOS, P.E.; MENESES, P.R.; CSORDAS, S.M. 1982. Análise morfoestrutural com uso de imagens MSS-Landsat e radar

- para pesquisa de hidrocarbonetos no Estado de São Paulo. INPE, São José dos Campos. (INPE-2445-RTR/015).
- MAURICE, Y.T. & CHARBONNEAU, B.W. 1987. U and Th concentration processes in Canadian granitoids, their detection by airborne gamma-ray spectrometry and their relationship to granophile mineralization. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):644-646.
- McCLAY, K. 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London. Handbook Series. Open University Press. 161p.
- MELO, D.P. de; COSTA, R.C.R de; NATALI FILHO, T. 1978. Geomorfologia. In: BRASIL. Depart. Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.20 Porto Velho. DNPM, Rio de Janeiro, p. 187-250.
- MILLER, R.B. & PATERSON, S.R. 1994. The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *J. Struct. Geol.*, 16:853-865.
- MINTY, B.R.S. 1991. Simple micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, 22:591-592.
- MINTY, B.R.S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):39-50.
- NEVES, S.P. 1996. Alojamento sin-tectônico ou cristalização sin-tectônica? Implicações para a relação granitos/zonas de cisalhamento. In: Congr. Bras. Geol., 39., Salvador, Boletim de Resumos Expandidos..., SBG, Salvador, v. 1, p. 466-469.
- NICOLAS, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. *J. Petrol.*, 33:891-915.
- NOVO, E.M.L. & SHIMABUKURO, Y.E. 1997. Identification and mapping of the Amazon habitats using a mixing model. *International Journal of Remote Sensing*, 18(3):663-670.
- OKIDA, R. 1996. Técnicas de sensoriamento remoto como subsídio ao zoneamento de áreas sujeitas a movimentos gravitacionais de massa e a inundações. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 127p. (INPE-6343-TDI/595).
- OKIDA, R.; VENEZIANI, P.; BETTENCOURT, J.S. 1999. Controle tectônico-estrutural dos maciços Santa Clara, Oriente Novo, Jararaca e União (RO) utilizando dados de sensoriamento remoto e aerogamespectrométricos. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. Anais....Manaus, SBG, p. 494-497.

- OKIDA, R.; VENEZIANI, P.; BETTENCOURT, J.S. 2000. Tectonic control of rapakivi granitic massifs at the Rondônia Tin Province (RTP), Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 31., RJ, 2000. CD-ROM...RJ, CPRM/SBG.
- OLIVEIRA, S.A.M. 1997. Uso e aplicações de sensoriamento remoto no estudo do controle hidrogeológico do aquífero termal de Caldas Novas – GO. São José dos Campos. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 111p. (INPE-6349-TDL/600).
- PARADELLA, W.R. 1995. Assessment of the digital integration of airborne SAR with Landsat TM and gamma-ray airborne data for geological mapping in the Carajás Mineral Province, Brazil. Technical Report. CCRS: Ottawa, Ontario, Canada, 45p.
- PARADELLA, W.R. & BIGNELLI, P.A. 1996. Radar em geociências: princípios e aplicações. Material didático de suporte ao curso “radar e a integração digital com dados auxiliares aplicada à geologia”, 67p.
- PARADELLA, W.R.; BIGNELLI, P.A.; VENEZIANI, P.; PIETSCH, R.W.; TOUTIN, T. 1997. Airborne and spaceborne Synthetic Aperture Radar (SAR) integration with Landsat TM and gamma-ray spectrometry for geological mapping in a tropical rainforest environment, the Carajás Mineral Province, Brazil. *International Journal Remote Sensing*, 18(7):1483-1501.
- PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R. dos; DALL’AGNOL, R.; PIETSCH, R.W.; SANT’ANNA, M.V. 1998. A geological investigation based on airborne (SAREX) and spaceborne (RADARSAT-1) SAR integrated products in the Central Serra dos Carajás Granite area, Brazil. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 24(4):376-392.
- PARADELLA, W.R.; VENEZIANI, P.; SANTOS, A.R. dos; MORAIS, M.C. de 2000a. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: fundamentação. Curso ADIMB/INPE, São José dos Campos, 63p.
- PARADELLA, W.R.; SANTOS, A.R.; VENEZIANI, P.; MORAIS, M.A.C. de 2000b. Synthetic aperture radar for geological applications in the moist tropics: experiences from the Brazilian Amazon region. *RBG*, 30(3):534-538.
- PASCHOLATI, E.M. 1990. Caracterização geofísica da Suíte Intrusiva Itú. Tese de doutoramento. IAG/USP, São Paulo, 135p.
- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. 1996. *Microtectonics*. Springer, 289p.
- PATERSON, S.R. & FOWLER Jr., T.K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Jour. Struct. Geology*, 15:191-206.
- PATERSON, S.R. & TOBISH, O.T. 1988. Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria. *Geology*, 16:1108-1111.

- PATERSON, S.R. & VERNON, R.H. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested emplaced by multiple processes. *GSA Bulletin*, 107:1356-1380.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISH, O.T. 1989. A review of criteria for identification of magma and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11:349-363.
- PAYOLLA, B.L. 1994. As rochas graníticas e sieníticas da Cachoeira Teotônio e Santo Antônio, Rio Madeira, Porto Velho, Rondônia: geologia, petrografia e geoquímica. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 170p.
- PAYOLLA, B.L. no prelo. Reconstituição da evolução tectono-metamórfica e magmática da região nordeste de Ariquemes, estado de Rondônia: implicações metalogenéticas. Tese de doutoramento, IGCE-UNESP, Rio Claro.
- PAYOLLA, B.L., MUZZOLON, R.; BETTENCOURT, J.S., 1984. Estratigrafia preliminar e ambientes de deposição dos depósitos estaníferos secundários nos distritos de Cachoeirinha, Monte Negro e Oriente Novo, Estado de Rondônia, In: *Simp. Amazônico*, 2., Manaus, 1984. *Anais...Manaus, MME/DNPM*, p. 359-364.
- PAYOLLA, B.L.; LEITE Jr.; W.B.; BETTENCOURT J.S.; PINHO, O.G. 1991. Aspectos geológicos, petrográficos e litoquímicos do maciço Pedra Pedra (RO): considerações preliminares. In: *Simp. Geol. Amaz.*, 3., Belém, 1991. *Anais...Belém, SBG*, p. 100-116.
- PAYOLLA, B.L.; LEITE Jr., W.B.; BETTENCOURT, J.S. 1998a Associações de rochas subalcalinas e alcalinas em Complexos rapakivi: o exemplo do maciço São Carlos, Rondônia. In: *Congr. Bras. Geol.*, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais...., BH, SBG*, p. 39.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE Jr.; W.B.; BETTENCOURT, J.S.; VAN SCHMUS, W.R. 1998b. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do Craton Amazônico. In: *Congr. Bras. Geol.*, 40., Belo Horizonte, 1998. *Anais...., BH, SBG*, p. 499.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE Jr., W.B.; BETTENCOURT, J.S.; VAN SCHMUS, W.R. 1998c. U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the basement rocks in the eastern part of the Rondônia Tin Province, Brazil. *Univ. Wisconsin. Open File Report*, p. 163-165.
- PAYOLLA, B.L.; KOZUCH, M.; LEITE Jr., W.B.; FETTER, A.; BETTENCOURT, J.S.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. Proterozoic geological evolution of the central-eastern part of the Rondônia Tin Province (Brazil); inferred from U-Pb and Sm-Nd isotopic data. In: *Intern. Geol. Congr.*, 31., RJ, 2000. *CD-ROM e painel...*, RJ, SBG.
- PEREIRA, E.B. & NORDEMANN, D.J.R. 1983. The effects of a tropical rain forest cover on airborne gamma-ray spectrometry. *Rev. Bras. Geof.*, 1:99-108.

- PETFORD, N.; KERR, R.C.; LISTER, J.R. 1993. Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, 21:845-48.
- PINHO, O G. de 1987. Geologia e mineralizações de estanho no maciço Caritianas, RO. Texto preliminar da dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 220p.
- PIRES, A.C.B. 1995. Identificação geofísica de área de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *RBG*, 25(1):61-68.
- PITKIN, J.A. & DUVAL, J.S. 1980. Design parameters for aerial gamma-ray surveys. *Geophysics*, 45(9):1427-1439.
- PORTNOV, A.M. 1987. Specialization of rocks toward potassium and thorium in relation to mineralization. *Intern. Geology Review*, 29:326-344.
- PRIEM, H.N.A.; BOERLRIJK, N.A.I.M.; HEBEDA, E.H.; VERDUMEN, E.A.T.; VERSCHURE, R.H.; BON, E.H. 1971. Granite complexes and associated tin mineralizations of "Grenville" age in Rondônia, western Brazil. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82:1095-1102.
- PRIEM, H.N.A.; BOM, E.H.; VERDUMEN, E.A.I.; BETTENCOURT, J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondonia (western margin of the Amazonian Craton), Brazil. *J. South A. Earth Sci.*, 2:163-170.
- QUADROS, M.L. do E.S.; BAHIA, R.B.C.; SCANDOLARA, J.E. 1998. Evolução tectônica dos grabens do setor oeste do Cráton Amazônico – Estado de Rondônia. In: *Congr. Bras. Geol.*, 40., BH, 1998. *Anais....BH, SBG*, p. 403.
- RADARSAT International. 1995. *RADARSAT Illuminated – Your Guide to Products & Services*. British Columbia, Canada, RADARSAT International, 1-1 – 4-7p.
- RAMSAY, J.G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2(12):83-99.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987a. *The techniques of modern structural geology. v.1: strain analysis*. Academic Press. Harcourt Brace Jovamovich Publishers. 2ª impressão. 307p.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. 1987b. *The techniques of modern structural geology. v.2: folds and fractures*. Academic Press. Harcourt Brace Jovamovich Publishers. 2ª impressão. 700p.
- RANEY, E. 1998. Radar fundamentals: Technical perspective. In: HENDERSON, F.M. & LEWIS, A.J. (eds.) *Principles & applications of imaging radar, Manual of Remote Sensing*. New York, Am. Soc. Phot. And Rem. Sens., 9-130.
- READING, H.G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publi. Int. Ass. Sediment*, 4:7-26.

- REEVES, C.V. 1985. Airborne geophysics for geological mapping and regional exploration. *ITC Journal*, 3:147-161.
- RENCZ, A.N.; HARRIS, J.R.; WATON, G.P.; MURPHY, B. 1994. Data integration for mineral exploration in the Antigonish Highlands, Nova Scotia: applications of GIS and RS. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20(3):257-267.
- RIBEIRO, F. de M. 1994. Contribuição ao conhecimento tectono-estrutural da região de Caldas Novas (Goiás) através de técnicas de sensoriamento remoto: uma abordagem ao controle estrutural das ocorrências termais. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 107p.
- RIEDEL, W. 1929. Sur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie und Paleontologie*, p. 345-368.
- RIVEREAU, J.C. 1972. Fotointerpretação: notas de aula dada na UFOP. XI Semana de Estudos, Ouro Preto.
- RIZZOTTO, G.J. 1999. Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO. Dissertação de mestrado, UFRS, Porto Alegre, 136p.
- RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; MORAIS, P.R. 1995. Geology and preliminary geochemistry of the middle Proterozoic Serra da Providência rapakivi granite – Rondônia, Brazil. In: *Symp. on Rapakivi Granite and Related Rocks*. Belém, 1995. Abstracts....Belém, UFPA, p. 67-68.
- RIZZOTTO, G.J.; SCANDOLARA, J.E.; QUADROS, M.L. do E.S. 1996. Aspectos gerais da associação mangerito-charnockito-granito (MCG) da porção oriental do sul de Rondônia. In: *Congr. Bras. Geol.*, 39., Salvador, 1996. *Anais....Salvador, SBG*, 1996, v.1, p. 35-37.
- RODGERS, D.A. 1980. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults. *Spec. Publi. Int. Ass. Sediment*, 4:27-41.
- ROLIM, S.B.A. 1993. Avaliação do uso da transformação IHS na integração de dados geofísicos (aeromagnetometria) e de sensoriamento remoto (TM-LANDSAT) para a investigação geológica na área do Pojuca (Serra dos Carajás, PA). Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 119p. (INPE-5532-TDI/521).
- ROMANINI, S. 1982. Geologia e geoquímica do Complexo Granitóide de Massangana e sua relação com as mineralizações de estanho. Dissertação de mestrado, IG-UFBA, Salvador, 85p.
- SADOWSKI, G.R. 1983. Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. Tese de Livre Docência, IG-USP, São Paulo, 108p.

- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1994. Amazon and Laurentia, former neighbours. In: Congr. Bras. Geol., 38., Bal. Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos....Bal. Camboriú, 38., SBG, v.1, p. 210-211.
- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western border of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- SANT'ANNA, S.J.S. 1995. Avaliação do desempenho de filtros redutores de speckle em imagens de abertura sintética. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 181p. (INPE-6125-TDI/586).
- SANTOS, A.R. dos 1986. Estudos sobre a tectônica de fraturamento na região do Quadrilátero Ferrífero e em partes do Complexo Migmatito-Granulítico de Minas, com base em sensoriamento remoto. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo, 2v., 171p.
- SANTOS, A.R. dos; VENEZIANI, P.; PARADELLA, W.R.; MORAIS, M.C. de 2000. Radar aplicado ao mapeamento geológico e prospecção mineral: aplicações. Curso ADIMB/INPE, São José dos Campos, 103p. (INPE-8117-PUD/45).
- SANTOS, J.O.S. 1984. A parte setentrional do craton Amazônico (Escudo das Guianas) e a Bacia Amazônica. In: SCHOBENHAUS, C. (ed.) *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM, p. 57-88.
- SANTOS, J.O.S. & LOGUÉRCIO, S.O.C. 1984. A parte meridional do Craton Amazônico (Escudo Brasil-Central). In: SCHOBENHAUS, C. (ed.) *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. p.93-127.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; McNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, A.I.R. no prelo. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*.
- SANTOS, S.L.C. dos 1999. Integração digital de dados RADARSAT S2, TM LANDSAT e aerogamaespectrométricos: contribuição ao estudo de corpos graníticos mineralizados da Província Estanífera de Rondônia. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 168p.
- SASSAGAWA, H.S.Y. 1999. Técnicas de sensoriamento remoto e sistema de informações geográficas (SIG) para o estudo da ocupação do espaço físico e dos tipos florestais da Reserva Extrativista Chico Mendes, Estado do Acre. Dissertação de mestrado, INPE, São José dos Campos, 188p.

- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L. (ed.) Contribuições à geologia da Amazônia. FINEP/SBG, Belém, p. 91-129.
- SCANDOLARA, J.E. (coord.) 1997. Mapa geológico do Estado de Rondônia. 1:1.000.000. CPRM.
- SCANDOLARA, J.E. (coord.) 1999a. Mapa geológico do Estado de Rondônia. Texto explicativo. CPRM. 97p.
- SCANDOLARA, J.E. 1999b. A evolução proterozóica de Rondônia, principais eventos e cronologia dos movimentos tectônicos. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. Anais....Manaus, SBG, p. 255-258.
- SCANDOLARA, J.E. & AMORIM, J.L. de 1999. A Faixa Móvel Guaporé, sua definição e inserção no contexto geotectônico do SW do Craton Amazônico. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. Anais....Manaus, SBG, p. 278-281.
- SCANDOLARA, J.E. & RIZZOTTO, G.J. (exec.) 1993. Mapa geológico Folha Paula Saldanha. 1:100.000. CPRM
- SCANDOLARA, J.E.; SILVA, C.R.; RIZZOTO, C.J.; QUADROS, M.L.E.S; BAHIA, R.B.C. 1995. Compartimentação litoestrutural da porção ocidental do Craton Amazônico – Estado de Rondônia. In: SNET, 5., 1995. Boletim de Resumos Expandidos..., Gramado, SBG, p. 84-86.
- SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; AMORIM, J.L. de 1999a. Evolução proterozóica de Rondônia: cronologia de eventos tectônicos. In: SNET, 7., Lençóis, 1999. Boletim Res. Expandidos....Lençóis, SBG, p. 24-27.
- SCANDOLARA, J.E.; AMORIM, J.L. de; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C. 1999b. Compartimentação tectono-estratigráfica pré-cambriana de Rondônia: subsídios para os modelos evolutivos. In: Simp. Geol. Amaz., 6., Manaus, 1999. Anais....Manaus, SBG, p. 282-285.
- SCANDOLARA, J.E.; AMORIM, J.L. de; RIZZOTO, C.J.; QUADROS, M.L.E.S; BAHIA, R.B.C. 2000. The proterozoic terranes of southwest Amazonian Craton, Rondônia, Brazil. In: Intern. Geol. Congr., 31, RJ, CD-ROM...CPRM/SBG, RJ.
- SCHOWENGERDT, R.A 1983. Techniques for image processing and classification in remote sensing. Academic Press, Inc., 249p.
- SHAW, H.R. 1980. Fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface. In: HARGRAVES, R.B. (ed.) Physics of magmatism processes. Princeton, p. 201-204.

- SHEFFIELD, C. 1985. Selecting band combinations from multispectral data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. American Society for Photogrammetry and Remote Sensing, 5(6):681-7.
- SHIMABUKURO, Y.E., NOVO, E.M.L. de M., MERTES, L.A.K. 1998. Mosaico digital de imagens Landsat-TM da planície do rio Solimões - Amazonas no Brasil. INPE, São José dos Campos (INPE-6746-RPQ/681).
- SIBBET, B.S. 1988. Size depth and related structures if intrusions under stratovolcanoes and associated geothermal systems. *Earth-Sci. Rev.*, 25:291-309.
- SIBSON, R.H. 1986. Earthquakes and Lineament Infrastructure: *Phil. Trans. Roy. Soc.* A317:63-79.
- SILVA, C.R.; SCANDOLARA, J.E.; RIZZOTTO, G.J.; QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C. 1995. Contribuição a evolução tectônica estrutural das rochas mesoproterozóicas do Estado de Rondônia. IN: SNET, 5., Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos....Gramado, SBG, p. 87-89.
- SILVA, D.C. da 1994. Espectrometria de raios gama aplicada na classificação de granitóides. Dissertação de mestrado. IAG-USP, São Paulo, 83p.
- SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. 1995. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite – Bom Futuro, Rondônia State (Brazil). In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J.B.; COSTI, H.T. (eds.). Abstracts volume. Correlation of rapakivi granites and related rocks on a global scale. Symposium on rapakivi granites and related rocks, (IGCP-Project 315), Belém, p. 73.
- SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, J.T. 1997. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: International Symposium on granites and associated mineralizations, 2., Salvador, 1997, p 155-156.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas. *Notícias geomorfológicas*, 16(32):107-121.
- SOARES, P.C.; MATTOS, J.T.; BALIEIRO, M.G.; BARCELLOS, P.E.; MENEZES, P.R.; GUERRA, S.M.S.; CSORDAS, S.M. 1981. Análise morfoestrutural regional com imagens de radar e Landsat na Bacia do Paraná. Paulípetro, Consórcio IPT-CESP, São Paulo.
- SOARES, P.C.; LUZ, M.E.R; REDAELLI, R.; GUERRA, S.M.S. 1982. Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná. In: Simp. Bras. Sensoriamento Remoto, 2., Brasília, 1982. Anais... SJC, INPE, v.3, p. 157-168.

- SOHA, J.M. & SCHWARTZ, A.A. 1978. Multispectral histogram normalization contrast enhancement. In: Canadian Symp. on Remote Sensing, 5., Canadá, 1978. Proceedings...Canadá, p. 86-93.
- SOUZA, E.C. de; MELO, A.F.; ADAMY, A.; SOEIRO, R.S. 1975. Projeto Noroeste de Rondônia. Convênio DNPM/CPRM, v. 2-A e anexo VIII. (Relatório Final).
- SUDAM. 1984. Atlas climatológico da Amazônia Brasileira. Projeto de Hidrologia e Climatologia da Amazônia, Belém, 125p. (Publicação n. 39).
- TASSINARI, C.C.G. 1981. A evolução geotectônica da província Rio Negro-Juruena na região Amazônica, Brasil. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 101p.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do craton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre-Docência, IG-USP, São Paulo, 139p.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A. P.; VAN SCHUMUS, W.S.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological sistematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena province (Amazonian craton), and tectonic implications. Intern. Geol. Review, 38:161-175.
- TASSINARI, C.C.G.; BETTENCOURT, J.S.; GERALDES, M.C.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds.) Tectonic evolution of South America, RJ, p. 41-95.
- TEIXEIRA, W. & TASSINARI, C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: Symp. Amazônico, 2., Manaus, 1984. Anais...Manaus, MME/DNPM, p. 87-91.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geocronology of the Amazonia craton: tectonic implications. Precambrian Res., 42:213-227.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. 1992. Crustal-scala, en echelon P-shear tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem. Geology, 20:927-930.
- TOBISCH, O.T. & PATERSON, S.R. 1988. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. Journal of Structural Geology, 10(7):745-754.
- TOUTIN, T. 1992. An integrated method to rectify airborne radar imagery using DEM. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 58(4):417-422.
- TOUTIN, T. 1995. Multisource data integration with an integrates and unified geometry modeling. In: Earsel. Symp. Goterborg, Sweden, 1994. Proceedings..., Sweden, p. 163-74.

- TOUTIN, T. & CARBONNEAU, 1992. La création d'ortho-images avec mne: description d'un nouveau système. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 18(3):136-141.
- TRAVASSOS, J.M. & PIRES, A.C.B. 1994. The screening effect of a tropical forest on airborne gamma-ray spectrometry. *Nucl. Geophys.* 8(5):461-471.
- VASCONCELLOS, R.M.; METELO, M.J.; MARINHO, F.A.V.; AZEVEDO, M.L.V. de; LACERDA, D.; CARDOSO, C.E.T. 1977. Projeto Rio Madeira. CPRM, v. 2, 123p. (Relatório Final).
- VASCONCELLOS, R.M.; METELO, M.J.; MOTTA, A.C.; GOMES, R.D. 1994. Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil. CPRM, Rio de Janeiro, 165p.
- VENEZIANI, P. 1987. Análise de movimentos da tectônica rúptil e rúptil-dúctil através da interpretação de produtos de sensores remotos na região do Espinhaço Meridional (MG): uma correlação com processos evolutivos. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo. 186p.
- VENEZIANI, P. & ANJOS, C.E. dos 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. INPE, São José dos Campos, 61p. (INPE-2227-MD/014).
- VENEZIANI, P., ANJOS, C.E. dos, BETTENCOURT, J.S.; OKIDA, R., 1996. Caracterização de movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraqueza do Estado de Rondônia, com imagens TM-LANDSAT: resultados preliminares. In: Congr. Bras. Geol., 39., Salvador, 1996. Boletim de Res. Expandidos....Salvador, SBG, v. 2, p. 455-458.
- VENEZIANI, P.; ANJOS, C.E. dos; OKIDA, R.; BETTENCOURT, J.S.; SANTOS, A.R. dos 1998. Cronologia dos movimentos tectônicos em Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 40., Belo Horizonte, 1998. Boletim de Resumos...Belo Horizonte, SBG, p. 401.
- VENEZIANI, P.; OKIDA, R.; BETTENCOURT, J S. no prelo. Movimentos tectônicos ao longo das principais linhas de fraquezas crustais na Província Estanífera de Rondônia (PER) e sua implicação no alojamento dos maciços graníticos. In: Workshop sobre o sudoeste do Craton Amazônico, São Paulo, Instituto de Geociências.
- VERSCHURE, R.H. & BON, E.H. 1972. Geology and geochronology of tin bearing volcanic-plutonic complexes in Rondônia (western Brazil): reflections on genesis of this type of magmatism. Z.W.O Labor. Voo isotopen-Geologie, Amsterdam, p. 177-198. (Reports on investigation 1970/72).
- VIALON, P.; ROHLAND, M.; GROLIER, J. 1976. Éléments de tectonique analytique. Masson. 115p.
- VIEIRA, A.B. 1982. Notas sobre interpretação qualitativa de mapas aerogeofísicos. Relatório interno. Rio de Janeiro, CPRM, 16p.

- VILLANOVA, M.T. & FRANKE, N.D. 1995. Serra do Bom Futuro – Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J.B.; COSTI, H.T. (eds.). Abstracts volume. Correlation of rapakivi granites and related rocks on a global scale. Symposium on rapakivi granites and related rocks, (IGCP-Project 315), Belém, p. 83.
- VIGNERESSE, J.L. 1995a. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249:173-186.
- VIGNERESSE, J.L. 1995b. Crustal regime of deformation and ascent of granite magma. *Tectonophysics*, 249:187-202.
- WAGHORN, J.G. 1974. The geology of Rondônia, western Brazil, with special reference to the tin-bearing granite complexes and placer deposits. PhD Thesis, Fac. Sci., Univ. London, London, 293p.
- WEINBERG, R.F. 1994. Re-examining pluton emplacement processes: discussion. *Journal of Struct. Geol.*, 15(5):743-746.
- WERNICK, E.; HORMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; FERREIRA, C.J.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M.; ANDRADE, F.R.D. 1993. Fases, impulsos e ciclos magmáticos em complexos granitóides associados com falhas transcorrentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):248-59.
- WERNICK, E.; ARTUR, A. C.; FERREIRA, C.J. 1995. Evolução magmática de complexos granitóides associados a zonas de cisalhamento no Estado de São Paulo, Brasil. *Geociências*, 14(1):199-216.
- WILFORD, J.R.; BIERWIRTH, P.N.; GRAIG, M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2):201-216.
- YEATES, A.N.; WYATT, B.W.; TUCKER, D.H. 1982. Application of gamma-ray spectrometry to prospecting for tin and tungsten granites, particularly within the Lachlan Fold Belt, New South Wales. *Economic Geology*, 77, p. 1725-1738.
- YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; JONES, J.P.; FIGUEROA, L.A. 1987. Potosi – A primary Tin Deposit in Rondonia. In: Intern. Symp. on Granites and Associated Mineral., 1., Salvador, 1987. Extended Abstracts...Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 241-243.

APÊNDICE A
DIAGRAMA DE FLUXO DE TRABALHO

APÊNDICE B
PONTOS DAS ETAPAS DE CAMPO
E
CAMPANHA DE 1996 (VENEZIANI, ANJOS & PAYOLLA)

ETAPA DE CAMPO 1 (FEVEREIRO/2000)

PONTOS	LOCALIZAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS (dados declinados em N10W)
1	UTM 8902329 e 491406 Perfil Ariquezes-Monte Negro BR-421, 1,2 km após a ponte do Rio Jamari. Corte do lado esquerdo da estrada	Laterita e sedimento sobreposto (Terciário). Estão falhados	Faturas subverticais: N20E, N80E, N20W, N30W, N80W
2	BR-421, 4,3 km após a ponte do Rio Jamari. Lajedo do lado direito da estrada	Hornblenda-biotita gnaisse (composição monzogranito) estirado	Foliações cataclásticas-miloníticas subverticais: N20E, sinistral, cortada por N80E, destal Fratura: N60E/vertical
3	BR-421, 4,5 km após a ponte do Rio Jamari. Lajedo	Granada-hyperstênio- hornblenda gnaisse fino (composição sienogranítica) e granulito máfico intercalado	Bandamento paralelo à foliação milonítica N20E/vertical, sinistral Faturas (sub)verticais sem preenchimento: N50-60E, N80E, destal, N60W, E-W Em N60E/vertical há material quartzo- feldspático Direção N40E/vertical, sinistral, rompe o material básico Foliação milonítica N30E/vertical, destal
4	BR-421, 5,6 km após a ponte do Rio Jamari. Corte do lado esquerdo da estrada	Laterita, arenito, granito fino	
5	BR-421, 8,4 km após a ponte do Rio Jamari. Corte do lado direito da estrada	Sedimento com laterita	
6	UTM 8892349 e 481505 BR-421, 15,6 km após a ponte do Rio Jamari. Lajedo do lado direito da estrada	Augen gnaisse	Foliação N60E/vert. (sinistral) deslocada por N80W/vert., sinistral Fratura N10W/vert. (destal ?)
7	UTM 8885482 e 476173 BR-421, 24,3 km após a ponte do Rio Jamari. Lajedo do lado direito da estrada	Granito gnaisse fino	Foliação N70E/60-65SE, sinistral (rampa, dúctil). N80W/vert., destal Fratura N80E com veios de material quartzo-feldspático
8	UTM 8879146 e 474745 BR-421, 32,1 km após a ponte do Rio Jamari. Corte do lado direito da estrada	Sedimento com gibbsita e grânulos arredondados de laterita, com 0,5 cm	
9	UTM 8873757 e 474836 BR-421, 40,3 km após a ponte do Rio Jamari. Lajedo e blocos do lado direito da estrada	Gnaisse, quartzito com mica e sillimanita (?) e calciossilicática	Foliação cataclástica-milonítica N60W/55NE Faturas sem preenchimento, subverticais: N10E, N80W e N70E
10	UTM 8864679 e 467544 BR-421, 49,8 km após a ponte do Rio Jamari. Parte asfaltada, atrás da serralheria, do lado direito da estrada	Quartzito micáceo	Flancos da megadobra: N10E/65SE e N30W/subvert. Há veios de quartzo paralelos ao plano da foliação Bandamento N50W/65NE
11	BR-421, 51,6 km após a ponte do Rio Jamari. Chão e lado direito da estrada. Em frente à porteira	Maciço Alto Candeias deformado	Foliação cataclástica-milonítica N60W/subvertical, sinistral
12	BR-421, 53,6 km após a ponte do Rio Jamari. Corte e blocos nos dois lados da estrada	Maciço Alto Candeias (hornblenda-biotita sienogranito porfiróide. Piterlito)	Faturas subverticais: N10E e N80W Foliação cataclástica-milonítica N60W/subvertical

		Há granito deformado, pegmatito, veio de quartzo e quartzito alterados	
13	UTM 8902156 e 499479 Ponto WB-70, ponto 74 da campanha de 1996. Afloramento da Drogaria. 2,9 km do início da RO-257. Lajedo dos dois lados da estrada	Granada-biotita-hyperstênio-hornblenda gnaiss bandado, migmatítico (composição tonalítica) e pegmatito	Foliação milonítica N60E/subvertical, destal, com lineação de estiramento N60E/subh. A foliação transpõe o bandamento N60E/40SE Foliação milonítica N-S/vertical, sinistral, cortada por N40E (rampa); e N50-60W, sinistral
14	UTM 8901291 e 496931 Ponto WB-51. Afloramento da granja. Blocos e lajedo	Gnaiss fino e pegmatito	Foliação cataclástica-milonítica N60E/subvertical, sinistral Há dobras intrafoliais com eixos verticais, em Z
15	UTM 8903730 e 501688 Perfil RO-257, Ariqueles para Machadinho D'Oeste. 3,6 km do início da RO. Corte do lado direito da estrada	Granada-biotita-hyperstênio-hornblenda gnaiss bandado, podzolo e laterita concrecionária	Bandamento N40E/50SE (rampa) Falhamento N-S
16	UTM 8904434 e 507938 10,5 km do início da RO. Lajedo do lado direito da estrada	Augen gnaiss, gnaiss fino (composição charnockítica)	Foliações cataclásticas-miloníticas: N50E/subvertical, sinistral, e N20E/subvertical, sinistral
17	UTM 8907580 e 516407 19,9 km do início da RO. Corte do lado direito da estrada	Sedimento com concreções lateríticas e horizontais vermelho e amarelo (gley)	
18	UTM 8906443 e 521793 26,1 km do início da RO. Corte do lado esquerdo da estrada	Arenito laterizado com sedimentos caulinizados e plintificados	Faturas subverticais com caulinita: N30-40E, N10W, N60W, N80W
19	UTM 8907855 e 535452 40,0 km do início da RO. Corte do lado direito da estrada	Biotita sienogranito porfiróide (Maciço Manteiga)	
20	UTM 8909096 e 540373 45,1 km do início da RO. Corte do lado direito da estrada	Granada gnaiss quartzo-feldspato e granada-sillimanita-biotita gnaiss com metabásicas (composição: gabro e gabro-norito) e pegmatito	Foliação cataclástica-milonítica N-S/40W
21	48,7 km do início da RO. Corte dos dois lados da estrada	Arenito arcoseano conglomerático	Acamamento N60E/10SE
22	Numeração pulada		
23	UTM 8857303 e 510947 Perfil Cacaúlândia. 25,4 km após entrada na estrada para Cacaúlândia. Lajedo do lado direito da estrada. Ponto 42 da campanha de 1996	Gnaiss com porções quartzo-feldspáticas e granada	Foliações cataclásticas-miloníticas: N70E/45SE (rampa paralela ao bandamento), N70E/subvertical (sinistral) e N80E/subhorizontal Eixos das dobras N70E/40 e S50W/65
24	UTM 8851135 e 510711 32,6 km após entrada na estrada para Cacaúlândia. Lajedo do lado esquerdo da estrada	Gnaiss com porções quartzo-feldspáticas e granada	Foliações cataclásticas-miloníticas: N70E/subvertical, destal, com dobra intrafolial em S, N80W/30SW paralela ao bandamento e N80W/subvertical, sinistral
25	UTM 8845439 e 510991 39,2 km após entrada na estrada para Cacaúlândia.	Gnaiss com porções quartzo-feldspáticas e granada	Foliação cataclástica-milonítica N80W/45SW, sinistral Lineação de estiramento S50W/50

	Lajedo e blocos do lado direito da estrada. Estrada à esquerda da bifurcação		(anfibólio)
26	UTM 8841916 e 506765 4,9 km após a bifurcação. Indo para Colina Verde. Casa do Senhor Antônio. Lajedo do lado direito da estrada	Gnaiss com porções quartzo-feldspáticas e granada (charnockito)	Foliação cataclástica-milonítica N80W/vertical, sinistral Fraturas: N50W/vertical e N40E/vertical
27	Voltando para Cacaúlândia. Lajedo do lado direito da estrada, 3,0 km após a bifurcação	Gnaiss com porções quartzo-feldspáticas e granada	Fratura sem preenchimento N10E/vertical Foliação cataclástica-milonítica N80W/vertical
28	UTM 8859818 e 511259 Lajedo do lado esquerdo da estrada, 3,4 km após Cacaúlândia, sentido sul para norte	Granito com corpos máficos bem estirados	Foliação cataclástica-milonítica N80E/60SE paralela ao bandamento, sinistral Fratura com quartzo <i>en echelon</i> , N45E
29	UTM 8916480 e 490539 Pedreira abandonada. Lado esquerdo da estrada. 12,5 km de Ariquemes	Augen gnaiss sienogranítico (xenólito), biotita-hornblenda sienogranito porfirítico, biotita-álcali sienogranito miarolítico a porfirítico e biotita sienogranito (Maciço São Carlos)	Ponto com estatística de fraturamento Fraturas verticais: N10E, N30E, N40E, N60E, N10W, N40W, N70W Fraturas: N10E/10NW, N20E/75SE, N30E/65SE Contato do granito com xenólito: N40E/vertical, N60E/vertical e N60W/vertical
30	Perfil BR-364, Ariquemes para Itapuã D'Oeste. 19,2 km após Ariquemes. Corte do lado esquerdo da estrada	Sedimento caulinzado com plintificação, sedimento plintificado e laterizado, e horizonte amarelo	
31	UTM 8923720 e 488510 23,2 km de Ariquemes. Pedreira em atividade (Srs. Marcos e Milton)	Idem ponto 29, sem augen gnaiss (Maciço São Carlos)	Ponto com estatística de fraturamento (lajedo e pedreira) Fraturas verticais: N-S, N10E, N20E, N30E, N40E (desloca destralmemente N30E), N60E, N80E, N30W, N40W, N50W, N60W, N70W, N80W, E-W Fraturas: N-S/25W, N60E/70NW, N60W/35SW
32	39 km de Ariquemes. Lajedo do lado direito da estrada	Biotita augen gnaiss sienogranítico	Foliações cataclásticas-miloníticas: N40-50W/vertical, N80W/vertical, N10E/vertical N10E falha normal
33	51,8 km de Ariquemes, entrada à direita da BR	Sedimento com cutans de argila com plintita, nível concrecionário e laterita granular Derivado de granito	
34	UTM 8956708 e 488584 60,3 km de Ariquemes e 26,5 km da entrada da CESBRA. Pedreira do lado esquerdo da estrada	Biotita sienogranito equigranular médio/grosso e biotita sienogranito porfirítico (Maciço Caritianas)	Ponto com estatística de fraturamento Fraturas verticais: N-S, N10E, N30E com veio e estrutura rombóide preenchida por quartzo, N40E, N70-80E, N50E, N60E arrasta destralmemente N30E, N10W, N60W, N70W, N80W, E-W Fraturas: N20E/10SE, N20W/20NE conjugada com N30E/vertical, N30E/25SE, N25W/30NE, N50W/15NE, N80W/50SW, E-

			W/65N
35	L-75, 40,5 km do B-40. Mina Bom Futuro	Gnaiss, anfibolito, traquidacito, brecha, pegmatito, quartzo pórfiro, albita granito, riolito	Veios de quartzo: N70W/37NE (principal), N30W/80SW (secundário), N80E a E-W/25N, N70E/subvert., N25E/25NW com estria S50E/25, N40-50W/40NE com estria N40W/hor., N10E/sobh. Contato da brecha com granito: N60-70E/vertical Veios de brecha no granito: N30W/20NE Fraturas subverticais: N20W e E-W Fraturas: N40-50E/45NW ou 30SE, N70E/15SE ou 75SE, N60E/30SE, N10W/vert. ou 30NE com estria N60E/30 Contato anfibolito com outros litotipos: N20W/vertical paralelo à foliação milonítica Foliações cataclásticas-miloníticas: N35E/vert., sinistral (?), N-S/vert.
36	UTM 8703770 e 620391 Perfil Rolim de Moura-Nova Brasilândia (RO-10). 9 km de Rolim de Moura. Corte nos dois lados da estrada	Monzogranitos e granodioritos da Suíte Granítica Rio Pardo	Foliação milonítica N60W/vertical, sinistral, paralelo aos bolsões de quartzo-feldspato N10E/vertical arrasta N60W/vertical
37	23,2 km de Rolim de Moura, após L-164. Corte nos dois lados da estrada	Biotita-muscovita-quartzo xisto da Seq. Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia	Xistosidades: N10W/subvertical e N60W/vertical (principal)
38	24,3 km de Rolim de Moura. Corte dos dois lados da estrada	Biotita-muscovita-quartzo xisto da Seq. Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia	Xistosidades: N60E/65NW e N60E/vertical Falha normal N40W/vertical N10E/vertical arrasta sinistralmente N60E/65NW Vênulas de caulinita em N30W, sinistral, N60W, sinistral, e N60E, destrai
39	27,8 km de Rolim de Moura. Corte dos dois lados da estrada	Biotita-muscovita-quartzo xisto da Seq. Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia	Xistosidades: N10W/vertical, N60W/65SW e N80W/vertical
40	29,7 km de Rolim de Moura. Corte dos dois lados da estrada	Perfil caulinitico com laterita tabular (Formação Pimenta Bueno)	
41	3,9 km após o ponto 40. 3,0 km de Migrantópolis para Rolim de Moura. Antes da L-148. Chão da estrada	Calciossilicática (Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia)	Foliação milonítica N50-70W/subvertical, destrai, paralela aos veios de quartzo
42	UTM 8731921 e 676349 Perfil BR-364, Cacoal. Pedreira do lado direito da estrada, 8 km a sul de Cacoal	Charnockito porfiróide cinza esverdeado. Diques de gnaiss fino de composição granítica	Foliação N50E/vertical
43	UTM 8734977 e 664041 Norte de Cacoal, lado esquerdo da estrada	Arenito (Formação Pimenta Bueno)	Foliação N70W/vertical
44	Perfil RO-479, Avenida Norte-Sul de Rolim de Moura, da BR-364 para Rolim de Moura. 25,2	Sedimento plintificado com laterita granular no chão	

	km do cruzamento da BR-364 com a RO-479. Corte dos dois lados da estrada		
45	32,8 km do cruzamento da BR-364 com a RO-479. Lajedo em ambos os lado esquerdo da estrada	Arenito (Formação Pimenta Bueno)	
46	UTM 8695098 e 640609 Perfil L-192 sul. 32,9 km da RO-383 ou RO-10. Blocos no lado direito da estrada e no chão	Granito (Complexo Santa Luzia)	Foliação milonítica N40E/vertical Dobra em bainha N10W/vertical, destal, corta N40E/vertical
47	Perfil L-184 sul. 6,2 km da RO-10 (dentro de Rolim de Moura). 3,6 km do marco da L-184 sul. Corte nos dois lados da estrada	Biotita-muscovita-quartzoxisto (Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia). Granito gnaiss médio a grosso com bandas micáceas	Foliação cataclástica-milonítica N20W/25NE deslocada pela N50W/vertical com sentido sinistral Veios quartzo-feldspato em N50W/vertical
48	Perfil da L-184. 15,2 km do marco da L-184. Pedreira. Corte do lado direito da estrada	Gnaiss (Suíte Granítica Rio Pardo)	Foliação N30W mergulhando para NE paralela aos veios de quartzo e bolsões pegmatíticos
49	UTM 8809660 e 602044 Perfil da BR-364. Km 362 da BR. 44,3 km da L-94 com a BR, 17,8 km da saída de Ji-Paraná, para norte. Lado esquerdo da estrada. Pedreira Queiroz Galvão. Abandonada e alagada	Augen gnaiss, provavelmente derivado da deformação/metamorfismo de rochas charnockíticas	Rampa N20W mergulhando para ?
50	Lajedo em Ouro Preto D'Oeste. Rua Tiradentes 111 e Rua Ana Neri	Granada charnockito porfiróide	Veios quartzo-feldspato: N-S/vertical e N40E/vertical Fraturas: N10E/vertical e N60W/vertical cortam N40E/vertical
51	UTM 8837395 e 565652 Pedreira Paraíso. Abandonada. Lado esquerdo da BR, chegando em Jaru. Entrada na L-632. 27 km do ponto anterior	Gnaiss granulítico com intercalações de granulito máfico e granito rosa com granada	Foliações cataclásticas: N20E/vertical, N5E/vertical (destal ?) Foliação cataclástica-milonítica N60E/vertical, sinistral Foliação N5E/vertical com injeção de material quartzo-feldspato Bandamento composicional irregular N50E N50E/vertical arrasta E-W/vertical, sinistral N50-60E/30NW, rampa oblíqua, sinistral Foliação milonítica N70W/vertical, sinistral Lineação de estiramento N70E/subhorizontal na foliação N70E/vertical e N80W/subhorizontal na foliação N80W/vertical
52	CESBRA. Pedreirinha	Granito Serra Azul. Inequigranular rosa	Ponto com estatística de fraturamento Fraturas verticais: N40E, N70-75E, N30E, N30W (com veio de quartzo), N50E, N15E, N60E Outras fraturas: N-S/70E, N40W/75NE, N40E/45NW, N70E/65NW, N10E/40-65SE,

	<p>Mina</p> <p>Eseritório</p> <p>Mina</p> <p>Lajedo atrás do alojamento</p> <p>Serra da Onça A Serra da Onça B. Matações</p> <p>Mina (bancada)</p> <p>Mina</p>	<p>Greisen</p> <p>Granito Serra Azul</p> <p>Granito Santa Bárbara e granito fino Anfibólio granito inequigranular</p> <p>Plintito (granito) Granito porfiróide deformado correlato à S.I. Serra da Providência</p> <p>Granito greisenizado</p> <p>Granito Santa Bárbara</p> <p>Granito greisenizado</p> <p>Granito greisenizado</p>	<p>N5W/70NE, N60W/75SW, N5E/15NW, N80E/75NW, N30W/65NE, N45E/25SE Fratura N70W/vert. corta N70E/vertical, sinistral, com caulinita N35E/vert. e N70E/vert. são as predominantes Ponto com estatística de fraturamento Fraturas verticais greisenizadas: N70E mergulhando até 60SE (com quartzo), N10W (com quartzo), N50E, N30W (com quartzo), N55-65E, N80E, N85W, N20E, N30E, N40W, N40E, N-S (com quartzo) Fraturas: N40W/vert., sinistral, N50E/vert., destal, e N70E/horizontal Ponto com estatística de fraturamento Fraturas com quartzo, subvert.: N10W (destal), N30W, N40W, N65E, N85E Fraturas sem preenchimento: N25E/75SE, N50E/subvert. (plano de falha com estria N45E/subh.), N-S/55E, N60W/subvert., N80W/subvert. N70E/vert. com zinwaldita Veio de quartzo N65W/subvert. Veio de quartzo N80E/vert. Foliação cataclástica-milonítica N55E/subvert. cortada por N80E (veio de quartzo), destal Ponto com estatística de fraturamento Fraturas: N40W/subvert., N70E/subvert., N10W/subhor., N10E/subvert., N80W/subvert. N85W/subvert. zona com zinwaldita Veio de greisen e zinwaldita e quartzo N70E/subvert. Veio de quartzo N40W/subvert. Veio com minério e zinwaldita N55E/subvert. Fratura N40W/vert. com estrias suhhorizontais, sinistral Plano de falha N30E/subvert. a 40SE com estria N30E/subh. e subvert. Fraturas escalonadas com argila e zinwaldita N55E/subh., internas à N30E As duas direções principais são N30E e N75E/subvert. com veios de greisen</p>
53	<p>Perfil L-100. Da BR-364 para Oriente Novo, saindo em Ariqueles pela RO-257 Ponto WB-140. Fazenda Bandeirantes (Senhor J.S. Guerra). Matações. Estrada lateral à estrada para o Oriente Novo</p>	<p>Granada-sillimanita-biotita gnaiss</p>	
54	<p>UTM 8933674 e 553975 Lajedo</p>	<p>Biotita sienogranito porfiróide (Maciço Santa Clara)</p>	<p>Fraturas verticais com material quartzo-feldspático: N50E, N70E, N10W</p>

55	UTM 8940839 e 565932 Antiga lavra da mineração Oriente Novo	Greisen brechado e albita granito (Maciço Oriente Novo)	Juntas: N33E/75NW, N45E/85NW, N35W/87SW, N35W/70NE, N48W/76SW, N57W/82NE
56	UTM 8934135 e 576362 Entre Oriente Novo e a RO-01. Ponto WB-37. Lajedo em ambos os lados da estrada. 16,9 km após o 5º BEC	Álcali-feldspato granito alaskítico (Maciço Primavera)	Faturas com veios de quartzo: N10E/70NW, N60E/vertical, N10W/vertical, N80W/vertical
57	UTM 8930620 e 579848 Ponto WB-36. Lajedo atrás de uma casinha	Hornblenda-quartzo sienito porfiróide (Maciço União)	Faturas verticais: N10W, N70W
58	UTM 8911139 e 454313 Perfil lado de Massangana, L- 70	Biotita-hornblenda sienogranito (Maciço Massangana)	Faturas verticais: N-S a N5E, N70- 80W
59	UTM 8907444 e 447009 L-65. Lajedo	Biotita sienogranito porfiróide (Maciço Massangana)	Faturas verticais: N-S, N70E, N40W, N70W
60	Mina Bom Futuro. Lajedo	Li-mica álcali granito porfírico (Granito Palanqueta – Mina de Bom Futuro)	Ponto com estatística de fraturamento Faturas verticais: N20E com veio de quartzo, N40E, N50E, N60E, N80E arrasta sinistralmente N20E/vert., N10W, N40-50W, N60W Faturas: N-S a N10E/70SE, N70W a E-W/50SW ou S com veios de material quartzo-feldspático
61	UTM 8918495 e 443376 Mineração Cascavel. Próximo à mina de Bom Futuro	Charnockito porfiróide (Mineração Cascavel)	Foliação cataclástica-milonítica N55W/subvertical, sinistral, cortada por N20W/subvertical, sinistral

ETAPA DE CAMPO 2 (JULHO DE 2000)

PONTOS	LOCALIZAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS (dados declinados em N10W)
1	Pedreira abandonada do Mac. Ariquemes. Lado esquerdo da BR-364, aproximadamente 4 km a sul de Ariquemes. Atrás de uma casa	Biotita granito (Maciço Ariquemes)	Ponto com estatística de fraturamento Fraturas: N-S/80E, N-S/vertical, N10E/vertical, N10E/70SE, N30E/vertical, N30E/75NW, N30W/20SW, N60W/55NE, N70W/25SW
2	UTM 8916822 e 505535 L-75, sentido W para E. 16,2 km da entrada da L-75 com a BR-364. Lado direito da BR. Lado esquerdo da L-75. Lajedo	Gnaiss e anfibolito	Bandamento paralelo à foliação cataclástica-milonítica N-S/vertical, sinistral, com L estiramento N-S/subhorizontal
3	UTM 8917074 e 510556 L-75. Lado direito. Matacões	Granada gnaiss	Foliação cataclástica-milonítica N30E/vertical paralela aos veios de quartzo (sinistral), com L estiramento N30E/subhorizontal
4	L-75, aproximadamente 9,7 km do seu início. Lajedo. Lado direito	Idem Ponto 3, anfibolito e bolsões pegmatíticos	Foliação milonítica N20E/vertical, destal, paralela ao bandamento e ao veio de quartzo Fraturas: N40W/vertical, sinistral, e E-W/vertical <i>en echelon</i>
5	Perfil L-80, B-80 e L-75. 9,9 km do início da L-80 com a BR-364. Matacão e lajedinho. Lado direito da estrada	Granito (Maciço São Carlos)	
6	11,2 km do início da L-80. Matacão e lajedinho, Lado esquerdo da estrada	Granito (Maciço São Carlos)	
7	12,4 km do início da L-80. Lajedo do lado esquerdo da estrada	Granito (Maciço São Carlos)	Ponto com estatística de fraturamento Fraturas verticais: N-S, N30E (aparece também como clivagem), N40E, N60E, N80E, N25W, N30W, N40W, N50W, N60W com quartzo, N80W, E-W
8	14,7 km do início da L-80. Chão da estrada	Gnaiss e anfibolito	Dique paralelo à foliação milonítica N-S a N10W/vertical
9	13,1 km do início da L-80	Contato do granito (Maciço São Carlos) com embasamento. Solo	
10	23,8 km do início da L-80. Lajedo do lado direito da estrada	Gnaiss fino	Foliação milonítica N10E/vertical
11	UTM 8916799 e 505643 Lado direito da L-75, sentido E para W. Lajedo a 21 km de um travessão	Gnaiss	Foliação milonítica, destal, paralela aos veios de quartzo N10W/vertical
12	Matacões dos dois lados da L-75. 14 km do cruzamento com a BR-364	Granito (Maciço São Carlos)	
13	UTM 8946852 e 525507 Perfil L-105, lado leste da área. 34,6 km do início da linha. Matacão e lajedado do lado direito da linha. Casa do Senhor João Brito	Granito porfiróide (Maciço Manteiga) e anfibolito	Foliações miloníticas: N70W/vertical, sinistral, N20E/vertical, destal, N40W/30NE (rampa), N10E/30NW (rampa sinistral), E-W/60N, destal, N-S/vertical, sinistral, com L de estiramento N-S/subh.

			Fraturas verticais: N-S, N10E, N20W e N40W com veio quartzo-feldspático que corta a foliação N-S e o dique de anfibolito. As três direções possuem bolsões de anfibolito. N70W com veios de quartzo
14	UTM 8957002 e 542409 Perfil L-105 para Cujubim. Linha CA-02. 59,2 km do início da L-105 com a BR-364. Lajedo no chão e lado direito da estrada	Biotita granito porfiróide (Maciço Santa Clara)	
15	UTM 8958288 e 544300 61,8 km do início da L-105. Blocos do lado esquerdo da estrada	Granito (Maciço Santa Clara)	
16	UTM 8961751 e 549210 70,8 km do início da L-105. Blocos do lado esquerdo da estrada	Gnaiss bandado	Foliação milonítica N60E/60NW, destal
17	UTM 8908410 e 537873 Perfil da RO-257 até o 5° BEC. Corte dos dois lados da estrada. 46,8 km do início da RO	Gnaiss (?)	Foliação cataclástica N20W/vertical a 70SW
18	55 km do início da RO. Lado direito da estrada. Chão	Arenito arcoseano conglomerático	
19	UTM 8911438 e 547352 56,1 km do início da RO. Corte do lado direito da estrada	Gnaiss ou arcóseo (?)	Foliações: (?) N10E/30NW e E-W/60N
20	UTM 8929319 e 579219 9,5 km após o 5° BEC. Lado direito da estrada. Matações e lajedo	Granito porfiróide (Maciço União)	
21	UTM 8940116 e 571942 27,4 km do 5° BEC. Matação e lajedo no chão da estrada e no lado direito	Granito porfiróide (Maciço Oriente Novo)	
22	UTM 8951861 e 535230 Perfil BR-364, L-105, Cujubim, Machadinho D'Oeste	Biotita granito porfiróide (Maciço Santa Clara)	
23	UTM 8767193 e 623754 Perfil BR-364 (Presidente Médici) Pedreira Termaza. Lado direito da estrada, de Pres. Médici a Ouro Preto, 700 m após Pres. Médici	Granito cinza equigranular com pórfiros de FK (Suíte Intrusiva Serra da Providência)	Fratura principal N70W/vertical Contato do granito com uma rocha melanocrática N20E/subvertical
24	Sítio ao lado da AAB, lado direito da estrada, sentido sul para norte. 600 m adiante da Pedreira Termaza	Granito muito estirado com pórfiros de FK rotacionados (S.I. Serra da Providência)	Foliação milonítica N15W/vertical, sentido sinistral Veio de quartzo E-W/vertical cortando foliação milonítica
25	UTM 8897477 e 495865 Perfil BR-364. 7 km após o marco do Rotary em Ariquemes, sentido norte para sul. Pedreira abandonada com lajedo grande, lado direito da	Gnaiss tonalítico e aplito	Foliação milonítica principal N40-50W/vertical Contato dúctil do aplito com gnaiss: N30E/vertical Foliação milonítica N30E/vertical, destal, desloca foliação do gnaiss (N50E/vertical, destal)

	estrada, de norte para sul		Contato rúptil do aplito com gnaiss: N30W/vertical Há figuras de interferência
26	UTM 8849961 e 554095 BR-364, km 429. Antes da L-605 de Jaru, lado direito da estrada, sentido sul para norte	Gnaiss granulítico bandado com veios e bolsões de metabásica	Bolsão N80W/55NE, destal (lasca de rampa oblíqua) N20E/vertical, sinistral Foliação milonítica N60E/vertical, destal N-S/vertical preenchida por massa quartzo-feldspática, arrasta N50E/vertical no sentido sinistral e rompe dique de anfibolito N60W/subvertical, sinistral N60W/vertical, destal
27	Perfil BR-364, sul de Ariquemes, 43 km a sul da cidade. Matações e lajedo, lado esquerdo da estrada	Augen gnaiss estirado	Foliação milonítica N-S/vertical, destal
28	70 km a sul de Ariquemes, lado esquerdo da estrada. Lajedo	Augen gnaiss estirado	Foliação milonítica N10W/vertical Há bolsões de quartzo-feldspato paralelos à foliação
29	UTM 8861389 e 541972 Pedreira abandonada, lado esquerdo da estrada, um pouco antes do Ponto 28, de norte para sul	Biotita granito gnaissificado fino com bolsões pegmatíticos	Foliação milonítica N50E/vertical Foliação N30E/vertical Fraturamento principal E-W/vertical
30	38 km a sul de Ariquemes, lado direito da estrada, sentido sul para norte. Corte	Augen gnaiss	Foliação milonítica N30E/vertical
31	14 km a sul de Ariquemes, lado esquerdo da estrada com sentido sul para norte	Granada gnaiss bastante estirado	Foliação milonítica N30E/vertical, destal e sinistral
32	UTM 8926065 e 476237 Perfil Bom Futuro L-85, 11,5 km do início da L-85	Gnaiss e anfibolito	Foliação milonítica N40W/vertical, sinistral, paralela ao bandamento Veios quartzo-feldspático: N-S/vertical, N50E/vertical
33	UTM 8930335 e 461842 Travessão em Alto Paraíso, aproximadamente 24 km da BR-364, entre as L-85 e L-90, lado esquerdo da estrada. Matações e lajedo	Biotita granito grosseiro	
34	UTM 8932178 e 463323 Travessão entre L-90 e 95, sentido sul para norte Matações e lajedos	Idem Ponto 33	
35	UTM 8921387 e 468401 L-80, casinha do lado direito da estrada. Blocos	Augen gnaiss estirado	Foliação milonítica N20E/vertical, destal
36	UTM 8916240 e 459025 L-75, lado esquerdo da estrada. Casinhas, sentido oeste para leste, lajedo	Charnockito porfiróide e aplito foliados	Contato charnockito e aplito: N70W/vertical paralelo à foliação milonítica Veios quartzo-feldspático: N80E/vertical, sinistral, N50W/vertical, N70W/vertical
37	UTM 8916271 e 463195 L-75, casinha do lado esquerdo da estrada, oeste para leste, lajedo	Idem Ponto 36. Xenólito de aplito, charnockito, anfibolito	Foliação milonítica N70W/vertical, sinistral Foliações miloníticas do charnockito: E-W/vertical, sinistral, N40W/40NE

			(rampa) deslocada por N70W/vertical
38	L-80, 8,5 km após travessão, sentido leste para oeste, lado direito da estrada, após bar	Granito cinza fino	Foliação milonítica N10W/vertical, destrai
39	UTM 8946390 e 452379 Perfil norte de Alto Paraíso, Triunfo, WB-361, L-105, lado esquerdo da estrada, lajedado, sítio	Augen gnaiss e anfibolito	Foliação milonítica N10E/vertical, destrai Foliação localizada N60E/vertical, destrai Dique pegmatítico N40W/vertical, sinistral Veio quartzo-feldspático N60E/vertical desloca destralmamente N10E/vertical

CAMPAÑA DE 1996 (VENEZIANI, ANJOS & PAYOLLA)

PONTOS	LOCALIZAÇÃO	LITOLOGIA	ESTRUTURAS (dados declinados em N10W)
1	Perfil L-156 sul (Rolim de Moura), 15 km do início da L-156	Quartzo-biotita xisto com quartzito e gnaiss	Foliações cataclásticas-miloníticas: N50W/85NE e N60W/35NE Xistosidade N40W/35NE (empurrão)
2	UTM 8691689 e 605299, voltando para RO-10	Quartzo xisto estirado	L estiramento N50W Foliação milonítica N50W/subvertical Xistosidade N30W/vertical
3	3 km do Ponto 1, de sul para norte	Mica-quartzo xisto	N50-60W/subvertical L N84E/57
4	3,3 km do Ponto 3, sentido sul para norte	Quartzo-mica xisto com granito	Foliação milonítica N50W/75NE
5	400 m do Ponto 4, sentido sul para norte. Lajedo	Quartzo-mica xisto com lentes de anfibolito	Foliação milonítica N60W/subvertical
6	UTM 8697218 e 605318 300 m do Ponto 5	Massa granítica brechada	Juntas verticais: N30E e N55E Veio aplítico N60-70E
7	4,6 km do Ponto 6, sentido sul para norte	Gnaiss	N70W/35NE N60W/vertical Foliação paralela à xistosidade L estiramento N10W/40
8	UTM 874626 e 594445 1,35 km da L-148	Calciossilicática injetada por material quartzo-feldspático boudinado	N50W/30NE N50W/vertical, sinistral
9	UTM 8682358 e 634310 Perfil Santa Luzia D'Oeste, 2,7 km a leste da L-184	Quartzito em granulito	Foliações cataclásticas-miloníticas: N40W/vertical (principal), N10W/50NE, N60W/75NE
10	5 km do centro de Santa Luzia D'Oeste, sentido norte para sul. Matacões	Metagabro foliado	
11	UTM 8686044 e 634327	Rocha granítica brechada formando lentes entre quartzitos e quartzo xisto	Foliação cataclástica-milonítica N35W/60NE Juntas N30E/75NW, E-W/75S, N40W/45NE, N80E/60-80 ?, N20W/65NE L estiramento N40W/20
12	Rodovia entre Rolim de Moura e Santa Luzia D'Oeste. Lado esquerdo, 4,7 km do Ponto 11	Granito cinza	Foliação cataclástica N50W/40NE Rampas frontais N30-40W/40NE Veios graníticos não deformados
13	UTM 8693418 e 634359	Granito, xisto, pegmatito	Xistosidade N80W/60NE N80W/45NE Veio N60W/vertical N50W/80NE
14	Sem localização	Gnaiss	N55W/65NE N50E/50NW
15	UTM 8743031 e 667315 Perfil Cacaoal	Granito (S.I. Serra da Providência) não foliado	
16	Sítio Pedroca. Ponto JWB-3, BR-364, lado esquerdo chegando em Presidente Médici (1,2 km), sentido Cacaoal-Presidente Médici	Tonalito gnaiss cinza	Foliação milonítica N30W/subvertical, sinistral N10E/vertical arrastando NW, destrai Foliações: N10E/65NW e N30W/65SW L estiramento e boud. Subhorizontal N30W, N-S e N10E
17	Sem localização	Metavulcano-sedimentar	N55E/60NW N20E/85NW
18	UTM 8800290 e 64922	Granito	Foliações: N30W/30NE, N10E/70SE,

	Perfil Ji-Paraná		N20E/60-70NW N20E/30-50SE
19	UTM 8800306 e 640278	Riolito	Clivagens de fraturamento: N80W/45NE e N10E/60NW
20	Entre os Pontos 19 e 21	Riolito	Foliação N10E/50SE
21	UTM 8800313 e 638456	Riolito pórfiro	Clivagem N20E/35NE Foliação N80W/35NE L N50E/30
22	UTM 8804000 e 638471		Foliação cataclástica-milonítica N20W/subvertical Rampa oblíqua N60E/35NW, N20E/15NW Rampa frontal N40W/35NE (sinistral) Foliação N80W/20NE B N50E/15
23	500 m a frente do Ponto 22	Rocha de composição granítica-granodiorítica	Foliação milonítica N10E/65NW L estiramento N80W/30
24	UTM 8804036 e 629360	Granito milonitizado	E-W/15N L estiramento N50W/subhorizontal N50W/vertical, sinistral
25	Perfil Ouro Preto D'Oeste, trevo da cidade. Ponto JWB-9	Charnockito	Foliações miloníticas: N50E/vertical, N10E/vertical, N80W/70NE
26	Perfil Ouro Preto D'Oeste para Ji-Paraná	Augen granito milonítico	Clivagem de fratura: N80W/vertical, N60E/vertical Foliação cataclástica N10E/vertical L estiramento N10E/subhorizontal Fratura N80W/55NE Foliações miloníticas verticais: N60E, N50E, N20W, sinistral, com L estiramento N20W/subhorizontal N80W/35SW, N50W/30SW
27	UTM 8809816 e 603861 Pedreira Bianco, BR-364, lado direito, de Ouro Preto D'Oeste para Ji-Paraná	Augen gnaiss com pegmatito	N10W/vertical, sinistral N80W/35SW
28	UTM 8824472 e 576565 51 km de Ji-Paraná	Augen gnaiss	Foliação milonítica N50E/vertical com L estiramento N40E/45 Foliação N30W/40SW B N10E/40
29	UTM 8830009 e 572931	Augen gnaiss	N45E/70NW, destal
30	UTM 8833702 e 599292	Granulito com gnaiss alterado	Foliações miloníticas verticais: N50E, N10W, N70E
31	UTM 8835548 e 567472	Milonito gnaiss (granulito)	Foliações miloníticas: N70- 80W/vertical, sinistral
32	UTM 8837395 e 565652 Pedreira	Granulito	Foliações miloníticas: N80W/75NE, sinistral, N30E/vertical, destal L estiramento subhorizontal N80W e E-W
33	UTM 8850314 e 554730	Gnaiss granulítico	Foliação milonítica N85W/subvertical, sinistral N80W/subvertical, sinistral L estiramento E-W/subhorizontal
34	UTM 8854008 e 549262	Milonito gnaiss granulítico	Foliações miloníticas: N70W/subvertical, N10E/80SE N50W/30SW
35	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização	Gnaiss granulítico	N20E/25NW N80W/30NE

	exata		
36	UTM 8868773 e 529204	Augen gnaiss estirado	Foliações miloníticas: N20E/65SE, destal, N10E/65SE Clivagem de fraturamento N10E/vertical
37	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização exata	Augen gnaiss estirado	Foliação milonítica E-W/vertical
38	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização exata	Augen gnaiss milonítico	Foliação milonítica N20E/vertical L estiramento N20E/subhorizontal
39	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização exata	Augen gnaiss milonitizado, estirado	Foliações miloníticas verticais: N40E, N20E
40	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização exata	Gnaiss milonitizado, granodiorítico	N30E/vertical
41	BR-364, entre Jaru e Ariquemes. Sem localização exata	Augen gnaiss	N35E/vertical
42	Cacaulândia. Ponto 23 de fevereiro/2000	Gnaiss granodiorítico	N70E/60SE, destal
43	UTM 8861411 e 512774 3,5 km do Ponto 42 (?)	Gnaiss granítico estirado	N60E/65SE, destal N70E/65SE, destal N85W/60SW, sinistral B N60E/50
44	UTM 8866940 e 510951 10 km do Ponto 42	Gnaiss charnockítico muito estirado	Foliação milonítica N60E/65SE, destal
45	UTM 8872469 e 510952 15 km do Ponto 42	Gnaiss granulítico milonitizado	N40E/subvertical, destal, com L estiramento N30E/subhorizontal N20W/subvertical arrastando N20E/subvertical, sinistralmente N20W preenchida N10E deslocada destalmente por N30W N70E, destal, e N50W, sinistral
46	UTM 8872469 e 510952 16, 5 km do Ponto 42	Gnaiss tonalítico milonitizado	Foliação milonítica N30E/65SE, destal N10E/65SE, sinistral, arrasta a N30E
47	Sem localização	Granitóide gnaiss	N40E/subvertical ou 65SE
48	Pedreira do japonês, +/- 8 km a sudeste de Ariquemes, lado direito da estrada. Ponto WB-46	Augen charnockito	N40E, destal N70E, destal N30E, destal
49	Pedreira, lado esquerdo da estrada, sentido norte para sul da BR-364, ponto WB-38, Ponto 1 de julho/2000	Granito com augen gnaiss (encaixante) (Maciço Ariquemes)	Fraturas: N10E/vertical, N50E/vertical ou 65SE, N20W, N20E/25SE
50	UTM 8898258 e 472598 27 km de Ariquemes	Granito (Maciço Massangana)	Sem fraturas
51	4 km do Ponto 50, voltando	Augen gnaiss	Veios preenchidos N80W/vertical
52(?)	Ariquemes para Monte Negro	Augen gnaiss	N10W/vertical arrasta sinistralmente N40E
52	UTM 8861397 e 465326	Granito	Foliação cataclástica N80W/15NE Fraturas verticais: N40W, N10E, E-W
53	UTM 8859552 e 463503	Granito rapakivi	Fraturas verticais: N40W, N70W, N60W, N10E, N50E e N10E/80NW, destal

54	UTM 8865084 e 467148	Granito rapakivi	Foliação cataclástica-milonítica N50W/75SW, destal Foliação cataclástica N80W/70NE N80W/15NE N10E/vertical Fratura N80W/70NE
55	UTM 8868773 e 470795	Gnaiss fino	Foliação, destal, N75E/80NW Foliações miloníticas: N80W/vertical, sinistral, N70E/35NW, N70E/60NW Foliação N50W/25NE Fraturas verticais: N50W, N10W, N80W Rampa frontal N60W/25NE
56	UTM 8879833 e 476263	Gnaiss fortemente estirado. Charnockito grosso	Foliações miloníticas: N80W/subhorizontal, N80W/vertical, N60E/subvertical deslocando N80W sinistralmente N40E/subvertical desloca N80W destalmente Fratura preenchida por material félsico N30W destal. As fraturas NE são sinistrais Foliação N80W/25NE
57	UTM 8885362 e 476260 Pedreira	Gnaiss granítico	N60E/70NW, destal N10E/vertical N80W/vertical E-W/subvertical, sinistral N10E/subvertical, destal N20E/subvertical, destal Foliação milonítica N60E/65NW
58	BR-421 entre Monte Negro e Ariquemes	Augen gnaiss (charnockito)	Foliação milonítica N80E/60SE
59	BR-421, 6,95 km a sudoeste do B-40. Ponto WB-65. Ponto 6 de fevereiro/2000	Augen gnaiss (charnockito)	Foliação milonítica N60-70E/vertical, destal
60	BR-421, 4,35 km a sudoeste de Ariquemes. Ponto WB-45. Ponto 2 de fevereiro/2000	Augen gnaiss charnockítico	Foliação milonítica N-S/vertical L estiramento N-S subhorizontal Fratura N60E/vertical
61	Cachoeira Monte Cristo no Rio Jamari. Ponto 826	Augen gnaiss charnockítico	Fraturas verticais: N80W, N30E (dique de riolito) Foliação cataclástica N60E/vertical
62	UTM 8925830 e 576784 RO-257, 7,5 km a oeste da entrada para Oriente Novo. Ponto WB-115	Augen gnaiss grosso	Foliação milonítica (rampa frontal) N10W/50NE Rampa frontal N30W/45NE N80W/vertical N30W/vertical deslocando sinistralmente N80W Eixo de dobra assimétrica isoclinal N10W/45 Plano axial para NE Fraturas: N10W/vertical, N80W/50NE com preenchimento
63	10,36 km do Ponto 62, RO- 257, 14,4 km a oeste da entrada para Oriente Novo. Ponto WB- 113. Matações do lado direito da estrada	Granito (Maciço Jararaca)	Foliação N30E/50NW N70E/vertical Fraturas: N30E/vertical, E-W/vertical, E-W/25N
64	8,65 km do Ponto 63	Paragneiss	Foliação milonítica N20W/60NE
65	1,4 km do Ponto 64		N10W/30NE

			Fraturas: N10E/55SE e N80W/vertical
66	RO-257, 23,15 km a leste do cruzamento com o B-80. Ponto 106	Arcóseo em contato com o embasamento	N40W/25SW N30E/35NW A foliação do embasamento é recoberta discordantemente pelo arcóseo
67	RO-257, 20 km a leste do cruzamento com o B-80. Ponto WB-105	Arcóseo	Acamamento N20E/15NW
68	RO-257, 15,5 km a leste do cruzamento com o B-80. Ponto WB-104	Gnaiss (embasamento)	Foliação milonítica N10W/65NE
69	RO-257, 12,2 km a leste do cruzamento com o B-80. Ponto WB-103	Embasamento	Rampa oblíqua N60E/35SE, destrál Foliação N80W/subvertical N10E/45NW N80W/75NE N50W/70NE
70	Entre os Pontos 69 e 71. Sem localização exata	Gnaiss	N20W/vertical, N10E/vertical ou 40-60NW, N50E/45NW, N10E/55NW
71	RO-257, 9,9 km a leste do cruzamento com o B-80. Ponto WB-25	Maiço Manteiga	
72	RO-257, 4,2 km a leste do cruzamento com o B-65. Ponto WB-98	Charnockito estirado	Foliação milonítica N40E/vertical
73	Cruzamento da RO-257 com o B-65. Lado esquerdo do B-65. Lajedo	Gnaiss granítico estirado	N30E/vertical Dique máfico em E-W/vertical e N30E/vertical
74	Ponto 13 de fevereiro/2000. Ponto WB-70	Gnaiss estirado	Foliações: N40E/35SE a 50SE, N60E/35-50SE E-W/55S deslocada destrálmente por N40E e N60E N80E paralelo à fratura T com pegmatito N10E a N20W/subvertical, sinistral, desloca N40E N30E arrasta destrálmente veio de quartzo
75	Ponto B-3456. Grande elevação a leste do Ponto 74	Augen gnaiss	N40E/50SE N10W/vertical, sinistral N60-70E, sinistral
76	L-80, 8,24 km a leste do B-80. Ponto B-426	Arcóseo	Estratificação N10E/15SE Fraturas verticais: N10E, N50E Há estratificação cruzada
77	L-80, 2 km a leste do cruzamento com o B-65, +/- 1.500 m a sul da estrada. Ponto WB-71	Gnaiss charnockítico estirado	Fraturas: N60W/vertical, N80W/vertical preenchida e cortada destrálmente por N50E/vertical, destrál N50E/30SE N40E/vertical
78	L-75, 3,5 km a oeste do cruzamento com o B-65. Sítio do Goiano. Pontos B-881, 882 e 883. Ponto 11 de julho de 2000	Gnaiss charnockítico	Direção geral N50E/vertical, destrál, cortada por N-S/vertical L estiramento N40E/subhorizontal N40E/vertical, destrál, N20E/vertical N-S/vertical sinistral N80W preenchida L estiramento N50E/30
79	2 km depois do Ponto 78. L-75,	Gnaiss com veios	N20E/vertical

	5,5 km a leste do cruzamento com o B-65. Pontos B-884 e 885. Ponto 12 de julho de 2000	máficos estirados	
80	Entre a L-80 e L-85, BR-364, ponto em que a estrada se aproxima do Rio Jamari	Maciço São Carlos e embasamento (contato)	Direção do contato N60E/30NW (falha) Contato por fraturas: N30E, N10E, N60E/vertical e N80W Fraturas vert. cortam tudo: N10W, N30E, N50E

APÊNDICE C

CORREÇÃO ATMOSFÉRICA DAS IMAGENS TM-LANDSAT-5

1. Imagem: 231/67

Bandas	DN do alvo 1	DN do alvo 2	DN do alvo 3
3	17	17	16
4	10	10	12
5	6	4	7
7	4	4	5

Bandas	DN Médio
3	16,67
4	10,67
5	5,67
7	4,33

2. Imagem: 232/67

Bandas	DN do alvo 1	DN do alvo 2
3	27	25
4	8	7
5	4	2
7	2	1

Bandas	DN Médio
3	26
4	7,5
5	3
7	1,5

3. Imagem: 232/66

Bandas	DN do alvo 1	DN do alvo 2	DN do alvo 3	DN do alvo 4	DN do alvo 5	DN do alvo 6
3	44	42	13	41	15	13
4	16	15	6	16	6	5
5	2	2	2	1	1	1
7	0	0	1	0	0	0

Bandas	DN Médio
3	28
4	10,67
5	1,5
7	0,167

TM 232/66 - alvo 4

TM 232/66 - alvo 5

TM 232/66 - alvo 6

APÊNDICE D

RETIFICAÇÃO RADIOMÉTRICA DAS IMAGENS TM-LANDSAT-5

1. Imagem: 232/67 original (imagem referência)

Programa Tarsel

IMAGENS	INTERVALO ESCURO	INTERVALO CLARO
Greenness	123-125	175-178
Brightness	28-32	86-88

Programa Histograma

BANDAS	ESCURO		CLARO	
	média	desvio padrão	média	desvio padrão
3	0,002	0,071	0,007	0,130
4	30,137	1,342	96,997	1,504
5	26,895	3,009	65,059	2,394

2. Imagem: 231/67 (original)

Programa Tarsel

IMAGENS	INTERVALO ESCURO	INTERVALO CLARO
Greenness	125-128	172-174
Brightness	30-35	82-86

Programa Histograma

BANDAS	ESCURO		CLARO	
	média	desvio padrão	média	desvio padrão
3	0,129	0,482	1,206	0,9
4	34,315	1,561	94,646	1,364
5	26,684	3,184	59,213	2,576

Imagem: 231/67 (retificada)

Programa Histograma

BANDAS	ESCURO		CLARO	
	média	desvio padrão	média	desvio padrão
3	0	0	0	0
4	29,574	1,891	96,646	1,364
5	26,383	3,712	64,470	3,028

3. Imagem: 232/66 (original)

Programa Tarsel

BANDAS	INTERVALO ESCURO	INTERVALO CLARO
Greenness	123-125	168-170
Brightness	30-32	83-85

Programa Histograma

BANDAS	ESCURO		CLARO	
	média	desvio padrão	média	desvio padrão
3	0,001	0,079	0,003	0,073
4	29,701	1,316	87,347	1,239
5	28,815	2,310	68,765	1,959

Imagem: 232/66 (retificada)

Programa Histograma

BANDAS	ESCURO		CLARO	
	média	desvio padrão	média	desvio padrão
3	0,003	0,183	0,005	0,145
4	29,701	1,317	96,348	1,242
5	26,580	2,023	64,765	1,959

APÊNDICE E

DADOS AEROGAMASPECTROMÉTRICOS (MALHA DE 1000 m X 1000 m)

APÊNDICE F

SELEÇÃO DE BANDAS DA IMAGEM TM-LANDSAT-5

Imagem: TM231/67 (usada para a integração com a imagem RADARSAT-1)

Matriz de covariância entre bandas:

	TM3	TM4	TM5	TM7
TM3	114,307			
TM4	-3,680	61,493		
TM5	33,747	5,498	117,682	
TM7	16,617	-3,555	50,062	24,654

Matriz de coeficiente de correlação entre bandas:

	TM3	TM4	TM5	TM7
TM3	1			
TM4	-0,1240682	1		
TM5	0,8224431	0,0646304	1	
TM7	0,8847786	-0,0913025	0,9294145	1

Média e desvio padrão das bandas 3, 4, 5 e 7:

	MÉDIA	DESVIO PADRÃO
TM3	1,3718	3,7825
TM4	53,6459	7,8418
TM5	38,1417	10,8481
TM7	8,0566	4,9653

OIF:

COMPOSIÇÃO (RGB)	OIF
453	29,452402
473	24,782327
457	26,200911
573	7,4321482

Melhor composição: 4R/5G/3B

APÊNDICE G
MAPA TECTÔNICO-ESTRATIGRÁFICO
E
MAPA DE FOLIAÇÕES
(ESCALA 1:250.000)

T.
044
R.O.
v.1
e.2

LEGENDA

UNIDADES TECTONO - ESTRATIGRÁFICAS

YGR	Younger Granites de Rondônia ; A - Ariquemes, BF - Bom Futuro, CA - Caritãnas, M - Massangana, PB - Pedra Branca, SC - São Carlos	SISC(?)	SISC(?)
SISC	Suíte Intrusiva Santa Clara	Gf	Gf(?)
Gf	Associação gnaisses finos	Og/U	Associação gnaisses charnockíticos; U - Maciço União
Og/U	Associação gnaisses charnockíticos; U - Maciço União	Ge	Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos
Ge	Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos	Pg	Associação paragneissés
Pg	Associação paragneissés		

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

	Foliações
	Contatos aproximadas

SÍMBOLOS COMPLEMENTARES

	Cidades, vilas, minas
--	-----------------------

Mapa de Foliações

Apêndice G

Nota de crédito : mapa de foliações fotointerpretado a partir da rede de drenagem e imagens TM-Landsat- 5.

LEGENDA

UNIDADES TECTONO-ESTRATIGRÁFICAS

YGR	Younger Granites de Rondônia; A - Ariqueles, BF - Bom Futuro, CA - Caritianas, M - Massangana, PB - Pedra Branca, SC - São Carlos	
SISC	Suíte Intrusiva Santa Clara	SISC(?)
Gf	Associação gnaisses finos	Gf(?)
Og/U	Associação gnaisses charnockíticos; U - Maciço União	
Ge	Associação gnaisses enderbíticos e tonalíticos	
Pg	Associação paragneisses	

SÍMBOLOS ESTRUTURAIS

	Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
	Zona de cisalhamento transcorrente destal
	Empurrões/rampas frontais
	Falhas normais / Fraturas
	Contatos aproximados
	Foliações

SÍMBOLOS COMPLEMENTARES

	Cidades, vilas, minas
--	-----------------------

Modelos Adotados (Modificado de Biddle & Christie Blick 1985- vertexto)

escala 1:250.000 30 km

62°10' oeste 10°00' sul

Mapa Tectônico-Estratigráfico

APÊNDICE G:
TESE DE DOUTORADO: Aplicação do Sensoriamento Remoto e Aerogamaespectrometria ao Estudo do Controle Estrutural dos Granitos Estaníferos de Rondônia
ALUNA: Rosana Okida
Orientador: Prof. Dr. Jorge S. Bettencourt
Ano: 2001
Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia
Nota de crédito: modificado de Scandolara (1997) e Bettencourt et al. (1997), com dados de foliações de Scandolara (1997); Veneziani, Anjos & Payolla (1996); Re & Ferreira (1999), etapas de campo (2000); Leite Jr. & Payolla (2000); Payolla (no prelo).

Apêndice B
Mapa de pontos de campo (etapas de campo de 2000, e campanha de 1996)

Escala aproximada 1:500.000

20 km

Legenda

- Pontos do campo de jul./1996 (PC-)
- Pontos do campo de fev./2000 (T-)
- Pontos do campo de jul./2000 (Pct- pontos de controle, SC-Maçiço São Carlos)
- Área de estudo
- Área parcial do Projeto Rondônia, com as representações esquemáticas
- Localização aproximada das fotos de campo

Tese de doutorado
Aluna: Rosana Okida
Orientador: Dr. Jorge Silva Bettencourt
Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo
Programa de Recursos Minerais e Hidrogeologia
Ano: 2001