UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO DE TERRENOS TECTONO-METAMÓRFICOS
DA SERRANIA DO RIBEIRA E PLANALTO ALTO TURVO
(SP, PR)**

Frederico Meira Faleiros

Orientador: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2008

Resumo

Numerosos terrenos pré-cambrianos de origem enigmática são individualizados nas regiões do vale e serra do Rio Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR), com base em histórias evolutivas contrastantes e diferentes padrões litotectônicos, metamórficos e estruturais. Esses terrenos suspeitos formam três grandes terrenos compostos justapostos no final do Ciclo Brasileiro: Terreno Apiaí, Terreno Curitiba e Terreno Luís Alves. A evolução geotectônica de uma área que abrange estes três terrenos compostos foi investigada por meio da integração de análises petrológicas, microestruturais e estruturais, apoiadas com trabalhos de mapeamento geológico e compilação e integração de dados geocronológicos disponíveis. Os estudos foram concentrados em unidades geológicas representativas de cada um dos três terrenos compostos.

Análises petrológicas, estimativas geotermobarométricas e quantificações de trajetórias *P-T* mostram que os terrenos estudados apresentam assinaturas metamórficas contrastantes, refletindo ambientes geotectônicos distintos. O Grupo Votuverava e a Sequência Serra das Andorinhas (Terreno Apiaí) passaram por metamorfismo barroviiano com caminhamento *P-T* horário sob pressões e temperaturas máximas ao redor de 8 kbar e 550-650°C. Parte do Complexo Turvo-Cajati (Terreno Curitiba) apresenta gradiente metamórfico acima do barroviiano, com pico metamórfico (650-800°C) sob pressões relativamente altas (9-12 kbar). Parte desta unidade passou por uma trajetória horária com aquecimento isobárico até atingir o pico térmico, enquanto algumas rochas passaram por descompressão praticamente isotérmica. Datações químicas em monazita indicam que o pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati ocorreu entre 590 e 575 Ma, sendo consideravelmente posterior ao clímax metamórfico das unidades do Terreno Apiaí ($\geq$ 600-620 Ma). Trajetórias *P-T* estimadas para o Complexo Atuba (Terreno Curitiba) sugerem um caminhamento retrógrado com resfriamento praticamente isobárico de 750°C até um reequilíbrio ao redor de 650-700°C e 6-7 kbar; a união dos dados petrológicos, microestruturais e geocronológicos sugere que o pico metamórfico teria ocorrido no Paleoproterozóico e o reequilíbrio no Ediacarano. A Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves) compreende granulitos máficos a intermediários formados no Paleoproterozóico sob temperaturas mínimas ao redor de 850°C, parcialmente reequilibrados em condições de fácies xisto verde ainda neste período e marginalmente re-metamorfizados em condições de fácies xisto verde a anfibolito no Ediacarano, seguindo uma trajetória horária com pico metamórfico ao redor de 650°C e 6 kbar.

Os padrões estruturais do Terreno Curitiba na área estudada estão associados a uma tectônica de cavalgamentos para oeste e nappismo tardios em relação ao Ciclo Brasileiro e concomitantes com a atuação do sistema transcorrente destal regional na Faixa Ribeira. Os dados multidisciplinares disponíveis indicam que as relações espaciais atualmente observadas para os terrenos estudados não decorrem de relações genéticas e geográficas pretéritas. Os dados convergem para uma evolução geotectônica onde a acreção de diferentes terrenos suspeitos e, em alguns casos, exóticos teria ocorrido em posições diferentes das atualmente observadas, sendo que a justaposição final teria sido controlada por dispersão lateral ao longo das grandes zonas de cisalhamento transcorrentes em períodos tardi- a pós-metamórficos.

Abstract

Numerous Precambrian terranes of enigmatic origin are recognized in the Ribeira Valley and Alto Turvo Plateau regions (Southeastern Brazil), based on contrasting evolutive histories and distinct lithotectonic, metamorphic and structural patterns. These suspect terranes form three major composite terranes juxtaposed during the late Brasiliano Cycle: Apiaí Terrane, Curitiba Terrane and Luís Alves Terrane. The geotectonic evolution of an area that covers these three composite units was investigated by the integration of petrological, microstructural and structural analysis supported by geological mapping and compilation and integration of available geochronological data. The studies were concentrated on representative geological units from the three composite terranes.

Petrological analysis, geothermobarometric estimatives and P - T path quantifications show that the studied terranes exhibit contrasting metamorphic signatures, reflecting distinct geotectonic environments. The Votuverava Group and the Serra das Andorinhas Sequence (Apiaí Terrane) underwent barrovian metamorphism with clockwise P - T paths under maximum pressures and temperatures at around of 8 kbar and 550-650°C. A part of the Turvo-Cajati Complex (Curitiba Terrane) shows a metamorphic field gradient above the barrovian type, with metamorphic peak (650-800°C) under relatively high pressures (9-12 kbar). A part of this unit underwent a clockwise path with isobaric heating until to reach the thermal peak, while some rocks underwent a near isothermal decompression. Chemical dating of monazite indicate that the metamorphic peak of the Turvo-Cajati Complex occurred between 590 and 575 Ma, a period significantly younger than the metamorphic climax of the Apiaí Terrane units (≥ 600 -620 Ma). P - T paths from rocks of the Atuba Complex (Curitiba Terrane) suggest a retrograde path following near isobaric cooling from 750°C to a reequilibration at around of 650-700°C and 6-7 kbar; the integration of petrological, microstructural and geochronological data suggests that the metamorphic peak would have occurred during the Paleoproterozoic and the metamorphic reequilibration during the Ediacaran. The Alto Turvo Suite (Luís Alves Terrane) comprises mafic and intermediate granulites formed in the Paleoproterozoic under minimum temperatures at about 850°C, partially reequilibrated under greenschist facies conditions yet in the same period and marginally re-metamorphosed from greenschist to amphibolite facies conditions during the Ediacaran, following a clockwise path with metamorphic peak at around of 650°C and 6 kbar.

The structural patterns of the Curitiba Terrane in the studied area are related to a thrust nappe tectonics with westward movement late in relation to the Brasiliano Cycle and concomitant with the activation of the regional dextral transcurrent system in the Ribeira Belt. The available multidisciplinary data indicates that the present spatial relationships between the studied terranes do not imply in previous genetic and geographic relations. The data suggest a geotectonic evolution where the accretion of distinct suspect terranes, and in some cases exotic terranes, would have occurred in different positions in relation to the present array, and the final terrane juxtaposition would have been controlled by lateral dispersion along the major transcurrent shear zones during late- to post-metamorphic periods.

Agradecimentos

O desenvolvimento e a conclusão deste trabalho foram possíveis graças ao auxílio de várias pessoas às quais expresso meu profundo agradecimento.

Ao Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha, pela orientação contínua desde os tempos da graduação, pelo apoio irrestrito durante todas as fases deste trabalho e, sobretudo, pela grande liberdade fornecida quanto aos caminhos científicos que escolhi seguir.

Os geólogos Rodrigo Meira Faleiros (meu irmão), Leonardo Fadel Cury, Rodrigo Prudente de Melo e Diego Antonio Rodrigues Tamborim tiveram participação valiosa nos trabalhos de campo. Agradeço em especial aos meus irmãos Rodrigo, pelo apoio em praticamente todas as etapas de campo, e Marcelo, pelo empréstimo do carro; e ao amigo Leonardo que também contribuiu com inúmeras discussões acerca de geologia regional e geocronologia. Sérgio Wilians de Oliveira Rodrigues e Carlos Henrique Grohmann colaboraram com diversas discussões teóricas e metodológicas e forneceram grande apoio durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Os estudantes de geologia Angela Meira Faleiros (minha irmã caçula) e Pablo Fernando Sacomano ajudaram na aquisição de dados para as análises de quantificação da deformação finita.

Os dados de datação química em monazita foram obtidos no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP graças à colaboração do professor Dr. Silvio Roberto Farias Vlach e da Dra. Lucelene Martins. Análises químicas minerais realizadas no mesmo laboratório tiveram auxílio do químico Marcos Mansueto, enquanto análises no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IGc-USP tiveram apoio do Eng. Isaac Jamil Sayeg.

Os professores Dr. Renato de Moraes e Dr. Mario da Costa Campos Neto colaboraram com discussões sobre petrologia metamórfica, química mineral e geotermobarometria, enquanto os professores Dr. Oswaldo Siga Júnior e Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei contribuíram com discussões sobre geologia regional e geocronologia. Agradeço ao professor Dr. Peter Christian Hackspacher pelas discussões sobre orientação cristalográfica preferencial em rochas deformadas, e ao professor Dr. Andre Oliveira Sawakuchi e à Dra. Rosa Maria da Silveira Bello pelo grande apoio e discussões sobre vários temas.

Ao pessoal da pós-graduação do IGc-USP, Milene F. Figueiredo, Veridiana T.S. Martins, Carlos Alejandro Salazar, Agustin Cardona, Andrés Bustamante, Paul Luis Duhart Oyarzo, Luiz Machado Filho, Aline C. Silverol, Marta E. Velásquez David, Paula G. do Amaral, Bruno Calado, Tiago Karniol, Felipe T. Figueiredo, Daniel R. do Nascimento Júnior, Letícia V. Constantino, Luís F. Roldan, Samar S. Steiner, Lucas Warren, Vinicius T. Meira, Maurício Pavan, Rafael G. Motta e Cauê R. Cioffi.

À CPRM-Serviço Geológico do Brasil (SUREG-SP) agradeço a oportunidade de ter continuado a trabalhar na região do Vale do Ribeira e, sobretudo, pela possibilidade de complementar dados de campo e laboratoriais incluídos nesta tese. Também agradeço a Luiz Antônio Chierigati e José Carlos Garcia Ferreira pelo período parcial utilizado para redação da tese, e o apoio recebido pelos demais colegas da CPRM: Sérgio W.O. Rodrigues, Mônica Mazzini Perrotta, Luiz Gustavo Rodrigues Pinto, Vicente Sérgio Costa, Silvia Maria Morais, José da Costa Pinto, Vilmario Antunes da Silva, Márcio José Remédio, Fabrizio Prior Caltabeloti, Rafael de Aguiar Furuie, Elizete Domingues Salvador, Estevania Pereira de Souza, Viviane Carillo Ferrari, Andréa Segura Franzini e Dinorá Rocha Pinto.

Aos funcionários do IGc-USP, em especial Ana Paula Cabanal, Magali P.F. Rizzo, Henrique, Angélica (Microscopia Óptica), Tadeu Caggiano, Paulo Molinaro, Luizinho e Claudio Hoop (Laminação).

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) agradeço o suporte financeiro referente à bolsa de doutoramento (processo 02/13654-4) e aos projetos de auxílio à pesquisa (processos 01/13457-1 e 06/01327-0).

O apoio de meus pais Jair e Lúcia e meus irmãos Marcelo, Rodrigo e Angela foi fundamental. Sem minha família eu certamente não teria chegado até aqui. Estendo os agradecimentos aos meus tios Dina e Nelson, primos Almir e Helena, sogros Sidney e Mirian, cunhadas Andrea e Vanessa e ao cunhado Pablo (Manú), pelas participações em momentos importantes.

Faltam palavras para agradecer minha esposa Vidyã Vieira de Almeida. Além de aturar minha ausência durante tantos trabalhos de campo, sábados, domingos e feriados, ainda me auxiliou e apoiou em tudo (de descrições petrográficas a correções de textos diversos durante todo o curso do doutoramento; discussões sobre os mais diversos temas; conselhos nas horas em que o estresse beirava o insuportável...). Um agradecimento todo especial para Vidyã e meu filho Samuel, sem o apoio de vocês eu não teria conseguido!

Índice

1. INTRODUÇÃO	001
1.1. Objetivos	004
1.2. Métodos	008
2. GEOLOGIA REGIONAL	012
2.1. Terreno Apiaí	013
2.2. Terreno Curitiba	019
2.3. Terreno Luís Alves	024
3. COMPLEXO TURVO-CAJATI	026
3.1. Descrições Macroscópicas	026
3.2. Descrições Microscópicas	038
3.3. Química Mineral	075
3.4. Metamorfismo	093
3.5. Geotermobarometria	103
3.6. Cálculo de Trajetórias P-T	108
3.7. Datação Química U-Th-Pb total em Monazita	112
4. COMPLEXO ATUBA	121
4.1. Descrições Macroscópicas	121
4.2. Descrições Microscópicas	123
4.3. Química Mineral	133
4.4. Metamorfismo	137
4.5. Geotermobarometria e Interpretação de Trajetória P-T	139
5. SUÍTE ALTO TURVO	142
5.1. Descrições Macroscópicas	142
5.2. Descrições Microscópicas	148
5.3. Química Mineral	167
5.4. Metamorfismo	169
5.5. Geotermobarometria	172
5.6. Interpretação de Trajetórias P-T	173

6. GRUPO VOTUVERAVA E SEQUÊNCIA SERRA DAS ANDORINHAS	175
6.1. Descrições Macroscópicas	175
6.2. Descrições Microscópicas	180
6.3. Química Mineral	192
6.4. Metamorfismo	198
6.5. Geotermobarometria	202
6.6. Cálculo e Interpretação de Trajetórias P-T	209
7. GEOLOGIA ESTRUTURAL	210
7.1. Terrenos Curitiba e Luís Alves	210
7.2. Terreno Apiaí	229
8. QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA	236
8.1. Base Teórica	236
8.2. Procedimentos adotados	240
8.3. Resultados e Discussão	242
9. TRAMAS DE EIXO-C DE QUARTZO	247
9.1. Introdução	247
9.2. Descrição das Tramas de Eixos-c	247
9.3. Discussão	253
10. DISCUSSÃO	259
10.1. Padrões Metamórficos Frente aos Dados Geocronológicos Disponíveis	259
10.2. Padrões Estruturais	266
10.3. Evidências Estruturais em Áreas Adjacentes	269
10.4. Zonas de Cisalhamento Transcorrentes	271
10.5. Demais Evidências Geotectônicas	274
10.5. Eventos Tectônicos e Idades Prováveis: Uma Síntese	278
10.6. Considerações Finais, Especulações e Modelo de Evolução Cinemática	282
11. CONCLUSÕES	287
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA	291

Índice de Ilustrações

Capítulo 1. Introdução

Fig. 1.1. Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense	003
Fig. 1.2. Mapa rodoviário com principais vias de acesso à área de estudos	004
Fig. 1.3. Mapa geológico simplificado com localização das áreas estudadas	006

Capítulo 3. Complexo Turvo-Cajati

Fig. 3.1. Mapa de pontos de descrição de afloramentos da região da Serra do Azeite	027
Fig. 3.2. Mapa geológico da região da Serra do Azeite	028
Fig. 3.3. Fotografias de rochas Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite	030
Fig. 3.4. Fotografias de rochas Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite	031
Fig. 3.5. Mapa de pontos de descrição de afloramentos da região de Barra do Turvo	035
Fig. 3.6. Mapa geológico da região de Barra do Turvo	036
Fig. 3.7. Quartzito bandado do Complexo Turvo-Cajati, região de Barra do Turvo	038
Fig. 3.8. Mapa metamórfico do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite	040
Fig. 3.9. Fotomicrografias de seções delgadas de micaxisto do Complexo Turvo-Cajati	043
Fig. 3.10. Desenho esquemático mostrando cristal de granada com zonação textural interna	043
Fig. 3.11. Coroa tripla ao redor de porfiroblasto parcialmente consumido de granada	045
Fig. 3.12. Fotomicrografias de porfiroblastos de granada, zona da associação Ms-Sil	047
Fig. 3.13. Fotomicrografia de cristal de muscovita mimetizando fibrolita dobrada	048
Fig. 3.14. Fotomicrografia de porfiroblasto de Grt com bordas corroídas e coroas de Bt	050
Fig. 3.15. Fotomicrografia de Grt corroída envolta por coroa dupla com Bt+Pl+Kfs e Ms	051
Fig. 3.16. Poça de Kfs envolvendo cristais arredondados de Qtz, Pl, Bt e Grt corroída	052
Fig. 3.17. Filete de Kfs envolvendo cristais residuais arredondados de Pl, e Qtz	052
Fig. 3.18. Cristais residuais arredondados de Qtz, Pl e Bt em meio a monocristal de Kfs	054
Fig. 3.19. a) Pl com inclusões vermiformes de Qtz. b) Pl euédrico em leucossoma	055
Fig. 3.20. Paragnaisse milonítico com porfiroblastos de Grt amoldados pela matriz	057
Fig. 3.21. Porfiroblasto de granada com dois domínios microestruturais internos	057
Fig. 3.22. Megacristal de Kfs pertítico envolvendo megacristal de Qtz indeformado	059
Fig. 3.23. Kfs pertítico com relações côncavo-convexas com cristal de Qtz e Kfs	059
Fig. 3.24. a) Kfs envolvido por agregado de Ms, Qtz e Fd. b) Inclusão de cianita em Kfs	061
Fig. 3.25. Fragmento arredondado de Grt envolta por <i>moat</i> de Pl	062
Fig. 3.26. Pl arredondado com intercrescimento mirmequítico com Qtz, incluso em Kfs	062
Fig. 3.27. Mapa metamórfico do Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo	065
Fig. 3.28. Porfiroblasto euédrico de Grt com três domínios microestruturais internos	069
Fig. 3.29. Lente de Ms com cristais de St orientados na xistosidade milonítica	069
Fig. 3.30. Fotomicrografias de Kfs-Grt-Qtz-Chl xisto com Sil do Complexo Turvo-Cajati	073

Fig. 3.31. Perfis químicos de Grt presente em metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	077
Fig. 3.32. Perfis químicos de Grt presente em metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	079
Fig. 3.33. Perfis composicionais em Pl presente em rochas do Complexo Turvo-Cajati _____	081
Fig. 3.34. Variação química de Pl em amostras de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	082
Fig. 3.35. Gráficos composicionais para biotita de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	085
Fig. 3.36. Gráficos composicionais para muscovita de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	089
Fig. 3.37. Diagramas AFM (Thompson, 1957) e AFM modificado (Barker, 1981) _____	094
Fig. 3.38. Grade petrogenética no sistema KNFASH adaptado de Bucher & Frey (1994) _____	095
Fig. 3.39. Grade petrogenética KFMASH adaptado de Spear & Cheney (2000, inédito) _____	096
Fig. 3.40. Grade petrogenética no sistema NaKFMASH modificado de Spear et al. (1999) _____	097
Fig. 3.41. Trajetórias metamórficas baseadas em petrografia e grade petrogenética _____	098
Fig. 3.42. Estimativas <i>P-T</i> realizadas por termobarometria convencional _____	104
Fig. 3.43. Trajetórias <i>P-T</i> calculadas com o método de Gibbs em Grt quimicamente zonadas _____	111
Fig. 3.44. Diagrama <i>P-T</i> com campo de estabilidade da monazita e allanita (Catlos <i>et al.</i> , 2002) _____	114
Fig. 3.45. Imagens de elétrons retro-espalhados de cristais de monazita com pontos analisados _____	119
Fig. 3.46. Perfis químicos em cristais de monazita analisados em microsonda eletrônica _____	120

Capítulo 4. Complexo Atuba

Fig. 4.1. Fotografias de rochas do Complexo Atuba na região da Serra do Azeite _____	122
Fig. 4.2. Fotografias de rochas do Complexo Atuba na região de Barra do Turvo _____	124
Fig. 4.3. Fotomicrografia de Pl com extinção concêntrica, indicando zonação química _____	125
Fig. 4.4. Fotomicrografia de P com zonação textural, com inclusão de Bt no núcleo _____	125
Fig. 4.5. Fotomicrografia de banda rica em Pl, com Kfs intersticial mimetizando líquido _____	126
Fig. 4.6. Fotomicrografia de leucossoma protomilonítico rico em microclínio pertítico _____	127
Fig. 4.7. Hbl parcialmente consumida envolta por Chl em matriz com Ep+Ttn+Qtz+Chl _____	129
Fig. 4.8. Hornblenda e biotita subédricas e plagioclásio com extinção concêntrica _____	130
Fig. 4.9. Plagioclásio com zonação oscilatória, provavelmente de origem ígnea _____	130
Fig. 4.10. a) Pares de foliações SC e bandas de cisalhamento tardio com geração de clorita _____	131
Fig. 4.10. b) Clorita cristalizada em sombra de deformação ao redor de feldspato _____	131
Fig. 4.11. Porfiroclastos de Pl em meio a matriz fina formada por carbonato + Qtz + Chl _____	131
Fig. 4.12. Classificação de anfibólios do Complexo Atuba segundo Leake <i>et al.</i> (1997). _____	133
Fig. 4.13. Diagramas binários para o anfibólio presente na amostra DR-164B _____	134
Fig. 4.14. Diagramas binários para o anfibólio presente na amostra DR-133A _____	135
Fig. 4.15. Perfis composicionais de Pl das amostras DR-164B e DR-133A, Complexo Atuba _____	136
Fig. 4.16. Diagramas binários de Bt das amostras DR-164B e 133A, Complexo Atuba _____	136
Fig. 4.17. Grade petrogenética para metabasitos _____	139
Fig. 4.18. Dados geotermobarométricos de amostras do Complexo Atuba _____	141

Capítulo 5. Suíte Alto Turvo

Fig. 5.1. Mapa geológico e gama-espectrométrico da Suíte Alto Turvo _____	143
Fig. 5.2. Gnaiss com bandas anfibolíticas e anortosíticas, Suíte Alto Turvo _____	144
Fig. 5.3. Leucossomas tonalíticos concordante e discordante do bandamento, S. A. Turvo _____	145
Fig. 5.4. Bolsão pegmatóide truncando estruturas de gnaiss anfibolítico, com xenólitos _____	147
Fig. 5.5. Bandamento diferenciado dobrado em padrão isoclinal, Suíte Alto Turvo _____	147
Fig. 5.6. Fotomicrografias de granulito com cristais de Pl e Opx envoltos por Qtz e Kfs _____	150
Fig. 5.7. Fotomicrografias de granulito da Suíte Alto Turvo. Paragênese entre Opx e Cpx _____	151
Fig. 5.8. Mosaicos de Pl com contatos retos e junções triplíceis a $\sim 120^\circ$, Suíte Alto Turvo _____	153
Fig. 5.9. Orientação preferencial de forma de Pl e agregados máficos, Suíte Alto Turvo _____	153
Fig. 5.10. a) Cpx com bordas substituídas por Hbl e núcleo substituído por Act $\pm$ Chl _____	154
Fig. 5.10. b) Hbl e Cpx com bordas substituídas por Hbl azul; agregados de Act $\pm$ Chl _____	154
Fig. 5.11. Fotomicrografia de biotita anfibolito xistoso da Suíte Alto Turvo _____	156
Fig. 5.12. Sombra de deformação de Chl envolvendo Pl sericitizado em Bt anfibolito _____	156
Fig. 5.13. Agregado de Qtz recristalizado em formação ferrífera da S. Alto Turvo _____	160
Fig. 5.14. <i>Ribbons</i> de Qtz com subgrãos internos, envoltos por matriz recristalizada muito fina _____	160
Fig. 5.15. Leitões lenticularizados com Qtz muito fino envolvendo lentes com Qtz grosso _____	162
Fig. 5.16. Fotomicrografia de fítilo milonitizado formado por Se, carbonato, Op e Chl _____	163
Fig. 5.17. Metavulcanoclástica com porfiroc. de Pl e matriz de carbonato+Chl+Qtz $\pm$ Fd e Chl _____	163
Fig. 5.18. Fragmento de pseudotaquilito lenticularizado e paralelizado à foliação milonítica _____	164
Fig. 5.19. Foliação lenticularizada em milonito granítico da Zona de Cisalhamento Faxinal _____	166
Fig. 5.20. Agregado de Qtz recrist. por migração de bordas de grãos em milonito granítico _____	166
Fig. 5.21. Classificação de anfíbólios da Suíte Alto Turvo segundo Leake <i>et al.</i> (1997) _____	167
Fig. 5.22. Diagramas binários para o anfíbólio presente na amostra DR-176, Suíte Alto Turvo _____	168
Fig. 5.23. Perfis composicionais em plagioclásio presente em anfibolito da Suíte Alto Turvo _____	168
Fig. 5.24. Diagramas binários para biotita presente na amostra DR-176 (Suíte Alto Turvo) _____	169
Fig. 5.25. Grade petrogenética para metabasitos, reações experimentalmente determinadas _____	170
Fig. 5.26. Resultados geotermobarométricos da amostra DR-176, Suíte Alto Turvo _____	174
Fig. 5.27. Trajetórias metamórficas interpretadas para os eventos da Suíte Alto Turvo _____	174

Capítulo 6. Grupo Votuverava e Seqüência Serra das Andorinhas

Fig. 6.1. Mapa geológico da porção estudada do Terreno Apiaí _____	176
Fig. 6.2. Mapa metamórfico de parte do Grupo Votuverava e S. Serra das Andorinhas _____	178
Fig. 6.3. Micrólitos com xistosidade S_1 preservada em meio a uma crenulação espaçada S_2 _____	184
Fig. 6.4. Grt com inclusões orientadas em foliação retilínea divergente da externa _____	184
Fig. 6.5. Grt com inclusões segundo foliação ondulada concordante com a externa _____	185
Fig. 6.6. Porfiroblasto euédrico de Grt truncando e incluindo a xistosidade externa _____	185
Fig. 6.7. St com foliação interna ondulada concordante com a externa nas bordas _____	187

Fig. 6.8. Estauroлита порфиобластическая englobando parcialmente cristal euédrico de granada	187
Fig. 6.9. Porfiroblasto de anfibólio com zonação textural em anfibolito milonítico	188
Fig. 6.10. Matriz dinamicamente recrystalizada formada por andesina em anfibolito milonítico	188
Fig. 6.11. Fotomicrografias de agregados de Qtz em amostras do Grupo Votuverava	191
Fig. 6.12. Perfis composicionais de granada do Grupo Votuverava ao sul da Z.C. Ribeira	193
Fig. 6.13. Gráficos binários para Bt do G. Votuverava e S. Serra das Andorinhas	195
Fig. 6.14. Gráficos binários para Ms do G. Votuverava e da S. Serra das Andorinhas	196
Fig. 6.15. Classificação de anfibólios cálcicos do G. Votuverava e da S. Serra das Andorinhas	197
Fig. 6.16. Gráficos binários para anfibólio do G. Votuverava e S. Serra das Andorinhas	198
Fig. 6.17. Grade petrogenética KFMASH para metapelitos (Spear & Cheney, 2000, inédito)	199
Fig. 6.18. Grade petrogenética para metabasitos com reações determinadas experimentalmente	200
Fig. 6.19. Dados geotermobarométricos para metapelitos do Supergrupo Açungui	203
Fig. 6.20. Dados geotermobarométricos para metabasitos do Supergrupo Açungui	205
Fig. 6.21. Trajetórias P - T calculadas com o método de Gibbs para rochas do G. Votuverava	208
Fig. 6.22. Trajetória P - T de metabasitos baseada em geotermobarometria e petrografia	208

Capítulo 7. Geologia Estrutural

Fig. 7.1. Domínios estruturais do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite	211
Fig. 7.2. Domínios estruturais dos complexos Turvo-Cajati e Atuba em Barra do Turvo	212
Fig. 7.3. Indicadores cinemáticos do Complexo Turvo-Cajati	215
Fig. 7.4. Domínios estruturais do Complexo Atuba na região da Serra do Azeite	217
Fig. 7.5. Indicadores cinemáticos do Complexo Atuba na região da Serra do Azeite	220
Fig. 7.6. Indicadores cinemáticos do Complexo Atuba no ponto DR-530	221
Fig. 7.7. Domínios estruturais da Suíte Alto Turvo	223
Fig. 7.8. Indicadores cinemáticos da Suíte Alto Turvo	225
Fig. 7.9. Modelo geométrico-cinemático para a região da Serra do Azeite	225
Fig. 7.10. Estruturas e indicadores cinemáticos do Complexo Turvo-Cajati em Pariquera-Açu	227
Fig. 7.11. Modelo de empilhamento de nappes no Terreno Curitiba	228
Fig. 7.12. Domínios estruturais do Grupo Votuverava	231
Fig. 7.13. Domínios estruturais da Sequência Serra das Andorinhas	233

Capítulo 8. Quantificação da Deformação

Fig. 8.1. Representação de imagem raster de grão teórico, com o tensor de inércia ajustado	237
Fig. 8.2. Esquema de orientação das seções/sub-seções para quantificação da deformação	241
Fig. 8.3. Exemplo de seis subseções com grãos de feldspato digitalizados	241
Fig. 8.4. Mapa com determinações e orientação dos eixos principais de deformação	243
Fig. 8.5. Orientação dos eixos principais do elipsóide de deformação e parâmetros de forma	244
Fig. 8.6. Relação entre as razões de deformação máxima (X/Z) e posições estruturais	245

Fig. 8.7. Diagrama de Flinn modificado com razões entre os valores de deformação finita ____	245
--	-----

Capítulo 9. Tramas de Eixos-c de Quartzo

Fig. 9.1. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos do Complexo Turvo-Cajati _____	249
Fig. 9.2. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos do Complexo Atuba _____	250
Fig. 9.3. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos da Suíte Alto Turvo _____	252
Fig. 9.4. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos do Supergrupo Açungui _____	255
Fig. 9.5. Padrões de eixos-c de quartzo e relações com temperatura da deformação _____	257

Capítulo 10. Discussão

Fig. 10.1. Comparação entre as trajetórias metamórficas de todas unidades estudadas _____	259
Fig. 10.2. Diagrama termocronológico com taxas de resfriamento interpretadas _____	261
Fig. 10.3. Modelo de evolução cinemática do Terreno Apiaí _____	283
Fig. 10.4. Modelo de evolução cinemática do Terreno Curitiba _____	285
Fig. 10.5. Modelo de inversão cinemática ao sul da Falha da Lancinha _____	286
Fig. 10.6. Modelo de dobramento pós-empurrões no T.Curitiba e pós-transcorrência no T.Apiaí _____	286

Índice de Tabelas

Tab. 3.1. Proporções de fases minerais de rochas do Complexo Turvo-Cajati, Serra do Azeite_	041
Tab. 3.2. Proporções de fases minerais de rochas do Complexo Turvo-Cajati, Barra do Turvo_	071
Tab. 3.3. Resultados geotermobarométricos de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati _____	105
Tab. 3.4. Reações de formação de monazita (Catlos <i>et al.</i> , 2002) _____	105
Tab. 3.5. Padrões analíticos utilizados para análises WDS em monazita _____	117
Tab. 4.1. Proporções de fases minerais de rochas do Complexo Atuba _____	128
Tab. 4.2. Resultados geotermobarométricos de rochas do Complexo Atuba _____	140
Tab. 5.1. Proporções de fases minerais de metabasitos e rochas ácidas da Suíte Alto Turvo ____	149
Tab. 5.2. Proporções de fases minerais de metapelitos, formações ferríferas, Suíte Alto Turvo_	159
Tab. 5.3. Resultados geotermobarométricos de anfibolito da Suíte Alto Turvo _____	173
Tab. 6.1. Proporções de fases minerais de metapelitos do Supergrupo Açungui _____	181
Tab. 6.2. Proporções de fases minerais de metabasitos do Supergrupo Açungui _____	183
Tab. 6.3. Resultados geotermobarométricos de metapelitos do Supergrupo Açungui _____	202
Tab. 6.4. Resultados geotermobarométricos de metabasitos do Supergrupo Açungui _____	206
Tab. 8.1. Resultados 3D médios do elipsóide de deformação obtidos pelo tensor de inércia ____	242

1. INTRODUÇÃO

O extremo sul do Estado de São Paulo ainda é uma das áreas mais carentes em termos de conhecimento geológico regional. Isto se deve, em grande parte, às dificuldades de acesso, numa região que teve seu primeiro acesso rodoviário com a construção da BR-116 na década de 1960, e é recoberta, em grande parte, por matas protegidas pelo Parque Estadual de Jacupiranga, no Planalto do Alto Turvo. A par disso, representa área chave no contexto tectônico regional, na qual se articula a junção entre os terrenos compostos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, separados por importantes zonas de cisalhamento (*Fig. 1.1*).

Os trabalhos regionais realizados na área de estudo classicamente apresentam um enfoque de certa maneira fixista, onde se tentava correlacionar as diversas seqüências de rochas metassedimentares separadas por zonas de cisalhamento. Embora trabalhos publicados desde o fim da década de 1980 tenham aplicado conceitos modernos de tectônica de placas para o Pré-Cambriano exposto nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (*e.g.* Soares, 1987, 1988; Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Basei *et al.*, 1992; Reis Neto, 1994; Siga Júnior, 1995; Fassbinder, 1996; Campanha & Sadowski, 1999; Vasconcelos *et al.*, 1999), esses trabalhos geralmente assumem que as relações espaciais atuais entre os diferentes domínios tectônicos implicam em relações genéticas e geográficas originais preservadas ou parcialmente preservadas. Modernamente (*e.g.* Schermer *et al.*, 1984; Howell, 1995) acredita-se que as faixas móveis podem resultar da colagem de uma série de terrenos representando fragmentos de idades, paleogeografias e ambientes distintos (arcos de ilhas, microplacas, paleo-oceanos, fragmentos de margens continentais, ilhas oceânicas, etc.), que foram progressivamente acrescidos em zonas de convergência de placas (frontais ou oblíquas). A idéia de acreção de terrenos pode ser considerada como uma revolução ou expansão paradigmática distinta no crescimento da teoria da tectônica de placas, sendo muitas vezes referida como colagem tectônica.

Adota-se aqui a denominação de terreno tectono-metamórfico para designar um conjunto de rochas com características estruturais e metamórficas distintas, delimitados dos seus vizinhos por falhas ou zonas de cisalhamento. Preferimos esta expressão em lugar de terreno tectono-estratigráfico (Howell, 1995), quando as foliações tectônicas e recrystalizações metamórficas obliteraram parcial ou totalmente as características primárias da rocha. O principal conceito embutido nos termos ‘terreno’ ou ‘terreno suspeito’ relaciona-se ao fato de que existem incertezas com respeito às relações paleogeográficas originais entre duas ou mais unidades geológicas adjacentes, ou entre um terreno e um cráton adjacente (Coney *et al.*, 1980; Howell, 1995). Sendo assim, os termos ‘terreno’ ou ‘terreno suspeito’ não implicam necessariamente em

sabermos, por exemplo, que uma unidade geológica acrescida à América do Norte veio da China. Por outro lado, o termo ‘terreno exótico’ (McWilliams & Howell, 1982) implica em aloctonia. Um terreno composto seria formado pela colagem entre dois ou mais terrenos, cada qual com histórias geológicas distintas anteriores à colagem (Howell, 1995), como é o caso dos terrenos Apiaí, Curitiba e Luís Alves aqui estudados.

Seguindo esta linha de pensamento, procurou-se no presente trabalho tratar cada unidade litotectônica (terreno tectono-metamórfico) separadamente em termos de sua evolução petrológica e microestrutural, visando contribuir para a identificação de possíveis ambientes tectônicos de geração de cada terreno, além de uma confrontação terreno a terreno. O mesmo tratamento individual foi realizado para as análises geométricas e cinemáticas, visando identificar possíveis diferenças na história de deslocamento tectônico entre os diversos terrenos.

Recentemente Spear *et al.* (2008) demonstram a colagem pós-metamórfica entre diferentes terrenos suspeitos na Nova Inglaterra (EUA) com base em padrões e trajetórias metamórficas distintas, apoiadas com datações em monazita metamórfica. Segundo os autores a história metamórfica (evolução *P-T-t*) de uma rocha proporciona informações sobre a história relacionada a um ciclo orogênico que é totalmente independente de qualquer modelo estratigráfico ou estrutural. Os autores enfatizam que a evolução *P-T-t* de certo domínio tectônico pode levar a interpretações da evolução tectônica que são menos modelo-dependentes em relação às interpretações baseadas em estratigrafia.

Ressalta-se que as abordagens aqui realizadas, de maneira geral, pouco diferem em relação aos estudos classicamente realizados na região, e em outras áreas de exposição de rochas pré-cambrianas na Plataforma Sul-americana. A diferença básica, e filosófica, consiste na consideração da mobilidade intrínseca sobre a qual a existência de um sistema orogênico implica, requerendo que a história geológica de cada unidade deve ser avaliada no mérito da informação provinda de afloramento para afloramento, e não de generalizações regionais (Howell, 1995). A integração entre os dados aqui levantados e dados geológicos, estruturais e geocronológicos disponíveis na literatura sugere histórias evolutivas complexas e fortemente contrastantes para diferentes terrenos pré-cambrianos expostos no sul paulista e leste paranaense. Esse cenário mostra-se praticamente impossível de ser explicado em termos de reconstruções paleogeográficas baseadas na assunção de que os terrenos tectono-metamórficos justapostos tiveram relações genéticas no mesmo tempo, espaço e ambiente geotectônico, ou reconstruções baseadas em eventos simples de abertura e inversão de bacias oceânicas, ou de ciclo de Wilson.

Legenda

- Coberturas sedimentares fanerozóicas
- Rochas alcalinas/ultramáficas/básicas mesozoicas
- zona de cisalhamento transcorrente
- zona de cisalhamento de empurrão

Terreno Apiaí

- Grupo Castro (Ediacarano-Cambriano)
- ++ Granitóides pós-colisionais, tipo A
- Formação Iporanga (Ediacarano)
- + Suítes graníticas cálcio-alcalinas (Ediacarano)
- Grupo Itaiacoca (Neoproterozóico)
- Grupo Lajeado (Meso a Neoproterozóico)
- S. das Andorinhas (Meso a Neoproterozóico)
- Grupo Votuverava (Mesoproterozóico)
- Formação Água Clara (Mesoproterozóico)

Embasamento Gnáissico (Paleoproterozóico)

- Núcleos Tigre, Betara e Apiaí-Mirim

Terreno Curitiba

- Província Graciosa Granitóides Tipo A
- Granito Itapeúna, Tipo S (Ediacarano)
- Supracrustais (Neo a Mesoproterozóico)*
- Formação Capiru
- Formação Setuva
- Complexo Turvo-Cajati

Embasamento Gnáissico (Paleoproterozóico)

- Complexo Atuba

Terreno Luís Alves

- Província Graciosa Granitóides Tipo A
- Bacia Guaratubinha (Ediacarano)
- Suíte Rio Piên-Mandirituba (Ediacarano)
- Supracrustais (Neo a Mesoproterozóico)*
- Sequência Cachoeira

Embasamento Granulítico (Paleoproterozóico a Arqueano)

Terreno Luís Alves

- Complexo Serra Negra

Terreno Paranaguá

- Província Graciosa Granitóides Tipo A
- Granitóides Cálcio-Alcalinos (Ediacarano)
- Supracrustais (Neo a Mesoproterozóico)*
- Sequência Cachoeira

Figura 1.1. Mapa de terrenos tectono-metamórficos da porção sul paulista e leste paranaense.

1.1. Objetivos

Este trabalho teve como meta, numa primeira abordagem de caráter regional, a análise da relação entre os padrões metamórficos e estruturais de diferentes unidades litotectônicas separadas por zonas de cisalhamento regionais, formadoras dos terrenos compostos Apiaí, Curitiba e Luis Alves, ocorrentes no extremo sul paulista e leste paranaense (*Fig. 1.1 e 1.3*). A figura 1.2 mostra os principais acessos rodoviários à área de estudos, que compreende principalmente as regiões das cidades Barra do Turvo, Cajati e Jacupiranga.

Fig. 1.2. Mapa rodoviário com principais vias de acesso à área de estudos (região entre as cidades Barra do Turvo, Cajati e Jacupiranga).

Os estudos relativos aos terrenos Curitiba e Luís Alves foram realizados em duas áreas selecionadas, denominadas de Serra do Azeite e Barra do Turvo (*Fig. 1.3*), onde foram realizados mapeamentos geológicos e levantamentos estruturais e petrográficos em escala de semi-detalle. A ênfase dos estudos foi direcionada ao Complexo Turvo-Cajati, por ser esta uma unidade ainda muito pouco conhecida e estudada em trabalhos anteriores. Contudo, os estudos foram estendidos para o Complexo Atuba (Terreno Curitiba) e para a Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves), duas unidades adjacentes justapostas tectonicamente ao Complexo Turvo-Cajati.

Em relação às unidades incluídas no Supergrupo Açungui, principal integrante do Terreno Apiaí, dados de cunho metamórfico e estrutural foram compilados de trabalhos prévios e reinterpretados. Contudo, realizamos novos estudos de caracterização metamórfica envolvendo análise química mineral por microsonda eletrônica e geotermobarometria em rochas do Grupo Votuverava e da Seqüência Serra das Andorinhas (*Fig. 1.3*). Estes estudos tiveram como meta a definição de trajetórias metamórficas.

Desta maneira, os estudos compreenderam essencialmente:

- a) Caracterização metamórfica, geotermobarometria e interpretação de trajetórias de pressão-temperatura-tempo relativo (P - T - t) para os tectonitos pertencentes aos terrenos metamórficos acima mencionados, visando contribuir para definição do ambiente tectônico em que foram gerados, e uma confrontação entre a história evolutiva interna de cada unidade litotectônica. Foram realizados trabalhos de caracterização petrográfica óptica, apoiados por estudos de química mineral em microsonda eletrônica.
- b) Caracterização estrutural e elaboração de modelos cinemáticos para as unidades em questão, utilizando-se de análise e hierarquização de estruturas coletadas em campo (foliações, lineações, indicadores cinemáticos, falhas e zonas de cisalhamento), apoiadas com estudos de quantificação da deformação e orientação preferencial de eixos-c de quartzo;
- c) Estudos geocronológicos pelo método químico U-Th-Pb_{total} em monazita de paragneisses do Complexo Turvo-Cajati e contextualização dos resultados frente aos dados geocronológicos presentes em trabalhos anteriores.
- d) Contribuição para o reconhecimento da compartimentação de terrenos tectono-metamórficos no sul do estado de São Paulo;
- e) Realização de trabalhos detalhados no Complexo Turvo-Cajati, unidade geologicamente muito pouco conhecida;
- f) Elaboração de modelo de evolução geotectônica para área de estudos.

Legenda

Complexos Máfico-Ultramáficos Mesozóicos

zona de cisalhamento transcorrente
zona de cisalhamento de empurrão

Figura 1.3. Mapa geológico simplificado com localização das áreas mapeadas e estudadas em escala de semi-detálhe.

1.2. Métodos

Os procedimentos utilizados para atingir os objetivos são discriminados sucintamente abaixo. Tais métodos encontram-se descritos com detalhe em cada capítulo específico.

1.2.1. Pesquisa Bibliográfica

O levantamento bibliográfico foi realizado continuamente, utilizando-se o acervo da Biblioteca do Instituto de Geociências da USP, bem como através de consultas aos sistemas de buscas de base de dados, fornecidos pelo SIBi/USP (Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo).

Numa primeira etapa desta pesquisa foram coletadas informações sobre trabalhos publicados com enfoque em geologia regional, que abrangem a área de estudos (extremo sul do estado de São Paulo e leste paranaense). Conjuntamente, foram estudados trabalhos, sejam teóricos, experimentais ou de estudo de casos, versando sobre petrologia metamórfica, geologia estrutural e análise microestrutural. Também foram estudados trabalhos relacionados a cada método específico utilizado como ferramenta na obtenção dos resultados.

1.2.2. Compilação de Dados Disponíveis em Trabalhos Anteriores

Realizou-se compilação e integração de produtos cartográficos e dados geológicos de campo (foliações, lineações, indicadores cinemáticos, descrição de afloramentos), além de ensaios provenientes de trabalhos anteriores.

1.2.3. Levantamentos de Campo

Efetuaram-se reconhecimentos geológicos regionais por meio de levantamentos de campo com perfis contínuos e transversais às estruturas (sempre que possível), além de levantamentos detalhados, em áreas selecionadas, com amostragem sistemática. A coleta de dados estruturais tais como foliações, lineações e indicadores cinemáticos envolveu os métodos convencionais (Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976; Ramsay & Huber, 1983, 1987; McClay, 1987) com identificação e tomada de atitudes, além de coleta de amostras orientadas para análises de quantificação da deformação.

1.2.4. Análise Estrutural

Os dados coletados em campo foram tratados em mapas, perfis e estereogramas, conforme métodos usuais (Turner & Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976; Ramsay & Huber, 1983, 1987; McClay, 1987), com hierarquização dos elementos estruturais a partir de critérios de superposição, estilos e relações da trama mineral com a mineralogia metamórfica.

1.2.5. Quantificação da Deformação

Estudos quantitativos de orientação preferencial de forma de minerais (principalmente feldspatos), onde obtem-se informações sobre a forma e a orientação dos elipsóides de deformação, foram realizados com objetivo de quantificação da deformação finita de tectonitos. Os resultados foram lançados em diagramas de Flinn e mapas, visando o mapeamento da distribuição da orientação e da forma dos elipsóides de deformação, e uma confrontação com as previsões propostas para os modelos teóricos de zonas de cisalhamento e transpressão/transtensão (*e.g.* Ramsay & Graham, 1970; Sanderson & Marchini, 1984; Tikoff & Fossen, 1993; Tikoff & Teyssier, 1994; Robin & Cruden, 1994; entre outros autores).

Foram efetuados três cortes ortogonais nas amostras orientadas analisadas, e nesses cortes foram determinadas as elipses bidimensionais de deformação. Utilizou-se para o cálculo das elipses bidimensionais o método do tensor de inércia (Launeau & Cruden, 1998), com o auxílio do programa SPO (Launeau & Robin, 2003a). Os resultados bidimensionais obtidos das três seções perpendiculares de cada amostra foram combinados no programa ELLIPSOID (Launeau & Robin, 2003b, 2005), construindo-se o elipsóide tridimensional de distribuição da trama mineral.

Este tipo de análise complementa e fornece mais informações com relação aos dados estruturais levantados em campo.

1.2.6. Análise Petrográfica e Microestrutural

Consistiu na descrição petrográfica de seções delgadas buscando a identificação de sucessões de paragêneses metamórficas e suas relações com elementos microestruturais. Foram realizadas descrições criteriosas visando selecionar amostras adequadas para o estudo termobarométrico.

1.2.7. Orientação Preferencial de Eixos-c de Quartzo

Medidas de eixo-c de quartzo foram realizadas por intermédio de uma platina universal de quatro eixos. Os eixos-c foram lançados em redes estereográficas de igual área, semi-esfera inferior, tendo como referência as direções principais do elipsóide de deformação finita (X, Y, Z), e são representados por curvas de isofrequência.

1.2.8. Química Mineral

Análises químicas pontuais em fases minerais foram realizadas a partir de seções delgadas polidas metalizadas com película de carbono, utilizando-se uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8600 SuperProbe com cinco espectrômetros com cristais TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET e PET/LIF, automatizada com o sistema Voyager 3.61 da Noran Instruments. Utilizou-se o feixe de elétrons com diâmetro de 5 e 10 μ , corrente de aproximadamente 20nA e voltagem de 15kv. Um conjunto de 16 amostras foi selecionado para análises WDS em núcleos e bordas das principais fases minerais (granada, biotita, muscovita, clorita, microclínio, plagioclásio, anfibólio) constituintes de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati, metapelitos e anfibolitos do Grupo Votuverava (Supergrupo Açungui), ortognaisse e banda anfibolítica do Complexo Atuba e anfibolito da Suíte Alto Turvo. Os dados obtidos foram tratados através de cálculos das fórmulas estruturais das fases minerais analisadas, seguidos da aplicação de fórmulas termodinâmicas específicas. A partir destes resultados analisou-se o comportamento químico das principais fases minerais junto ao estabelecimento de trajetórias *P-T* para os domínios estudados por meio de cálculos geotermobarométricos.

a) Determinação de Zoneamentos Composicionais de Fases Minerais: A presença ou ausência de zonações composicionais de elementos maiores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, N e K) das principais fases minerais foi determinada por meio de perfis químicos representativos obtidos via microsonda eletrônica. Com este estudo tenta-se também estabelecer as relações entre as variações composicionais e as texturas internas dos grãos (*e.g.* foliações, crenulações).

b) Geotermobarometria: Estimativas das condições *P-T* para rochas portadoras de granada foram realizadas com o auxílio do programa THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) com o banco de dados internamente consistente de Holland & Powell (1998) atualizado em 2006, além de geotermômetros e geobarômetros específicos agrupados nas planilhas de Reche & Martinez (1996). Também foram utilizados os geotermômetros hornblenda-plagioclásio (Holland &

Blundy, 1994) para metabasitos e ortognaisses; e muscovita-biotita (Höisch, 1989) e clorita-quartzo (Vidal *et al.*, 2001) para metapelitos de fácies xisto verde.

c) *Trajetórias P-T-t*: Trajetórias P-T foram calculadas utilizando o método de termodinâmica diferencial (Spear & Selverstone, 1983), ou método de Gibbs, para cristais de granada com zonação química associada ao crescimento progressivo, utilizando como variáveis monitoras os teores de X_{alm} , X_{sp} , X_{grs} e X_{an} .

1.2.9. Geocronologia

Foram realizadas datações em monazita pelo método químico U-Th-Pb_{total}, utilizando a técnica desenvolvida por Vlach & Gualda (2000) no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP. Estes estudos foram realizados em duas amostras de paragneisses do Complexo Turvo-Cajati, selecionadas por critérios petrográficos, visando determinar a idade do pico metamórfico, e investigar a possibilidade de registros de idades anteriores e posteriores a esse período. As análises foram realizadas na microsonda JEOL JXA-8600s do IGc-USP com as condições analíticas: 15kV de voltagem, 300 nA de corrente eletrônica e 5 µm de diâmetro do feixe.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A geologia da porção sul paulista e leste paranaense, principalmente no Vale do Rio Ribeira, tem sido estudada e amplamente discutida desde o início do século XIX. Esse interesse decorreu da grande importância econômica das rochas da região, principalmente sua potencialidade para ouro, prata e outros metais base.

Dentre as primeiras descrições e relatos geológicos destacam-se os trabalhos de Derby (1878), Oliveira (1916, 1925, 1927), Leonardos (1934, 1941), Moraes Rego (1933), Carvalho Pinto (1937), Martins (1938), Barbosa (1941, 1948).

Propostas de subdivisões estratigráficas para as rochas pré-cambrianas do Vale do Ribeira iniciam-se nas décadas de 50 na porção paranaense (*e.g.* Bigarella & Salamuni, 1956a, 1956b, 1958a, 1958b; Marini *et al.*, 1967) e de 70 na porção paulista (*e.g.* Algarte *et al.*, 1974; Morgental *et al.*, 1975; Silva *et al.*, 1977, 1978).

Diversos mapeamentos sistemáticos em escalas regionais (*e.g.* Algarte *et al.*, 1974; Silva *et al.*, 1981; Silva & Algarte, 1981a, b; Campanha *et al.*, 1988) e de semi-detalhe (*e.g.* MMAJ-JICA, 1981, 1982, 1983; Campanha *et al.*, 1985; Vasconcelos *et al.*, 1999) foram realizados principalmente entre as décadas de 70 e 90.

Trabalhos acadêmicos ligados a universidades vêm sendo realizados desde a década de 1980 (*e.g.* Egydio-Silva, 1981; Sadowski, 1983; Ebert, 1987; Fiori, 1990; Nogueira, 1990; Fassbinder, 1990, 1996; Campanha, 1991; Salamuni, 1991; Gimenez Filho, 1993; Reis Neto, 1994; Siga Júnior, 1995; Daitx, 1996; Perrotta, 1996; Campagnoli, 1996; Harara, 1996, 2001; Maniesi, 1997; Weber, 1998, 2004; Yamato, 1999; Kaulfuss, 2001; Passarelli, 2001; Prazeres Filho, 2001, 2005; Faleiros, 2003; Cury, 2003; Silva, 2005; Ribeiro, 2006).

Nos âmbitos regional e geotectônico merecem destaque os trabalhos de Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Ebert *et al.* (1988), Fiori (1990, 1992), Campanha (1991), Basei *et al.* (1992), Siga Júnior (1995), Daitx (1996), Fassbinder (1996), Hackspacher *et al.* (1997), Campanha & Sadowski (1999), Campos Neto (2000) e Heilbron *et al.* (2004) que abordam de modo integrado os estudos relacionados aos ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo, geologia estrutural, geofísica e geocronologia.

Atualmente reconhece-se na região do Vale do Ribeira, litoral sul paulista e porção leste do litoral paranaense a presença de quatro domínios tectônicos ou terrenos principais (Basei *et al.*, 1992; Siga Júnior, 1995; Heilbron *et al.*, 2004) (*Fig. 1.1*): Terreno Apiaí, Terreno Curitiba, Terreno Luís Alves e Terreno Costeiro ou Paranaguá.

Os domínios Apiaí e Curitiba representam dois segmentos tectônicos do Sistema Orogênico Mantiqueira (Brito Neves *et al.*, 1999), desenvolvido como resultado da colisão entre os crátons do São Francisco-Congo, Paranapanema e Rio de La Plata, relacionada com a amalgamação do supercontinente Gondwana Ocidental no Ciclo Brasileiro. São limitados pelas falhas da Lancinha e Cubatão, de direções NE e ENE, respectivamente.

O Terreno Luís Alves (Cráton Luís Alves segundo Kaul, 1979) representa a única exposição de áreas cratônicas em relação ao Ciclo Brasileiro nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, sendo limitado ao sul pelo Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), e ao norte pelas zonas de cisalhamento Morretes no Paraná (Siga Júnior, 1995) e Faxinal (Campanha, 2002) em São Paulo.

2.1. Terreno Apiaí

O Terreno Apiaí (Cinturão Ribeira Meridional), localizado ao norte da Falha da Lancinha, compreende rochas supracrustais metamorizadas em condições de fácies xisto verde a anfibolito, originalmente designadas como Grupo Açungui e, posteriormente, redefinidas como um supergrupo (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999). Debates sobre as relações entre as supracrustais do Supergrupo Açungui e seu embasamento, bem como sobre subdivisões estratigráficas são comuns na literatura geológica local (discussões detalhadas são remetidas aos trabalhos de Campanha, 1991; Fassbinder, 1996; e Campanha & Sadowski, 1999). Contudo, dados geocronológicos inéditos e novas interpretações indicam que a região como um todo consiste atualmente de uma associação de terrenos tectono-metamórficos distintos de idades mesoproterozóica e neoproterozóica, acrescidos como um terreno composto provavelmente durante o Neoproterozóico, com os últimos estágios associados a um sistema transcorrente destrai regional e uma colisão continental oblíqua (*e.g.* Campanha & Faleiros, 2005). O termo Terreno Apiaí foi proposto para designar os terrenos de origem metassedimentar amalgamados no domínio homônimo (Heilbron *et al.*, 2004).

Rochas de embasamento presentes no Terreno Apiaí, caracterizadas por uma associação de ortognaisses migmatíticos-miloníticos afloram principalmente no núcleo de algumas estruturas antiforrais abertas e apresentam forte complexidade geológica como resultado da superposição de eventos tectônicos distintos.

Diferentes suítes graníticas neoproterozóicas intrudiram tanto as supracrustais como seu embasamento.

2.1.1. Núcleos do Embasamento

Os terrenos tidos como embasamento das rochas supracrustais ao norte da Falha da Lancinha distribuem-se em núcleos isolados, principalmente em posições centrais de antiformas amplas, tais como os núcleos do Betara e Tigre.

As rochas gnáissicas presentes nestes núcleos primeiramente foram incluídas na Formação Setuva (Bigarella & Salamuni, 1956, 1958; Marini *et al.*, 1967), tidas como basal em relação ao Grupo Açungui.

Ebert (1971) denomina de Pré-Setuva os gnaisses basais ocorrentes no Núcleo Setuva, anteriormente incluídos na formação homônima. Posteriormente esta unidade foi estendida para as ocorrências dos núcleos Tigre e Betara (PR).

Kaulfuss (2001) reconhece nos núcleos Tigre e Betara granitóides alcalinos heterogeneamente milonitizados em condições de fácies xisto verde (proto a ultramilonitos). O autor obteve em granitóides alcalinos idades ao redor de 1700 Ma, além de heranças em zircões relativas ao Paleoproterozóico (2100 a 2200 Ma) e ao Arqueano (3100 Ma). Análises K-Ar e Ar-Ar, em quartzo monzodioritos miloníticos, forneceram idades de 618 ± 36 Ma e 598 ± 1 Ma (anfíbólio), e 557 ± 10 Ma e 555 ± 1 Ma (biotita), como épocas de resfriamento destas rochas em temperaturas abaixo de 500°C (anfíbólio) e 300°C (biotita). Idades Sm-Nd (T_{DM}) de 2910 ± 41 Ma obtida para granitóides miloníticos indica época de derivação do manto superior dos protolitos.

Cury *et al.* (2002) descrevem nos núcleos Betara e Tigre predominantemente sienogranitos heterogeneamente milonitizados com assinaturas geoquímicas de granitos anorogênicos tipo A. Os autores apresentam idades U-Pb em zircão de 1748 ± 5 Ma e 1772 ± 10 Ma, respectivamente para os núcleos Betara e Tigre, as quais interpretam como o registro de processos extensionais relacionados com a ruptura do Supercontinente Atlântico. Sugerem ainda que a deposição das seqüências metavulcano-sedimentares do Perau e Betara podem estar relacionadas a esse evento distensivo (Cury *et al.*, 2002).

Prazeres Filho (2005) identifica na região entre as cidades de Capão Bonito e Apiaí-Mirim (SP) ocorrências de sieno a monzogranitos tipo A, com idades U-Pb em zircão de 1752 ± 10 Ma e Sm-Nd (T_{DM}) entre 2700 e 2800 Ma, além de valores $\delta^{18}O$ de 5,5%. Segundo o autor estas rochas seriam correlacionadas àquelas encontradas nos Núcleos Tigre e Betara (PR), descritas por Kaulfuss (2001) e Cury *et al.* (2002).

Ribeiro (2006) apresenta uma idade U-Pb de 1789 ± 22 Ma obtida em zircões de rochas metabásicas associadas aos sienogranitos presentes no Núcleo Betara, e reconhece na porção centro-sul do Núcleo Betara rochas granodioríticas heterogeneamente milonitizadas formadas no

Paleoproterozóico (~2200 Ma), com heranças arqueanas em núcleos de zircões (~2800 Ma) e idades T_{DM} (Nd) em torno de 3200 Ma. A autora levanta a possibilidade de essas rochas relacionarem-se com o Cráton Paranapanema. Segundo a autora as rochas granodioríticas e sieníticas do Núcleo Betara estão em contato tectônico (Ribeiro, 2006).

2.1.2. Supracrustais (Supergrupo Açungui)

O Supergrupo Açungui segundo Moraes *et al.* (em preparação; modificada após proposição original de Campanha, 1991) compreende seis unidades litotectônicas principais denominadas de grupos Votuverava, Lajeado e Itaiacoca, formações Água Clara e Iporanga, e Sequência Serra das Andorinhas (Fig. 1.1). Abaixo serão abordadas somente as unidades de interesse direto ao trabalho.

Grupo Votuverava

O Grupo Votuverava aqui considerado corresponde à Formação Votuverava clássica (Bigarella *et al.*, 1955; Bigarella & Salamuni, 1956, 1958) incluindo sua extensão ao norte da zona de cisalhamento Ribeira, anteriormente designada de Formação Perau (Chiodi Filho, 1984; Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991). Corresponde também à Sequência Rio das Pedras (Campos Neto, 1983; Campanha *et al.*, 1985, 1986) e ao Subgrupo Ribeira (Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999). Consiste predominantemente de metapelitos rítmicos (ardósias, filitos e xistos finos) interpretados como turbiditos distais (Petri & Suguio, 1969; Pires, 1988; Campanha & Sadowski, 1999). Intercalações de grande número de corpos de metabasitos e rochas metavulcânicas ocorrem, juntamente com ocorrências subordinadas e locais de quartzito, rochas calciossilicáticas, mármore e metaconglomerado oligomítico. Destacam-se ainda como indicadores paleoambientais intercalações de formações ferríferas, camadas de metachert e depósitos sulfetados (Campanha *et al.*, 1987).

Pela definição original (Bigarella & Salamuni, 1956a, b) a Formação Votuverava ocuparia o topo da “Série Açungui”, seguida pelas formações Capiru (intermediária) e Setuva (basal).

Fiori *et al.* (1987) e Fiori (1990) subdividem a Formação Votuverava na porção paranaense em três seqüências informais, descritas da base para o topo: Bromado, Coloninha e Saivá.

Perrota (1996) subdividiu o Grupo Votuverava na porção ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, definindo as unidades (da base para o topo) Nhunguara, Piririca, Ribeirão das Pedras e Rubuquara.

Trabalhos realizados no início deste século têm indicado sistematicamente que a deposição do Grupo Votuverava ocorreu no Mesoproterozóico (Basei *et al.* 2003; Campanha & Faleiros, 2005; Ribeiro, 2006).

Basei *et al.* (2003) apresentam idades U-Pb (convencional e *SHRIMP*) de 1479 ± 12 e 1484 ± 16 Ma, obtidas em zircões de anfibolitos das “formações” Votuverava e Perau, respectivamente, no leste paranaense.

Campanha *et al.* (2008a) obtém idades U-Pb *SHRIMP* de 1434 ± 14 Ma em zircões de metabasitos metamorfizados na fácies xisto verde aflorantes na região dos Pilões (alto Vale do Ribeira), ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira.

Ribeiro (2006) apresenta idades U-Pb no intervalo entre 1500 e 1450 Ma, obtidas em zircões de rochas metabásicas da Formação Betara (correlata ao Grupo Votuverava), ocorrente no leste paranaense.

Grupo Lajeado

O Grupo Lajeado, originalmente definido como subgrupo (Campanha *et al.*, 1985, 1986), também referido Formação Açungui III (JICA, 1981, 1982, 1983; Daitx *et al.*, 1983) e correlacionado com a Seqüência Antinha de Pontes (1981) e Dias & Salazar Júnior (1983) no Estado do Paraná (Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991), compreende pacotes espessos alternadamente de composição carbonática e siliciclástica, interpretados como uma seqüência plataformar rasa de mar aberto (Petri & Suguio, 1969; Pires, 1988; Campanha & Sadowski, 1999). Consiste de sete unidades alternadamente siliciclásticas e carbonáticas, geralmente com estruturas sedimentares bem preservadas. Os pacotes estão usualmente em posição de topo normal, embora existam evidências de cisalhamento ao longo dos contatos entre as unidades superiores, sugerindo uma possível aloctonia para estas unidades (Campanha & Sadowski, 1999).

Subdivisões estratigráficas internas para o Grupo Lajeado foram reconhecidas por diversos autores (*e.g.* Barbosa, 1941, 1948; Petri & Suguio, 1969; Campos Neto, 1983; Hasui *et al.*, 1984; Campanha *et al.*, 1985, 1986), devido ao padrão estrutural simples e empilhamento original aparentemente preservado. Contudo, Hasui *et al.* (1984) foram os primeiros autores a proporem definições formais, seguidos de Campanha *et al.* (1985, 1986) que modificaram a proposição original.

A coluna litoestratigráfica proposta por Campanha *et al.* (1985, 1986), e seguida neste trabalho, é composta da base para o topo pelas formações Betari (siliciclástica), Bairro da Serra (carbonática), Água Suja (siliciclástica), Mina de Furnas (carbonática), Serra da Boa Vista (siliciclástica), Passa Vinte (carbonática) e Gorutuba (siliciclástica).

Alguns autores levantam a possibilidade de repetições tectônicas por dobramento ou falhamento entre as unidades do Grupo Lajeado (Barbosa, 1941; Geoffrey & Souza Santos, 1942; Chiodi Filho, 1984; Pires, 1990; Campanha, 1991). Faleiros (2000) conclui com base em critérios estruturais, sedimentares e estratigráficos que quatro das sete formações de natureza alternadamente siliciclástica e carbonática do Grupo Lajeado representam na verdade um único par siliciclástico-carbonático repetido por falhas de empurrão.

O quadro geocronológico do Grupo Lajeado é ainda controverso e alvo de debates. As mineralizações filoneanas de chumbo encaixadas no Grupo Lajeado apresentam idades Pb-Pb variando entre 0,8 e 1,2 Ga (JICA, 1982, 1983). Tassinari *et al.* (1990) atribuem pelo mesmo método idades entre 1,1 e 1,4 Ga (com predominância entre 1,1 e 1,2 Ga). Uma idade máxima para a sedimentação do Grupo Lajeado é dada por zircões detríticos de idade em torno de 1,4 Ga (Campanha e colaboradores, dados inéditos), enquanto idades mínimas podem ser representadas pelas datações realizadas em rochas ígneas intrusivas como o Gabro de Apiaí e o Maciço Itaóca. Hackspacher *et al.* (2000) obtiveram uma idade U-Pb (intercepto superior) de 617 ± 4 Ma para o Gabro de Apiaí, interpretada como idade de cristalização, enquanto Salazar *et al.* (2004; 2008, no prelo) obtiveram idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de 623 ± 10 para o Maciço Itaóca. Contudo, dados U-Pb têm indicado a presença de zircões detríticos neoproterozóicos na Formação Antinha (*ca.* 600 Ma, Basei *et al.*, 2008; Cury, comunicação verbal), tradicionalmente correlata ao Grupo Lajeado, sugerindo que a correlação entre as duas unidades pode estar incorreta.

Seqüência Serra das Andorinhas

Originalmente reconhecida por Campanha *et al.* (1985, 1986) a Seqüência Serra das Andorinhas foi separada da Formação Perau (Grupo Votuverava) em função das associações de protolitos. Segundo os autores a primeira unidade seria de natureza tipicamente clástico-terrígena, enquanto a segunda uma associação metavulcano-sedimentar com contribuição expressiva de rochas básicas.

Compreende duas unidades principais de ambientes desconhecidos, metamorfizadas sob condições de fácies xisto verde superior (Faleiros & Campanha, 2004). A unidade basal (clástico-terrígena) é composta por xistos metapelíticos e carbonáticos, quartzitos e raras intercalações de

corpos de metabasitos. Predominam rochas com xistosidade bem desenvolvida, usualmente com uma laminação metamórfica onde leitos ricos em quartzo se alternam com leitos ricos em micas. Muscovita, biotita e quartzo são os minerais essenciais, enquanto granada, turmalina, magnetita e clorita são acessórios. Os filitos e xistos carbonáticos representam variações faciológicas transicionais que incluem na mineralogia essencial dolomita, calcita, feldspato e clorita. A unidade de topo (Mármore da Tapagem) assenta-se sobre a unidade clástico-terrígena formando um sinforme com flanco norte invertido, e compreende mármores dolomíticos brancos, finos, predominantemente isótipos e homogêneos, raramente com bandamentos composicionais e clivagens tectônicas.

Formação Iporanga

A designação Formação Iporanga foi introduzida por Leonardos (1934) para conglomerados ocorrentes na cidade homônima, os quais interpretou como tilitos. Posteriormente Leonardos (1941) substituiu esta denominação por Série Ribeira em função do reconhecimento de maior área de exposição ao longo do Rio Ribeira.

Daitx (1980), Campos Neto (1983), Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999) voltaram a utilizar a designação Formação Iporanga para a faixa estreita de rochas metassedimentares balizada ao oeste e limitada ao sul pelas zonas de cisalhamento Figueira e Ribeira, respectivamente, no estado de São Paulo. Esta unidade compreende níveis e lentes de metabrecha e metaconglomerado polimítico, com matriz lamítica, em meio a pacotes espessos de ardósia e filito predominantes (Campanha *et al.*, 1987).

Campanha *et al.* (1987) e Campanha (1991) estendem a Formação Iporanga para o leste paranaense, correspondendo à parte da Formação Votuverava clássica (Bigarella *et al.*, 1955; Schöhl *et al.*, 1982), e à Sequência Bromado (Fiori, 1990). Entretanto, a similaridade entre os corpos de conglomerado polimítico em meio a filitos violáceos ocorrentes em Iporanga e aqueles presentes nas cercanias de Cerro azul e da Serra de Voturuvu já haviam sido identificadas por Barbosa (1948).

Em termos paleoambientais a Formação Iporanga recebeu diversas interpretações, tais como depósitos de tilitos (Leonardos, 1934), turbiditos distais (Petri & Suguiú, 1969), molassas (Daitx, 1980), *wildflysh* (Campanha *et al.*, 1985, 1986), debris flow e turbiditos canalizados (Pires, 1988).

Dados geocronológicos recentes para a Formação Iporanga indicam que sua sedimentação ocorreu no Ediacarano. Hackspacher *et al.* (2000) apresentam idades U-Pb (convencional) em

zircão de rochas metabásicas de 614 ± 19 Ma. Campanha *et al.* (2008a) obtêm idades U-Pb (*SHRIMP*) de 579 ± 34 e 593 ± 15 Ma, respectivamente em zircões de rochas vulcanoclásticas e seixos de granito presentes em metaconglomerado.

2.1.3. Magmatismo Granítico Neoproterozóico

Entre os batólitos graníticos mais importantes intrudidos no Terreno Apiaí podemos citar os maciços Cunhaporanga, Três Córregos, Itaóca e Agudos Grandes. Segundo Prazeres Filho *et al.* (2003) os maciços Cunhaporanga e Três Córregos apresentam porções mais antigas constituídas predominantemente por granodioritos a monzogranitos calcio-alcalinos de alto potássio gerados em um ambiente de margem ativa entre 630 e 605 Ma (idades U-Pb em zircão), interpretadas como o início de um arco magmático. Ambos batólitos compreendem também porções mais novas constituídas por monzogranitos a sienogranitos metaluminosos de alto potássio gerados em um episódio sin-colisional entre 620 e 590 Ma (idades U-Pb em zircão) (Prazeres Filho *et al.*, 2003). Um episódio intrusivo pós-colisional anorogênico ocorrido entre 590 e 560 Ma (idades U-Pb em zircão e ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita) é representado por alguns corpos graníticos, tais como os stocks do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Capivara, Capão Bonito, Correias, Morro Grande e Carambeí (Cury, 2003; Prazeres Filho *et al.*, 2003).

2.2. Terreno Curitiba

O Terreno Curitiba localizado ao sul da Falha da Lancinha e ao norte da Zona de Cisalhamento Faxinal, compreende quatro unidades litotectônicas principais: Complexo Atuba (ortognaisses de fácies anfibolito superior a granulito), Complexo Turvo-Cajati (supracrustais metamorfizadas em fácies anfibolito inferior a superior), Suíte Rio Piên (granitóides deformados e seqüência de rochas metamáficas-ultramáficas) e Seqüências Capiru/Setuva (rochas metassedimentares de fácies xisto verde a anfibolito).

2.2.1. Complexo Atuba

O Complexo Atuba é formado principalmente por ortognaisses migmatíticos com bandamento composicional onde se alternam mesossomas ricos em biotita e hornblenda e leucossomas de composição tonalito-granodiorítica (Siga Júnior, 1995; Siga Júnior *et al.*, 1995). Apresentam freqüentes intercalações de corpos de formas e dimensões variadas de anfibolitos e xistos magnesianos. Comumente ocorrem porções de remobilizados graníticos brancos a róseos, concordantes a discordantes do bandamento principal, interpretados como uma segunda fase de migmatização (Siga Júnior *et al.*, 1995).

Segundo Siga Júnior (1995) e Siga Júnior *et al.* (1993, 1995) as rochas do Complexo Atuba passaram por dois eventos de metamorfismo regional em fácies anfibolito alto a granulito, com migmatização associada, ocorridos no Paleoproterozóico (2150-1800 Ma, idades U-Pb em zircão e Rb-Sr) e no Neoproterozóico (640-560 Ma, idades Rb-Sr, Sm-Nd e K-Ar). Além dos dados geocronológicos, outra evidência para o primeiro evento de migmatização em fácies granulito é a presença de núcleos de ortopiroxênio envolvidos por hornblenda em rochas da Pedreira Ita (Siga Júnior *et al.*, 1995; Silva, 2005). O último evento de migmatização foi corroborado por Sato *et al.* (2003), que obtiveram idades U-Pb *SHRIMP* em zonas de sobrecrecimento em zircão entre 633 e 645 Ma.

Silva (2005) realizou um estudo petrológico em duas pedreiras de ortognaisses bandados do Complexo Atuba (pedreiras Atuba e Ita), envolvendo geoquímica, química mineral e geotermobarometria. Em rochas da Pedreira Atuba (seção tipo do complexo homônimo), localizada próximo ao limite norte da unidade, a autora obteve valores de $718 \pm 27^\circ\text{C}$ e $6,9 \pm 0,5$ kbar para a migmatização, utilizando o geotermômetro Hbl-Pl (Holland & Blundy, 1994) e o geobarômetro Al-em-Hbl (Anderson & Smith, 1995). Em rochas da Pedreira Ita obteve valores de $724 \pm 17^\circ\text{C}$ e $6,8 \pm 0,5$ kbar, utilizando as mesmas calibrações. A autora identificou ainda um granito intrusivo provavelmente gerado por fusão parcial de tonalito com plagioclásio ainda em equilíbrio, cujos valores de K, Rb e Zr sugerem fusão incongruente da biotita.

2.2.2. Suíte Rio Piên-Mandirituba

Machiavelli *et al.* (1993), Siga Júnior *et al.* (1993) e Siga Júnior (1995) descrevem a Suíte Rio Piên composta por granitóides cálcio-alcálinos heterogeneamente deformados posicionados no limite entre os terrenos Curitiba e Luis Alves (Siga Júnior, 1995). Os autores interpretam que estas rochas representam as raízes de um arco magmático neoproterozóico.

A Suíte Rio Piên-Mandirituba ocorre em uma faixa alongada segundo direção NE, limitada ao norte pelo Complexo Atuba e ao sul pelo Terreno Luis Alves, onde os contatos se dão por importantes zonas de cisalhamento. Consiste de um complexo granítico cálcio-alcálico do tipo I, heterogeneamente deformado, gerado em três fases principais (Harara, 2001): pré-colisional (620-610 Ma, idades U-Pb em zircão e titanita), sin-colisional e tardi-colisional (605-595 Ma, idades U-Pb em zircão e titanita). Em seu limite sul ocorre uma seqüência ofiolítica incompleta (Suíte Máfica-Ultramáfica Piên) que inclui peridotitos serpentinizados, piroxenitos e raros gabros toleíticos de idade Neoproterozóica (631 ± 17 Ma, idades U-Pb *SHRIMP* em zircão) (Harara, 2001).

2.2.3. Complexo Turvo-Cajati

O Complexo Turvo-Cajati compreende micaxistos e paragnaisses de fácies xisto verde a anfibolito superior, com freqüentes intercalações de rochas calciossilicáticas e mármore dolomíticos, ocorrentes exclusivamente ao sul da Falha da Lancinha.

Os terrenos desta unidade primeiramente foram considerados como de idade Neoproterozóica com passagens graduais para as rochas do Grupo Açungui (Cordani *et al.*, 1971; Melcher *et al.* 1973), e posteriormente como pré-Brasilianos, integrantes do Maciço de Joinville (Carneiro *et al.*, 1974; Hasui *et al.*, 1975; Hasui & Sadowski, 1976).

Esta unidade foi originalmente definida por Silva & Algarte (1981a, b) sob a denominação de Seqüência Turvo-Cajati, separada em três unidades litológicas maiores: Ectinitos Turvo-Cajati (subseqüências Turvo-Areado, Cajati e Capela do Cedro), Gnaisses Bandados Barra do Azeite e Epibolitos-Diatexitos. Segundo os autores todos os litotipos pertenceriam a uma seqüência de mesma origem, com idade pré-brasileira (supostamente relacionada com o Ciclo Transamazônico), provavelmente correlata às rochas do 'Grupo Setuva'. Como suporte desta interpretação os autores citam uma idade K/Ar de 1380 ± 45 Ma (Cordani & Bittencourt, 1967), interpretada como uma idade mista que, segundo os autores, evidencia indiscutivelmente uma gênese em tempos pré-Brasilianos. Seguindo esta linha de pensamento interpretam que as diferentes intensidades de metamorfismo (fácies xisto verde a anfibolito alto) devem-se às características litológicas, espessura dos pacotes e ao nível crustal.

Campos Neto (1983) reorganizou boa parte da Seqüência Turvo-Cajati na região do Alto Rio Jacupiranguinha, definindo três associações litoestratigráficas com contatos tectônicos, que denominou informalmente de Associação de Rochas Verdes (clorita xistos, anfibolitos, níveis carbonáticos); Associação Alto Jacupiranguinha, correspondente às unidades Gnaisses Barra do

Azeite e Gnaisses Capelinha de Silva & Algarte 1981a, b; e Associação Cajati (xistos rítmicos, metagrauvacas, quartzitos e filitos). O autor reconhece que a Associação Alto Jacupiranguinha (Complexo Atuba) mostra pelo menos uma fase deformacional pré-brasiliana e interpreta que a subunidade de Gnaisses-Migmatíticos foi gerada por migmatização dos Xistos da Forquilha e dos Gnaisses Bandados em um evento metamórfico-migmatítico acompanhando esta primeira fase. Ainda segundo o autor, as associações Cajati e Rochas Verdes correspondem a diferentes zonas paleogeográficas, em posição mais interna, relacionadas ao Grupo Açungui.

Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999) correlacionam as subsequências Turvo-Areado e Cajati (Seqüência Turvo-Cajati), com a Seqüência Serra das Andorinhas (Campanha *et al.* 1985, 1986), que apesar de um grau metamórfico mais baixo, apresenta associações litológicas semelhantes em termos de protolitos. Campanha (1991) obteve para xistos próximos da cidade de Barra do Turvo uma idade Rb-Sr isocrônica de 728 ± 26 Ma, interpretada como relacionada com o metamorfismo.

Campagnoli (1996) estudando a mesma região e adotando a mesma proposição de Campos Neto (1983), caracteriza para a Seqüência Turvo-Cajati imbricamentos tectônicos entre unidades de diferentes graus metamórficos (desde a fácies xisto verde até a fácies anfibolito alto), que interpretou como a colagem de diferentes terrenos suspeitos. Suas conclusões são, de maneira geral, muito similares às de Campos Neto (1983). O autor obteve para a Associação Alto Jacupiranguinha idades Rb/Sr em rocha total em torno de 2.000 Ma, a qual interpretou como idade de formação destas rochas. Para a Associação Rochas Verdes obteve pelo mesmo método uma idade de 594 ± 33 Ma. A partir destes dados o autor interpreta que a Associação Alto Jacupiranguinha constitui o embasamento do Grupo Açungui, podendo estar relacionada com o Domínio Curitiba de Siga Júnior (1995), e as associações Rochas Verdes e Cajati seriam correlacionáveis com o Grupo Açungui. Obteve ainda uma idade K-Ar (flogopita) de 587 ± 21 Ma para rochas calciossilicáticas da região de Capelinha.

Faleiros (2005) analisando os dados apresentados por Campagnoli (1996) conclui que a amostra supostamente pertencente à Associação de Rochas Verdes, datada em 594 ± 33 Ma, corresponde na verdade, a um granitóide intrusivo pertencente ao Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha de Vasconcelos *et al.* (1999). Vasconcelos *et al.* (1999) obtiveram para esta unidade uma idade de 742 ± 120 Ma pelo método U/Pb em zircão, interpretada como idade de cristalização do plúton.

Vasconcelos *et al.* (1999) realizaram o mapeamento sistemático das cartas Jacupiranga (SG.22-X-B-VI-2) e Rio Guaraú (SG.22-X-B-VI-4), na escala 1:50.000, onde redefiniram grande parte das unidades presentes na região de estudos. Desse modo, a Associação de Rochas Verdes

de Campos Neto (1983), anteriormente inserida na Sequência Turvo-Cajati, foi redefinida como Suíte Gabro-Anortositica Alto Turvo e correlacionada às rochas do Complexo Serra Negra de Silva *et al.* (1981), de idade provável arqueana à paleoproterozóica. Os Gnaisses Bandados Barra do Azeite (Silva & Algarte, 1981) ou Associação Alto Jacupiranguinha (Campos Neto, 1983), também anteriormente inseridos na Sequência Turvo-Cajati, foram denominados informalmente de Unidade dos Ortognaisses Bandados e incluídos no Complexo Gnáissico-Migmatítico de idade paleoproterozóica, correlacionado ao Complexo Atuba de Siga Júnior (1995).

Vasconcelos *et al.* (1999) optam pela denominação de Complexo ao invés de Sequência Turvo-Cajati, por considerar que esta unidade reúne grande diversidade de litotipos com caracterização cartográfica não singela e evidências de história evolutiva complexa. Os autores incluíram o, por eles denominado, Gnaisse de Itapeúna no Complexo Turvo-Cajati devido à identificação de feições de campo indicativas de que as rochas graníticas apresentam protolitos estritamente associados às rochas metassedimentares deste complexo. Entretanto, com base em trabalhos de campo, Faleiros (2003) interpreta que o Maciço Itapeúna consiste na verdade de um batólito granítico intrusivo no Complexo Turvo-Cajati.

Dehler *et al.* (2000, 2007) apresentaram um trabalho na mesma região de Campos Neto (1983) e Campagnoli (1996) (região da Serra do Azeite no presente trabalho – *Fig. 3.X*), onde reconhecem que todos os litotipos ocorrentes sofreram uma milonitização pervasiva. Segundo os autores as lineações de estiramento e indicadores cinemáticos sugerem uma cinemática transtraccional com componente extensional de topo para ESE, associada com uma componente direcional sinistral. Interpretam ainda, que a passagem de cianita para sillimanita evidencia uma história compressiva anterior à instalação da tectônica transtraccional, além do metamorfismo progressivo ter ocorrido provavelmente com decréscimo da pressão.

2.2.4. Formações Capiu e Setuva

As formações Setuva e Capiu, definidas no leste paranaense, correspondem a coberturas metassedimentares metamorfizadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito. Pela definição original (Bigarella & Salamuni, 1956a, b) a Formação Setuva estaria posicionada na base da “Série Açungui”.

Pela definição original a Formação Setuva compreende seqüências de micaxisto, xisto aluminoso, paragnaisse, quartzito e quartzo xisto ocorrentes na região do Anticlinal do Setuva, no leste paranaense. Segundo os autores esta unidade seria recoberta em discordância angular e erosiva pelas formações Capiu e Votuverava.

Marini (1970) e Fuck *et al.* (1971) estendem a área de ocorrência da Formação Setuva e propõem sua retirada do Grupo Açungui, por considerá-la mais antiga. Outras ampliações da abrangência desta unidade devem-se a Schöll *et al.* (1982), Fritzens *et al.* (1982) e, destacadamente, Batolla Júnior *et al.* (1981), Takahashi *et al.* (1981) e MMAJ-JICA (1982) que incluíram as rochas aflorantes nos núcleos de uma série de antiformas ao norte da Falha da Lancinha-Cubatão, tais como os núcleos Tigre, Betara e Cerne.

Popp *et al.* (1979), Batolla Júnior *et al.* (1981), Fritzens *et al.* (1982), Fiori (1990, 1992) e Fassbinder (1996) elevam o status da Formação Setuva para Grupo.

Campanha *et al.* (1987), Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999) estendem a abrangência da Formação Setuva na porção paulista, incluindo as seqüências Serra das Andorinhas e Turvo-Cajati.

Apesar da abundância de trabalhos, o posicionamento estratigráfico da Formação Setuva, sua extensão e correlações com outras unidades é uma questão sem consenso. Trabalhos mais recentes têm voltado a utilizar a definição original de Bigarella & Salamuni (1956a, b) e alguns autores têm proposto que pelo menos parte da Formação Setuva poderia representar uma tectonofácies correlata à Formação Capiru e seu embasamento (Fiori, 1994, Yamato, 1999).

A porção da Formação Capiru caracterizada por quartzitos, metapelitos e mármore é considerada como uma seqüência marinha de plataforma de águas rasas e litorâneas (Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999; Yamato, 1999). Guimarães *et al.* (2002) concluem com base em estudos em estromatólitos que porções desta unidade se depositaram em ambientes de plataforma distintos, variando de supramaré na região de Morro Azul (PR) e entremarés a inframaré na região do Morro Grande (PR).

Embora alguns trabalhos admitam que a Formação Capiru apresente uma estratigrafia interna parcialmente preservada, Fiori (1990, 1992) demonstra que esta unidade mostra relações de aloctonia em relação ao embasamento, com suas porções basais fortemente imbricadas em sistemas de nappes.

2.3. Terreno Luís Alves

Rochas gnáissico-granulíticas são os litotipos mais abundantes encontrados no Terreno Luis Alves, apresentando idade de formação entre o Arqueano (2720-2580 Ma) e o Paleoproterozóico (2250-1850 Ma) (Siga Júnior *et al.*, 1993; Siga Júnior, 1995; Sato *et al.*, 2003).

Idades K-Ar em minerais concentradas entre 2100 e 1700 Ma indicam que este domínio encontrava-se estável durante a orogenia Brasileira (Siga Júnior *et al.*, 1993).

Em trabalho recente Hartmann *et al.* (2000) identificam que as rochas do Terreno Luis Alves na porção catarinense apresentam protolitos magmáticos formados no Arqueano (idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de 2716 ± 17 Ma) e passaram por quatro eventos metamórficos (M1 a M4). Os eventos M1 e M3 (fácies granulito) foram datados pelo método U-Pb *SHRIMP* (zircão) em 2675 ± 12 e 2168 ± 18 Ma (Hartmann *et al.*, 2000). Os autores interpretam que evento M2 (fácies anfibolito) provavelmente ocorreu em idade próxima ao evento M3 (Hartmann *et al.*, 2000). O evento M4 é caracterizado pela formação de clorita e epidoto em rochas afetadas por zonas de cisalhamento (Hartmann *et al.*, 2000).

3. COMPLEXO TURVO-CAJATI

3.1. Descrições Macroscópicas

3.1.1. Região da Serra do Azeite

Em função dos cortes da rodovia Regis Bittencourt (BR-116) esta região apresenta as melhores exposições de rochas do Complexo Turvo-Cajati, bem como das demais unidades de interesse para este trabalho. Os mapas de pontos de descrição de afloramentos e geológico são apresentados nas figuras 3.1 e 3.2, respectivamente.

Micaxistos e paragneisses diversos representam os litotipos amplamente dominantes no Complexo Turvo-Cajati, embora intercalações de corpos de quartzito, mármore e rochas calciossilicáticas sejam comuns.

Na porção norte da região da Serra do Azeite predominam afloramentos de plagioclásio-biotita xisto fino a médio, homogêneo, cinza escuro esverdeado, comumente com granada milimétrica pouco abundante. Esta rocha apresenta uma foliação principal milonítica, localmente cortada por uma clivagem de crenulação levemente oblíqua. Ocorrem intercalações de corpos de biotita quartzito branco, milonítico, bandado, médio, com leitos graníticos róseos concordantes a subconcordantes com a estrutura. Restritamente ocorrem corpos de filito e ardósia.

Ainda na porção norte da área ocorrem corpos restritos de xisto milonítico grosso, prateado, constituído por biotita, muscovita, granada subcentimétrica, estaurolita e sillimanita milimétrica. Comumente este litotipo apresenta veios quartzo-feldspáticos com formas lenticulares concordantes com a foliação, sugerindo processos de anatexia parcial.

Na região centro-oeste da área (*Fig. 3.2*) predominam xistos grossos prateados e paragneisses porfiroblásticos, notadamente miloníticos (*Fig. 3.3a, b, c*), constituídos essencialmente por biotita, quartzo, feldspato e comumente granada (milimétrica a centimétrica). Muscovita e aluminossilicatos (cianita e/ou sillimanita) podem estar presentes como minerais acessórios ou essenciais, enquanto estaurolita ocorre ocasionalmente, provavelmente como mineral residual. São comuns veios quartzo-feldspáticos paralelos ou discordantes da foliação principal milonítica e também veios pegmatóides, geralmente concordantes com a estrutura, constituídos por feldspato, muscovita, quartzo e turmalina negra. Também ocorrem veios muscovíticos.

Figura 3.1. Mapa de pontos de descrição de afloramentos, região da Serra do Azeite.

Legenda

Maciço Guaraú (Cambriano a Ediacarano)

Biotita sienogranito e biotita álcali-feldspato granito, tipo A, pós-tectônico

Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha (Ediacarano)

Leucogranitos róseos cálcio-alcálicos de alto potássio, tipo I, sin-tectônico

Enclaves de rochas metassedimentares

Complexo Turvo-Cajati (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

fa gxf gxg p q m rc

(fa) filito quartzoso e ardósia, (gxf) granada xisto fino, (gxg) granada micaxisto grosso comumente com estauroilita e aluminossilicatos, (p) paragneisses e micaxistos grossos migmatíticos, (q) quartzito, (m) mármore, (rc) rochas calciossilicáticas.

Complexo Atuba (Paleoproterozóico)

Hornblenda-biotita ortognaisses bandados migmatíticos (Gnaisses Bandados Barra do Azeite)

Suíte Alto Turvo (Paleoproterozóico a Arqueano)

Granulitos máficos retrometamorfizados, anfibolito, metanortosito, actinolita xisto/fels

↔ eixo de sinforme com flanco invertido

↔ eixo de antiforme com flanco invertido

— zona de cisalhamento transcorrente

▲ zona de cavalgamento ou empurrão

→ lineação de estiramento

— xistosidade

— foliação milonítica

⇒ sentido de transporte tectônico

Projeção Universal Transversa de Mercator

Origem da quilometragem UTM: Equador acrescido de 10.000 km

51W Gr. acrescido de 500km

South American 1969, Zona 22 Sul

Figura 3.2. Mapa e perfil geológicos da região da Serra do Azeite.

Ocorrem corpos expressivos de paragnaisse cinza, com bandamento centimétrico a milimétrico marcado pela alternância entre mesossoma cinza médio relativamente enriquecido em biotita, leucossoma branco hololeucocrático de espessura centimétrica subordinado, sendo este último envolvido por melanossomas milimétricos ricos em biotita. Esses leitos são anastomosados, apresentando um aspecto milonítico. Cristais de granada milimétrica estão presentes em porções mais xistosas.

Intercalações de granada micaxisto grosso prateado, rico em lâminas quartzo-feldspáticas lenticulares são comuns. Essa rocha apresenta veios graníticos hololeucocráticos, brancos, tabulares, de espessuras decimétricas a métricas, paralelos à foliação, ricos em muscovita, com granada milimétrica acessória. Subordinadamente ocorrem veios pegmatíticos muito ricos em muscovita, com feldspato potássico, quartzo e turmalina subordinados.

Figura 3.3. Fotografias de rochas do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite: a) feldspato-biotita-muscovita xisto com granada; b) paragnaisse com sillimanita; c) granada-microclínio-plagioclásio-biotita xisto com cianita, notar boudin de rocha calciossilicática; d) mármore dolomítico branco com acamamento decimétrico.

Intercalações de corpos lenticulares concordantes de mármore e rochas calciossilicáticas são muito comuns. Predomina mármore dolomítico branco (Fig. 3.3d), grosso, com acamamento de espessura centimétrica à decimétrica, em geral lenticularizado; embora ocorram localmente pequenos corpos de mármore calcítico rosado, com bandamento e laminação primária preservadas assemelhando-se a estruturas de esteiras algais (Fig. 3.4a, b), com bandas subordinadas esverdeadas de espessura centimétrica aparentemente ricas em hornblenda e/ou piroxênio.

Figura 3.4. Fotografias de rochas do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite: a) e b) mármore calcítico rosado, com acamamento e laminação ondulada; c) hornblenda gnaiss calciossilicático cortado por bolsão granítico hololeucocrático; d) hornblenda gnaiss calciossilicático.

As rochas calciossilicáticas mais comuns consistem de xistos cinza esverdeados, bandados, formados essencialmente por epidoto, feldspato, hornblenda, biotita e quartzo, podendo apresentar como acessórios clinopiroxênio e granada. Localmente o clinopiroxênio é mineral essencial. Por vezes ocorrem também gnaisses calciossilicáticos grossos, ricos em

hornblenda, com bandamento milimétrico a subcentimétrico lenticularizado marcado pela presença de lentes quartzo-feldspáticas brancas e porfiroblastos de hornblenda envoltas e amoldadas pela matriz amplamente dominante de cor cinza escura a negra, granulação média, rica em biotita e hornblenda (*Fig. 3.4c, d*). As rochas calciossilicáticas são invariavelmente cortadas por bolsões pegmatíticos métricos, com formas irregulares, formados por feldspato branco a levemente rosado, muscovita, quartzo e turmalina negra.

Localmente ocorrem intercalações de corpos de centenas de metros de muscovita quartzito milonítico, bandado e laminado, fortemente lineado, com pronunciado deslocamento paralelo a leitos ricos em muscovita. As camadas de quartzito se apresentam notadamente dobradas segundo padrão isoclinal com amplitude métrica, o que pode indicar que os micaxistos devem conter o mesmo padrão de dobras, porém em escala menor devido às suas menores competências.

3.1.3. Região de Barra do Turvo

A região de Barra do Turvo também apresenta exposições de rochas frescas pertencentes ao Complexo Turvo-Cajati. Os litotipos dominantes consistem de (quartzo) micaxisto feldspático e sillimanita-granada paragneisses, embora ocorram expressivas intercalações de lentes de mármore, quartzito, rochas calciossilicáticas e gnaisses. Os mapas de pontos de descrição de afloramentos e geológico são mostrados nas figuras 3.5 e 3.6.

Na porção sul da área de ocorrência do Complexo Turvo-Cajati (*Fig. 3.6*) ocorrem exposições de paragneisses e micaxistos grossos migmatíticos e miloníticos, com bandamento geralmente lenticularizado e difuso definido pela alternância entre mesossomas ricos em biotita, sillimanita e granada, leucossomas formados por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio e bandas subcentimétricas sillimaníticas. São comuns veios graníticos hololeucocráticos lenticulares, de espessura centimétrica, concordantes a subconcordantes com a foliação principal, além de veios e bolsões ricos em muscovita milimétrica euédrica, por vezes pegmatíticos, geralmente discordantes da estrutura da rocha. Também ocorrem variações compostas por micaxistos grossos homogêneos. Comumente, intercalações métricas deste xisto alternam-se com camadas de mármore e rochas calciossilicáticas. Intercalações de camadas métricas de mica quartzito e/ou mica-quartzo xisto também são comuns.

Ocorrem intercalações de corpos lenticulares de centenas de metros de espessura de rochas calciossilicáticas e mármore. As rochas calciossilicáticas são litologicamente bastante

variadas, conforme descrito a seguir: (a) mármore impuro bandado com alternância entre leitos centimétricos ora cinzentos, formados principalmente por calcita e subordinadamente quartzo, ora esverdeados formados por clinopiroxênio, feldspato potássico e quartzo; (b) xisto carbonático com bandamento definido pela alternância entre leitos cinzentos dominantes constituídos por epidoto, hornblenda, quartzo e biotita, leitos subcentimétricos rosados formados por quartzo, feldspato e epidoto e leitos esverdeados ricos em epidoto; (c) para-anfibolito médio a fino, negro, com bandas quartzo-feldspáticas brancas milimétricas enriquecidas em plagioclásio; (d) para-anfibolito grosso, verde, rico em granada centimétrica envolta por coroas duplas com clinopiroxênio + titanita $\pm$ quartzo e hornblenda + feldspato + titanita + quartzo; e (e) hornblenda gnaiss calciossilicático.

Duas variações de mármore foram identificadas. A mais abundante compreende mármore dolomítico cinza claro a branco, fortemente recristalizado, com acamamento de espessura centimétrica a métrica, localmente com laminais ricas em biotita definindo uma estratificação plano-paralela interna às camadas, com intercalações métricas de micaxistos e rochas calciossilicáticas granatíferas (metamarga). Nos planos de acamamento observa-se uma lineação de estiramento mineral definida pelo alongamento preferencial de micas. A variação menos abundante corresponde a mármore calcítico róseo esverdeado, com acamamento e laminação ondulada semelhante a estruturas de esteiras algais.

Ocorrem passagens bruscas entre mármore e hornblenda gnaiss grosso, onde bandas mesossomáticas cinza esverdeadas, ricas em biotita, alternam-se com leitos quartzo-feldspáticos brancos subordinados. Este bandamento encontra-se dobrado segundo padrão pitgmático com eixo subhorizontal, conferindo um aspecto migmatítico. Por vezes ocorrem vênulas preenchidas por epidoto cortando as estruturas. Ocorre também outra variação correlacionada a esse litotipo, representada por hornblenda gnaiss granítico homogêneo (sem bandamento), grosso, composto essencialmente por feldspatos branco e róseo, hornblenda, quartzo e biotita. Localmente os feldspatos alcançam até 2 cm de diâmetro maior. Ocorrem neste caso, dobras pitgmáticas. Essa rocha parece com um granito gnaiss, não havendo distinção entre leucossoma, mesossoma e melanossoma, entretanto, ocorre em meio a domínios de biotita xisto fino rico em veios graníticos.

Nos paragneisses ocorrem intercalações lenticulares de quartzito com espessuras entre 100 e 400 metros, correspondendo a quartzito esbranquiçado, fino, com acamamento sedimentar centimétrico e laminação interna.

Na porção central do mapa da região Barra do Turvo ocorre um domínio de rochas metassedimentares de metamorfismo menos intenso, formado principalmente por micaxistos

finos com aspecto fíltico, cinza escuros, formados por biotita, muscovita, quartzo e clorita, usualmente com porfiroblastos de granada milimétrica e, localmente, estaurolita. A estrutura principal consiste de uma xistosidade anastomosada de natureza milonítica e bandamento milimétrico a centimétrico onde se alternam leitos mais quartzosos e mais micáceos, além de porções restritas ricas em muscovita milimétrica.

Comumente ocorrem intercalações de muscovita-quartzo xisto fino, cinza esverdeado ou prateado, fortemente lineado, com bandamento milimétrico com leitos quartzosos dominantes em relação a leitos relativamente mais micáceos; além de lentes mapeadas de quartzito, mármore e rochas calciossilicáticas.

Neste domínio de metamorfismo menos intenso ocorre uma lente de quartzito alongada segundo direção NE, ao longo da Zona de Cisalhamento Putunã (aqui definida – *Fig. 3.6*), com espessura média em torno de 1200. Inclui passagens entre quartzito, sericita quartzito e quartzo xisto fino, miloníticos. Predomina quartzito fino rítmico com acamamento centimétrico e laminação sedimentares preservados, com leitos de espessuras bastante contínuas, embora em padrão anastomosado. O bandamento primário é marcado pela alternância entre leitos de granulação e coloração contrastantes, com variações entre branco, amarronzado, rosado e negro (*Fig. 3.7*). Os leitos negros apresentam menor granulação, sendo mais enriquecidos em micas. Localmente alguns leitos apresentam grânulos e seixos indicando camadas pouco espessas de conglomerado. Apresentam superposição de uma xistosidade lenticularizada milonítica, com desenvolvimento de intensa lineação de estiramento mineral, além de dobras abertas a fechadas aproximadamente simétricas, com plano axial subvertical paralelo ao acamamento geral, e eixo subhorizontal.

Também são comuns corpos de sericita quartzito fino, cinza escuro a esverdeado com bandamento difuso e anastomosado.

Esta unidade apresenta notadamente abundantes intrusões de pequenas dimensões, não mapeáveis na escala de trabalho, de biotita-muscovita granitos leucocráticos a hololeucocráticos, róseos, heterogeneamente milonitizados.

Figura 3.5. Mapa de pontos de descrição de afloramentos, região de Barra do Turvo. Os pontos em verde foram descritos neste trabalho, enquanto os pontos em amarelo, azul e vermelho foram compilados de Moraes et al. (em preparação), Silva et al. (1981) e Algarite et al. (1974), respectivamente.

Legenda

Bacias Tardi-Tectônicas de Transição Proterozóico-Fanerozóico

Filitos rítmicos, metarenitos, metarcóseos e rochas vulcânicas ácidas

Plúton Alto Turvo (Cambriano a Ediacarano)

Biotita sienogranito tipo A, pós-tectônico

Granitóides Metaluminosos (Cambriano a Ediacarano)

Biotita-muscovita leucogranitos róseos, possivelmente tipo S

Suíte Rio Piên-Mandirituba (Ediacarano)

Leucogranitos róseos cálcio-alcálicos de alto potássio, tipo I, sin-tectônico, heterogeneamente deformados

Formação Capirú (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

fa q m (fa) filito e ardósia, (q) quartzito e metarenito, (m) mármore

Complexo Turvo-Cajati (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

gxf gxg p q m rc

(gxf) granada micaxisto fino localmente com estauroлита, (gxg) granada micaxisto grosso, (p) paragneisses e micaxistos grossos migmatíticos, (q) quartzito, (m) mármore, (rc) rochas calciossilicáticas.

Seqüência Serra das Andorinhas (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

mx q m (mx) micaxisto fino, (q) quartzito, (m) mármore

Grupo Votuverava (Mesoproterozóico)

micaxisto fino localmente com granada

Complexo Atuba (Paleoproterozóico)

Hornblenda-biotita ortogneisses bandados migmatíticos (Gnaisses Bandados Barra do Azeite)

Suíte Alto Turvo (Paleoproterozóico a Arqueano)

Granulitos máficos retrometamorfizados, anfíbolito, metanortosito, actinolita xisto/fels

↺↻ eixo de sinforme com flanco invertido

↻↺ eixo de antiforme com flanco invertido

— zona de cisalhamento transcorrente

▲ zona de cavalgamento ou empurrão

→ lineação de estiramento

— xistosidade

— foliação milonítica

⇒ sentido de transporte tectônico

Projeção Universal Transversa de Mercator

Origem da quilometragem UTM: Equador acrescido de 10.000 km

51W Gr. acrescido de 500km

South American 1969, Zona 22 Sul

Figura 3.6. Mapa e perfil geológicos da região da Barra do Turvo.

Figura 3.7. Quartzito bandado do Complexo Turvo-Cajati, região de Barra do Turvo.

3.2. Descrições Microscópicas

Micaxistos e paragneisses são os litotipos de maior expressão no Complexo Turvo-Cajati, sendo formados essencialmente por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio, geralmente granada e sillimanita e, localmente, cianita e microclínio (*Tabela 3.1*). Acessórios comuns compreendem clorita, minerais opacos, turmalina, rutilo, monazita e zircão. Localmente ocorre estauroлита. De modo geral as associações de minerais metamórficos são bem variadas, muitas vezes numa mesma região, em função da intensidade do metamorfismo e/ou composição da rocha.

As características de cada zona metamórfica identificada são descritas a seguir, de modo separado para as regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo.

Abreviações segundo Kretz (1983).

3.2.1. Região da Serra do Azeite

Os metapelitos aflorantes nesta região apresentam ampla variação paragenética, tendo sido reconhecidas e mapeadas sete zonas metamórficas (*Fig. 3.8*): (1) zona da biotita, (2) zona da granada, (3) zona da associação estauroлита-cianita, (4) zona da associação estauroлита-sillimanita, (5) zona da associação muscovita-sillimanita, (6) zona da associação cianita-feldspato potássico e

(7) zona da associação sillimanita-feldspato potássico. De modo geral a intensidade do metamorfismo aumenta de norte para sul (*Fig. 3.8*)

Zona da Biotita

Ocorre ao nordeste da região da Serra do Azeite, estendendo-se para leste. Compreende exposições de ardósia com sericita e quartzo compreendendo mais de 95% em volume da rocha, com clorita, biotita, feldspato, minerais opacos, zircão e apatita como minerais acessórios. Esta rocha apresenta uma laminação submilimétrica definida pela alternância entre leitos relativamente enriquecidos e empobrecidos em quartzo, além de alternâncias entre cores cinza mais escuras e mais claras.

Ao microscópio petrográfico a microestrutura principal consiste de uma xistosidade penetrativa, lenticularizada, onde grãos levemente alongados e com formas sigmoidais de quartzo, feldspato e apatita são amoldados pela matriz muito fina, lepidoblástica, constituída por sericita (amplamente dominante) e, subordinadamente, biotita e clorita. Localmente essa xistosidade apresenta-se dobrada intrafolialmente.

Porfiroclastos de quartzo apresentam extinção ondulante irregular, e sinais de recristalização dinâmica insipiente marcada por grãos poligonais muito finos (poucos micrômetros) isolados ou em pequenos aglomerados desenvolvidos em limites entre grãos e subgrãos maiores. Também ocorrem subgrãos isolados com as mesmas dimensões dos grãos neoformados. A lâmina DR-359 apresenta um veio lenticular subcentimétrico, com grãos milimétricos de quartzo, com extinção ondulante irregular, lamelas de deformação e aproximadamente 15% de grãos muito finos, com formas poligonais e contatos retos, recristalizados dinamicamente. Esses grãos neoformados se formam ao longo de contatos entre grãos maiores e microfraturas.

Zona da Granada

Aflorantes na porção ao norte da região da Serra do Azeite (*Fig. 3.8*), os micaxistos da zona da granada caracterizam-se pela ausência generalizada de aluminossilicatos, o que pode indicar composição relativamente pobre em alumínio. Xistos finos formados essencialmente por plagioclásio, biotita e quartzo, com granada acessória, representam o litotipo dominante. Acessórios incluem, além de granada, clorita, minerais opacos, epidoto, titanita, turmalina, apatita e zircão.

Figura 3.8. Mapa de zoneamento metamórfico do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite.

Tabela 3.1. Estimativa visual entre fases minerais de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite. Abreviações segundo Kretz (1983).

Amostra	Ms	Qtz	Bt	Grt	Pl	Kfs	Ky	Sil	St	Chl	Car	Ep	Op	Tur	Ap	Rt	Mnz	Zrn
DR-015	4	22	32	5	23	8	1	-	-	4	-	-	1	tr	tr	-	tr	tr
DR-016B	50	20	20	5	1	-	-	-	-	tr	-	-	1	3	-	-	-	-
DR-019	25	30	25	tr	16	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	-	-	-
DR-129A	3	25	30	13	20	8	tr	-	-	tr	-	-	tr	1		tr	tr	tr
DR-129B	7	17	3	-	29	25	-	-	-	-	-	7	2	-	tr	-	-	-
DR-129X	15	24	25	15	15	tr	3	1	-	tr	-	-	1	1	tr	tr	tr	-
DR-144B	10	49	20	tr	3	2	-	-	-	10	-	tr	1	tr	-	-	-	tr
DR-148B	51	25	15	1	5	-	-	-	-	3	-	-	tr	tr	tr	-	-	tr
DR-149	-	25	40	tr	28	-	-	-	-	5	-	tr	2	tr	tr	-	-	-
DR-150B	5	25	40	tr	30	-	-	-	-	tr	-	1	1	1	tr	-	-	-
DR-151A	40	30	11	5	3	-	-	1	8	-	-	tr	2	tr	-	tr	-	tr
DR-151B	40	30	11	5	3	-	-	1	8	-	-	tr	2	tr	-	tr	-	tr
DR-157B	55	20	7	-	-	10	-	-	-	tr	-	-	7	1	tr	-	tr	tr
DR-158	20	35	25	10	5	-	5	tr	-	tr	-	-	tr	tr	-	tr	tr	tr
DR-160A	x	x	x	-	x	-	-	-	-	x	-	-	x	-	-	-	-	-
DR-160C	30	30	23	-	1	tr?	-	10	-	tr	-	-	5	1	-	-	-	tr
DR-161	oc	20	20	-	20	25	-	-	-	-	-	5	tr	-	-	-	tr	tr
DR-206A	35	20	19	10	15	-	-	-	-	tr	-	-	1	tr	-	tr	-	-
DR-206B	28	16	22	15	17	-	-	-	-	tr	-	-	2	tr	-	tr	-	-
DR-239	40	38	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	5	12	-	-	tr	-
DR-242A	37	44	15	-	1	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	1	-
DR-242B	25	29	23	5	5	-	10	tr	1	tr	-	-	tr	2		tr	tr	tr
DR-247	13	85	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	2	-	-	tr	tr	tr
DR-259	37	34	25	-	1	-	-	-	-	-	-	tr	2	1	tr	-	-	-
DR-265	11	7	50	20	-	-	-	12	-	tr	-	tr	tr	tr	-	-	tr	tr
DR-270	25	20	20	5	15	-	tr	7	-	3	-	-	tr	tr	-	-	tr	-
DR-275E	20	25	30	13	5	-	-	7	-	-	-	-	tr	tr	tr	tr	tr	-
DR-284	4	20	20	3	25	-	-	16	-	-	-	-	2	tr	tr	-	tr	tr
DR-296D	-	30	20	15	9	5	-	20	-	tr	-	-	tr	tr	-	tr	1	-
DR-297D	oc	26	21	1	18	24	-	10	-	-	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr
DR-298E	tr	30	35	2	1	17	tr	15	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-
DR-302C	15	26	25	7	18	5	tr	3	-	tr	-	-	tr	?	1	tr	tr	-
DR-304	25	60	5	7	1	1	-	-	-	1	-	-	tr	tr	tr	-	tr	-
DR-325	20	10	24	15	10	-	4	1	-	tr	-	-	1	5	-	tr	tr	-
DR-329	tr	30	28	13	5	14	tr	15	-	tr	-	-	tr	-	tr	tr	tr	tr
DR-349B	22	24	23	12	3	-	-	6	8	-	-	-	1	1	tr	-	tr	-
DR-351A	tr	27	35	5	27	-	-	-	-	tr	-	-	5	1	-	-	tr	-
DR-354	2	12	27	-	33	10	-	-	-	-	-	-	tr	1	-	-	tr	-
DR-355A	10	16	30	10	19	-	tr	2	-	tr	-	-	2	2	-	-	tr	-
DR-359	80	17	1	-	tr	-	-	-	-	1	1	-	tr	-	tr	-	-	tr
DR-410	32	18	28	2	4	-	4	4	-	1	-	-	7	-	tr	-	tr	-
DR-412	22	30	20	10	7	8	tr	1	-	tr	-	-	1	-	tr	0,5	0,5	tr

A granada é anédrica a subédrica, por vezes poiquiloblástica, com dimensões de, no máximo, 5 mm de diâmetro maior. Apresenta-se sempre envolvida por coroas ricas em quartzo, com proporções subordinadas de biotita. É também muito rica em microfraturamentos internos preenchidos por clorita verde escura com cor de interferência azul-arozeada. Apresenta inclusões de cristais de quartzo, plagioclásio, minerais opacos e biotita verde-acastanhada. Alguns cristais são muito ricos em inclusões de mineral substituído por epidoto em agregados microcristalinos e mica branca fina (antigo feldspato?).

Cristais finos de biotita verde-acastanhada, quartzo, plagioclásio e clorita formam a matriz.

O plagioclásio, geralmente com geminação polissintética bem desenvolvida, é abundante. Destacadamente, ocorrem cristais bem preservados de sericitização/saussuritização, enquanto outros em estágio avançado de substituição, o que poderia indicar mais de um tipo de plagioclásio com diferentes composições.

A clorita, apesar de ocorrer em pequena proporção na matriz, em associação de aparente equilíbrio com biotita, aparece mais comumente preenchendo fraturas, como pseudomorfos de mineral não identificado e intercrescida com biotita (aparentemente por substituição), sendo, portando, tipicamente retrometamórfica. Ademais, cristais de clorita se desenvolvem em planos de cisalhamentos tardios que formam estruturas SC, sugerindo episódios de milonitização retrometamórfica.

Zona da Associação Estauroлита-Cianita

Esta zona metamórfica compreende um xisto grosso, prateado, formado essencialmente por quartzo, muscovita, biotita, cianita, granada e plagioclásio. Minerais acessórios incluem turmalina e estauroлита, além de traços de sillimanita, clorita e minerais opacos. Apresenta uma xistosidade bem desenvolvida, não milonítica, com bandamento fino definido pela alternância entre leitos ora micáceos, ora quartzosos.

A granada é porfiroblástica (3-4 mm), euédrica (*Fig. 3.9b*) ou com bordas parcial a totalmente corroídas. Alguns cristais apresentam zonação microestrutural interna, onde podem ser reconhecidas ao menos três fases de crescimento, denominadas de G1, G2 e G3 (*Fig. 3.10*). A fase G1 compreende núcleos de granada poiquiloblástica muito rica em inclusões de quartzo alongado orientadas segundo uma foliação ondulada discordante da xistosidade externa. Mais raramente ocorrem núcleos G1 livres de inclusões de quartzo e ricos em micas orientadas segundo o mesmo padrão, indicando que a foliação internamente preservada apresentava leitos ricos em quartzo alternados com leitos ricos em micas. A fase G2 consiste de bordas pouco espessas pobres em inclusões envolvendo os núcleos G1, porém com inclusões orientadas segundo a mesma foliação presente em G1. A fase G3 compreende bordas espessas, livres de inclusões, com formas externas euédricas. Por vezes as bordas de antigos núcleos G1 e G2 são marcadas por inclusões ‘concêntricas’ de minerais opacos. Os cristais compostos de granada podem apresentar padrões variados de consumo, evidenciados por bordas corroídas. Ocorrem desde cristais euédricos com todos os domínios (G1, G2 e G3) preservados, a cristais com bordas fortemente corroídas apresentando somente a fase G1.

c) d)
 Figura 3.9. Fotomicrografias de Grt-Pl-Ky-Bt-Ms-Qtz xisto com estaurolita do Complexo Turvo-Cajati, lâmina DR-242B. a) paragênese entre granada, estaurolita, cianita e biotita (lado maior da fotomicrografia 2,8 mm) . b) Granada euédrica com borda parcialmente consumida substituída por biotita + sillimanita, (lado maior da fotomicrografia 2,6 mm). c) porfiroblastos de cianita subédrica orientadas na xistosidade, e porfiroblasto de granada em contato com sillimanita aparentemente formada pela reação de consumo de granada e biotita (lado maior da fotomicrografia 5,5 mm). d) detalhe da fotomicrografia anterior (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm).

Figura 3.10. Desenho esquemático mostrando cristal de granada com zonação textural interna definida por três domínios: G1 – rico em inclusões de quartzo orientadas segundo foliação ondulada; G2 – pobre em inclusões, porém com poucas inclusões em continuidade estrutural com o domínio G1; e G3 – domínio livre de inclusões. Notar borda parcialmente consumida da granada substituída por biotita + quartzo.

A cianita é euédrica (*Fig. 3.9c*), porfiroblástica (4-5 mm), geralmente orientada segundo a xistosidade, embora ocorra também truncando esta. Por vezes ocorrem cristais dobrados e amoldados em torno de porfiroblastos de granada, ou ainda crenulados. Apresenta-se em paragênese com granada, estaurolita, muscovita e biotita (*Fig. 3.9a*). Quando cristalizada em meio ao quartzo na matriz, é comum estar envolvida por uma fina película e mica branca fina e fibrosa.

A estaurolita é euédrica e fina, ocorrendo, principalmente, envolvida por auréolas de muscovita.

Biotita laranja avermelhada e muscovita ocorrem associadas, geralmente orientadas segundo a xistosidade principal, ou truncando esta, segundo uma direção fortemente oblíqua, embora ocorram também auréolas de biotita ao redor de porfiroblastos de granada. A clorita é tipicamente retrometamórfica, gerada a partir da substituição de biotita.

A sillimanita (fibrolita) ocorre intercrescida com biotita e quartzo em bordas de granada corroída (*Fig. 3.9d*), sendo tipicamente tardia.

Zona da Associação Estaurolita-Sillimanita

Micaxistos com sillimanita coexistindo com estaurolita foram identificados em faixa alongada na porção centro-norte da área mapeada (*Fig. 3.8*). Consistem de rochas formadas essencialmente por muscovita, quartzo, biotita, granada e estaurolita, com plagioclásio e sillimanita acessórios. Biotita laranja avermelhada e muscovita se orientam segundo uma xistosidade penetrativa, formando leitos lepidoblásticos, localmente com dobras isoclinais sem raiz. Lentes quartzo-feldspáticas granoblásticas com formas externas sigmoidais, além de porfiroblastos de granada e agregados de sillimanita, são amoldados pelos leitos micáceos, definindo uma foliação anastomosada, de natureza milonítica. Localmente esta xistosidade se apresenta dobrada, desenhando uma crenulação espaçada, aproximadamente perpendicular, que não gera foliação.

A granada é porfiroblástica (2-5 mm) podendo ser arredondada ou com bordas corroídas, sugerindo que foi parcialmente consumida. Predominam cristais livres de inclusões, embora alguns grãos apresentem inclusões de quartzo, ilmenita, rutilo, turmalina, muscovita, biotita e clorita. Quando presentes, as inclusões podem estar orientadas segundo uma foliação levemente ondulada, paralela à xistosidade externa nas bordas. Ocasionalmente foram identificadas inclusões de estaurolita em porções intermediárias de porfiroblastos.

Em algumas amostras ocorrem cristais de granada com bordas corroídas envoltos por coroas triplas, com uma auréola de biotita grossa em orientação aleatória, em contato com a

granada, passando para um domínio com intercrescimento simplectítico entre biotita e quartzo, e um domínio externo com intercrescimento entre sillimanita e biotita (Fig. 3.11). Em alguns casos ocorrem também auréolas de muscovita associadas.

Figura 3.11. Coroa tripla ao redor de porfiroblasto de granada parcialmente consumida, polarizadores descruzados, amostra DR-349B, região da Serra do Azeite. Domínio externo formado por sillimanita intercrescida com biotita; domínio intermediário com biotita intercrescida com quartzo, e um domínio interno com biotita aleatoriamente orientada. Notar um cristal fino de estauroлита com sombras de deformação de biotita (lado maior da fotom. 1,3 mm).

A estauroлита é subédrica a anédrica, principalmente porfiroblástica (0,5-3,5 mm), geralmente envolta por leitos micáceos lepidoblásticos definindo sombras de deformação assimétricas. Apresentam inclusões de quartzo, minerais opacos, rutilo, biotita, muscovita, epidoto e clorita, orientadas segundo foliação retilínea ou levemente rotacionada com bordas paralelas à xistosidade externa. Localmente ocorrem inclusões de minerais opacos orientados segundo uma foliação com dobras intrafoliais redobradas, subparalelas à xistosidade externa. Comumente ocorrem grãos com bordas corroídas, com auréolas de muscovita e biotita euédricas em orientação aleatória, ou orientadas segundo a xistosidade.

A sillimanita (fibrolita e/ou raramente prismática) forma agregados lenticulares bastante alongados, sempre intercrescida com biotita, orientadas segundo a xistosidade principal.

Localmente aparece associada a sombras de deformação envolvendo cristais de granada e estauroлита.

Cristais de clorita ocorrem tipicamente inclusos em porfiroblastos de granada e estauroлита.

Embora não tenham sido observadas em lâmina feições claras de anatexia parcial, em escala de afloramento essas rochas apresentam abundantes veios graníticos ricos em muscovita, concordantes a discordantes da xistosidade principal.

Zona da Associação Muscovita-Sillimanita

Grupo de rochas de grande expressão na região da Serra do Azeite, compreende principalmente micaxistos grossos, prateados, miloníticos, relativamente ricos em muscovita coexistindo com sillimanita, raramente com feldspato potássico acessório. Subordinadamente ocorrem paragneisses e xistos sem ou pobres em feldspatos. Predominam rochas formadas essencialmente por biotita, plagioclásio, quartzo, muscovita, granada e sillimanita, com uma xistosidade penetrativa associada a uma laminação milimétrica a submilimétrica onde leitos lepidoblásticos formados por biotita + sillimanita $\pm$ muscovita se alternam com leitos granoblásticos formados por plagioclásio $\pm$ quartzo. Localmente esta xistosidade apresenta-se crenulada em padrão fechado a isoclinal. Os xistos sem feldspatos apresentam bandamento milimétrico lenticularizado com alternâncias entre leitos biotíticos, sillimaníticos e quartzosos.

A granada apresenta dimensões entre 1 e 5 mm e formas arredondadas e pouco alongadas concordantemente com a xistosidade (*Fig. 3.12a*), ou fortemente corroídas. Localmente ocorrem cristais pisciformes (*Fig. 3.12b*). Exibe padrão microestrutural interno variado, dependendo da amostra. Cristais presentes em algumas amostras apresentam inclusões (Qtz, Bt, Pl, Op, Ms) orientadas segundo uma foliação retilínea a levemente ondulada, concordante a subconcordante em relação à xistosidade externa (*Fig. 3.12c*). Em outras amostras a maioria dos cristais de granada apresenta padrão caótico de inclusões (Qtz, Bt, Ms, Op, Chl), enquanto cristais subordinados mostram inclusões orientadas segundo uma foliação retilínea a levemente ondulada, fortemente oblíqua em relação à xistosidade externa (*Fig. 3.12d*). Em geral os cristais de granada apresentam-se envoltos por domínios ricos em biotita $\pm$ muscovita, ou ricos em quartzo, formando sombras de deformação fortemente assimétricas. Os cristais com bordas corroídas geralmente são envolvidos por auréolas formadas por biotita $\pm$ muscovita, biotita + muscovita + quartzo, plagioclásio $\pm$ quartzo e biotita + muscovita + quartzo + plagioclásio.

Figura 3.12. Fotomicrografias de porfiroblastos de granada presente nas rochas da zona da associação muscovita-sillimanita. a) Porfiroblasto subédrico com bordas arredondadas e padrão caótico de inclusões de quartzo e minerais opacos, amostra DR-275 (lado maior da fotom. 3,2 mm). b) Granada pisciforme com foliação interna retilínea discordante da externa, mesma amostra anterior (lado maior da fotom. 3,2 mm). c) Granada pisciforme com inclusões segundo foliação levemente ondulada subconcordante com xistosidade externa, amostra DR-284 (lado maior da fotom. 6,4 mm). d) Granada tabular com bordas arredondadas e foliação interna retilínea perpendicular em relação à xistosidade externa, amostra DR-275 (lado maior da fotom. 3,2 mm).

Biotita e muscovita ocorrem associadas, formando leitos lepidoblásticos. A biotita pode ser fina ou porfiroblástica, dependendo da amostra, geralmente euédrica, com alta razão axial (eixo maior/eixo menor) e orientada segundo a xistosidade principal. A muscovita é porfiroblástica, euédrica e geralmente forma lentes monominerálicas circundando leitos ricos em biotita e leitos quartzosos, embora ocorra também disseminada internamente nestes leitos. Raros cristais euédricos de biotita e muscovita truncam a xistosidade a aproximadamente 90°.

Localmente ocorrem cristais de muscovita mimetizando agregados dobrados de fibrolita (Fig. 3.13).

Figura 3.13. Fotomicrografia mostrando cristal de muscovita mimetizando agregado de fibrolita dobrada, amostra DR-265. (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm)

A sillimanita (fibrolita) ocorre em agregados monominerálicos ou intercrescida com biotita, formando lâminas lenticularizadas geralmente com alta razão axial, por vezes em sombras de deformação ao redor de porfiroblastos de granada.

Plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, feldspato potássico formam leitos granoblásticos comumente lenticularizados. Os feldspatos são leve a moderadamente alongados e orientados ao longo da xistosidade principal, podendo ter formas externas arredondadas, em domínios afetados por milonitização em fácies xisto verde, ou serrilhadas, em domínios preservados. Localmente ocorrem grãos com terminações em cúspide, e relações côncavo-convexas ao longo dos contatos feldspato-quartzo. O plagioclásio apresenta geminação polissintética bem formada, enquanto o feldspato potássico ocorre como grãos sem geminação ou com geminação em grade (microclínio). O quartzo presente em domínios preservados de milonitização retrógrada apresenta granulação grossa, extinção tipo tabuleiro de xadrez, e contatos entre grãos serrilhados, interlobados ou retangulares, indicando que a recrystalização

ocorreu por rápida migração de bordas de grãos. Em amostras milonitizadas em condições de fácies xisto verde o quartzo ocorre como grãos médios envolvidos por grãos extremamente finos (poucos micrômetros) concentrados ao longo dos contatos entre cristais, indicativos de que a recristalização dinâmica se deu por mecanismos de *bulging recrystallization* (Stipp *et al.*, 2002a, b).

Zona da Associação Cianita-Feldspato Potássico

Compreende paragneisses miloníticos com cianita e microclínio coexistentes e muscovita relativamente abundante (*Tabela 3.1*). Granada micaxistos grossos prateados ocorrem subordinadamente. Biotita, plagioclásio, quartzo, microclínio, granada e muscovita correspondem aos minerais essenciais presentes nos paragneisses e xistos. Acessórios compreendem turmalina, cianita, sillimanita, ilmenita, clorita, rutilo, monazita e zircão. Para facilitar a descrição, as porções de colorações mais claras, intermediárias e escuras serão referidas como leucossomas, mesossomas e melanossomas, respectivamente, sem conotação genética.

A estrutura principal dos paragneisses consiste de um bandamento milimétrico tabular, levemente ondulado, ou lenticularizado, onde se alternam mesossomas lepidó-granoblásticos formados por plagioclásio + quartzo + biotita + granada $\pm$ microclínio $\pm$ cianita; leucossomas granoblásticos formados por quartzo + microclínio, quartzo + plagioclásio ou quartzo + plagioclásio $\pm$ microclínio (composições álcali-feldspato granítica, trondjemítica e granítica); bandas lepidoblásticas ricas em muscovita com biotita subordinada; e melanossomas ricos em biotita. A orientação preferencial de forma de micas, feldspatos e quartzo define uma xistosidade paralela ao bandamento composicional. Localmente, em leitos micáceos essa xistosidade aparece deformada por bandas de cisalhamento espaçadas, moderadamente oblíquas, definindo pares de bandas de cisalhamento SC₁ de Ramsay & Lisle (2000).

A granada é porfiroblástica (5-30 mm) e principalmente anédrica, com bordas fortemente corroídas, embora em alguns casos ocorram cristais com bordas arredondadas. Predominam cristais ricos em inclusões de ilmenita, com inclusões subordinadas de quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, clorita, rutilo, microclínio e turmalina. Subordinadamente ocorrem cristais poiquiloblásticos ricos em inclusões de quartzo e plagioclásio. As inclusões geralmente aparecem orientadas ao longo de uma foliação retilínea a levemente ondulada, oblíqua à xistosidade externa, sendo em alguns casos defletida em direção às bordas dos cristais, tendendo ao paralelismo.

Geralmente os porfiroblastos de granada aparecem envoltos por auréolas, coroas e sombras de deformação constituídas pelas associações de minerais: (1) intercrescimentos simplectíticos entre biotita e plagioclásio com microclínio, quartzo e, localmente muscovita, subordinados; (2) intercrescimentos simplectíticos entre biotita, microclínio e quartzo; (4) auréolas biotíticas (Fig. 3.14); e (5) coroas duplas com simplectitos formados por biotita + plagioclásio + muscovita $\pm$ microclínio $\pm$ quartzo em contato com a granada, envoltos por auréolas ricas em muscovita grossa (Fig. 3.15). Na maioria dos casos o microclínio apresenta-se como filetes ou ‘poças’ envolvendo os outros minerais, com formas que mimetizam líquido magmático (fundido silicático) intersticial (Fig. 3.16), sendo que agregados com essas microestruturas (com microclínio ou plagioclásio) ocorrem também inclusos em porfiroblastos de granada (Fig. 3.17), indicando que houve cristalização de granada na presença de fundido silicático. Por vezes, monocristais de microclínio e/ou biotita preenchem fraturas em cristais de granada.

Figura 3.14. Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de granada com foliação interna retilínea levemente inclinada em direção às bordas, praticamente perpendicular em relação à foliação externa. Notar bordas corroídas e coroas ricas em biotita. (lado maior da fotom. 10,2 mm)

A cianita é predominantemente fina, com bordas corroídas, e apresenta-se envolta por *moats* de albita ou coroas com albita intercrescida com muscovita e, subordinadamente, quartzo (Fig. 3.18). Em geral todo conjunto aparece envolto por filetes de feldspato potássico mimetizando líquido magmático intersticial, sugerindo reações reversas ou retro-reações com consumo de fundido silicático. Localmente ocorrem pseudomorfos de cianita inclusos em porfiroblastos de granada, ou intercrescidos com biotita. Em algumas amostras a cianita é porfiroblástica (até 8 mm), euédrica a subédrica, e apesar de um aspecto geral de aparente estabilidade, apresenta bordas de reação tardias com formação de mica branca fina e fibrosa, desenvolvidas principalmente entre os contatos cianita-quartzo.

Figura 3.15. Fotomicrografia mostrando granada com borda corroída envolta por coroa dupla formada por um domínio interno com intercrescimentos simplectíticos entre biotita, plagioclásio e feldspato potássico, sendo que este último forma filetes monominerálicos envolvendo os outros minerais (mimetizando fundido). A coroa externa é formada por muscovita porfiroblástica orientada aleatoriamente. Também ocorrem cristais euédricos de muscovita crescendo aleatoriamente sobre a coroa interna. Polarizadores descruzados, amostra DR-129AA (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

A sillimanita (fibrolita), quando presente, forma agregados fibrosos intercrescidos com biotita, sendo aparentemente tardia, embora ocorra orientada segundo a xistosidade principal.

Figura 3.16. Poça de microclínio (laranja) envolvendo cristais arredondados de quartzo, plagioclásio, biotita e granada com borda corroída. Polarizadores cruzados + placa de gipso, amostra DR-129AB (lado maior da fotomicrografia 1,3 mm).

Figura 3.17. Filete de microclínio (azul) envolvendo cristais residuais arredondados de plagioclásio, e cristal irregular de quartzo. Notar faces euédricas de quartzo desenvolvidas localmente. Polarizadores cruzados + placa de gipso, DR-129AB (lado maior da fotom. 1,3 mm).

A biotita presente em diferentes domínios (melanossoma, mesossoma, auréolas e sombras de deformação entorno de porfiroblastos) é vermelha, sugerindo composição rica em titânio. Os cristais presentes em mesossomas e leucossomas geralmente são finos e subédricos, enquanto cristais de biotita relativamente maiores (médios) e euédricos comumente ocorrem em coroas ao redor de porfiroblastos de granada. A muscovita formadora de leitos lepidoblásticos com biotita subordinada é porfiroblástica e euédrica, enquanto aquela intercrescida com plagioclásio $\pm$ quartzo em auréolas ao entorno de cristais corroídos de cianita é geralmente fina, em alguns casos fibrosa.

Os cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo presentes em mesossomas e leucossomas apresentam padrões microestruturais variados em amostras diferentes. Algumas amostras apresentam leucossomas formados por microclínio e quartzo anédricos, equidimensionais, pouco alongados (baixa razão axial) segundo a xistosidade principal. Contudo, ocorrem *ribbons* monocristalinos de quartzo com razões axiais da ordem de 10:1 no corte XZ do elipsóide de deformação finita. Os mesossomas são equigranulares, embora comumente apresentem granulação mais grossa em relação aos leucossomas, são ricos em plagioclásio e pobres em microclínio, ambos pouco alongados e orientados concordantemente segundo a xistosidade principal. Nos mesossomas, cristais individuais de feldspato e quartzo geralmente encontram-se totalmente envoltos por lâminas submilimétricas formadas por biotita, de forma que raramente ocorrem contatos feldspato-feldspato e feldspato-quartzo. Cristais de microclínio com formas que mimetizam líquido magmático intersticial (*e.g.* terminações em cúspide, ‘poças’ onde filetes monocristalinos envolvem vários grãos de outros minerais, etc.) nestas amostras ocorrem somente em coroas e auréolas ao redor de porfiroblastos de granada com bordas corroídas.

A amostra DR-015 apresenta um leucossoma onde grãos arredondados e geralmente isolados de quartzo, plagioclásio, cianita e biotita “nadam” em um monocristal de microclínio pertítico que permeia por todo leucossoma formando uma rede interconectada (“pseudomorfo de fundido silicático *in situ*”). Comumente os cristais de quartzo, plagioclásio e biotita não se tocam (*Fig. 3.18*).

Em algumas amostras os feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico) presentes em leucossomas graníticos ou trondhjemíticos comumente apresentam terminações em cúspide quando em contato com cristais arredondados de quartzo (relações côncavo-convexas) e, por vezes, formando filetes monocristalinos envolvendo alguns grãos. Também ocorrem megacristais alongados de plagioclásio com inclusões vermiformes de quartzo (*Fig. 3.19a*). Localmente ocorrem leucossomas com cristais de plagioclásio com faces idiomórficas em meio a monocristais intersticiais de quartzo (*Fig. 3.19b*).

Figura 3.18. Cristais residuais arredondados de quartzo, plagioclásio e biotita em meio a monocristal de feldspato potássico formando uma rede interconectada pela matriz do leucossoma. Notar a presença de cristais parcialmente corroídos de cianita envoltos por coroas de albita ou albita + muscovita, evidenciando retro-reação com consumo de fundido silicático. Polarizadores cruzados e cruzados + placa de gipso (lado maior das fotomicrografias 3,2 mm).

O feldspato potássico presente nestas amostras é pertítico e, predominantemente, não apresenta geminação, embora localmente ocorram cristais com geminação em grade (microclínio). O plagioclásio usualmente exibe geminação polissintética bem formada.

a) b)
 Figura 3.19. Fotomicrografias de paragnaisses da zona da associação cianita-feldspato potássico. a) Megacristal de plagioclásio com inclusões vermiformes de quartzo em leucossoma trondhjemítico, polarizadores cruzados, amostra DR-355A (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm). b) Cristal de plagioclásio com faces euédricas crescidas contra quartzo intersticial em leucossoma trondhjemítico, polarizadores cruzados, amostra DR-325 (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

O quartzo presente nos leucossomas da maioria das amostras apresenta formas e dimensões fortemente irregulares, embora dominem cristais de granulação grossa, com extinção ondulante tipo tabuleiro de xadrez. Os contatos entre grãos (quartzo-quartzo) podem ser interlobados, serrilhados, ou retangulares, indicando rápida migração de bordas de grãos. Cristais inclusos em feldspatos e granada mostram formas predominantemente arredondadas ou vermiformes.

Minerais retrometamórficos tardios compreendem sericita e epidoto, formados por alteração de plagioclásio e feldspato potássico, e clorita formada por consumo de biotita e granada.

Zona da Associação Sillimanita-Feldspato Potássico

Rochas da zona do feldspato potássico em presença de sillimanita são rochas de grande expressão no Complexo Turvo-Cajati, no subdomínio Serra do Azeite. Consistem de paragnaisses miloníticos com xistosidade anastomosada e bandamento lenticularizado milimétrico onde lentes

granoblásticas formadas por quartzo e feldspatos são envoltas por leitos lepidoblásticos formados por biotita e sillimanita prismática ou fibrosa. Além da presença de sillimanita como aluminossilicato amplamente dominante estas rochas se diferenciam dos paragnaisses da zona da associação cianita-feldspato potássico pela escassez em muscovita que, quando presente nestas rochas, ocorre como mineral ocasional (*Tabela 3.1*), aparecendo incluída em cristais de granada; formada a partir de substituição tardia de plagioclásio e microclínio; ou ainda associada à biotita em sombras de deformação ao redor de porfiroblastos de granada.

Dois subgrupos principais de paragnaisses podem ser distinguidos, baseado na associação mineralógica: (a) paragnaisses ricos em feldspato potássico, com plagioclásio escasso a ausente, (b) paragnaisses ricos em feldspato potássico e plagioclásio. Como esses grupos de rocha apresentam padrões microestruturais distintos, serão descritos separadamente a seguir.

(a) Paragnaisses sem Plagioclásio

Compreendem paragnaisses formados pela associação quartzo + biotita + sillimanita + feldspato potássico + granada $\pm$ rutilo $\pm$ monazita $\pm$ zircão ($\pm$ cianita) com estrutura principal definida por uma xistosidade anastomosada milonítica onde lâminas fortemente orientadas constituídas por biotita vermelha, euédrica, fortemente alongada (melanossomas) e/ou agregados de sillimanita prismática ou fibrolita se amoldam em lentes quartzo-feldspáticas sigmoidais (leucossomas) e porfiroblastos de granada (*Fig. 3.20*).

A granada é principalmente subédrica, com dimensões entre 1 e 7 mm, com bordas arredondadas ou parcial a totalmente corroídas. Alguns cristais apresentam microestrutura pisciforme. Dois domínios microestruturais internos foram reconhecidos, denominados de G1 e G2 (*Fig. 3.21*). O domínio G1 compreende núcleos de granada poiquiloblástica ricos em inclusões arredondadas de quartzo, orientadas segundo uma foliação retilínea, de maneira geral concordante com a xistosidade externa. A forma bastante arredondada das inclusões tem sido interpretada como resultante de consumo do quartzo em altas temperaturas ou ainda ao aprisionamento de fundido silicático. O domínio G2 consiste de bordas límpidas, livres de inclusões. Localmente ocorrem cristais de cianita incluídos em porções intermediárias de porfiroblastos de granada.

Figura 3.20. Paragneisse milonítico com porfiroblastos arredondados de granada amoldados por sombras de deformação ricas em biotita ou feldspato potássico. Notar agregados de sillimanita intercrescidos com agregados de biotita. A granada ocorre tanto em leitos ricos em biotita quanto em leitos leucossomáticos com quartzo e feldspato potássico. Polarizadores descruzados, amostra DR-329 (lado maior da fotomicrografia 10,2 mm).

Figura 3.21. Porfiroblasto de granada com dois domínios microestruturais internos: G1 – rico em inclusões arredondados ou vermiformes de quartzo; G2 – livre de inclusões. Polarizadores descruzados, amostra DR-329 (lado maior da fotomicrografia 2,08 mm).

Cristais de granada presentes em algumas amostras apresentam-se envolvidos por coroa, auréolas e sombras de deformação formadas por diversas associações de minerais: a) auréolas monominerálicas de biotita, b) biotita intercrescida com sillimanita, c) intercrescimentos entre biotita, sillimanita, quartzo e, aparentemente, feldspato, d) coroa relativamente espessas com intercrescimentos entre feldspato potássico e quartzo. Alguns cristais apresentam microestruturas sugestivas de reação de consumo de granada, onde bordas corroídas de granada aparecem intercrescidas com biotita euédrica prismática intercrescida com sillimanita e quartzo. Alguns cristais de granada encontram-se envolvidos por filetes de quartzo ou feldspato potássico monocristalino mimetizando líquido magmático preenchendo interstícios entre grãos sólidos.

O feldspato potássico é pertítico a mesopertítico, sem geminação, geralmente porfiroblástico (até 1 cm de diâmetro maior), com formas irregulares geralmente bastante alongadas segundo a xistosidade. Quase que invariavelmente apresenta microestruturas indicativas de que se cristalizou de um líquido magmático intersticial, tais como: (a) monocristais porfiroblásticos anédricos envolvendo circularmente cristais euédricos de quartzo (*Fig. 3.22*), (b) monocristais alongados preenchendo interstícios entre outros minerais previamente cristalizados, (c) terminações em cúspide, onde cristais de quartzo previamente cristalizados adentram cristais de feldspato (relações côncavo-convexas) (*Fig. 3.23*).

Comumente os porfiroblastos de feldspato potássico apresentam-se envolvidos por domínios com intercrescimentos simplectíticos entre muscovita, quartzo e, aparentemente, feldspato, por vezes com geometria semelhante a canais, aparentemente resultantes de retro-reações com consumo de material fundido (*Fig. 3.24*). Algumas microestruturas sugerem que ocorreram ao menos duas fases distintas de fusão, onde cristais de quartzo aparecem amoldados por monocristal de feldspato potássico, e o conjunto todo amoldado por outro cristal de feldspato potássico de composição diferente (diferente porcentagem de lamelas de exsolução de plagioclásio).

O quartzo associado ao feldspato potássico apresenta-se livre de deformação (extinção ondulante ausente) formando domínios praticamente livres de outras fases minerais. Por vezes estes domínios aparecem envoltos por agregados de biotita euédrica aleatoriamente orientada ('melanossomas'). Sillimanita é virtualmente ausente nestes domínios quartzo-feldspáticos, embora comumente eles apareçam envoltos por agregados de sillimanita intercrescidos com biotita e quartzo, os quais interpreto como produtos de retro-reações. Localmente pequenos cristais euédricos de cianita aparecem inclusos em porfiroblastos de feldspato potássico, sempre neste caso envolvidos por auréolas de alteração com minerais não identificados.

Figura 3.22. Megacristal de feldspato potássico pertítico envolvendo megacristal de quartzo indeformado. Notar faces euédricas do quartzo (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

Figura 3.23. Megacristal de feldspato potássico pertítico com terminações em cúspide e relações côncavo-convexas com cristal de quartzo arredondado, e cristal de feldspato pertítico de outra geração. Notar domínios localizados com muscovita tardia (lado maior da fotom. 3,2 mm).

A presença de leitos com feldspato potássico e quartzo formando sombras de deformação assimétricas ao redor de porfiroblastos de granada, associada à existência de microestruturas sugestivas de que os primeiros se cristalizaram a partir de líquido magmático, indicam que ocorreu anatexia parcial durante fases sin-miloníticas de deformação.

O quartzo também forma lentes sigmoidais granoblásticas de granulação grossa, com feldspato ausente, onde apresenta contatos fortemente irregulares ou retangulares (parcialmente paralelos ao plano romboédrico) entre grãos, sugerindo alta mobilidade dos limites entre grãos devido à recrystalização por rápida migração de bordas de grãos. As bordas retangulares indicam migrações controladas cristalograficamente, o que ocorre tipicamente em altas temperaturas. A presença de inclusões de sillimanita e biotita orientadas segundo uma xistosidade concordante com a externa indicam que o crescimento dos grãos não foi restringido por obstáculos. Adicionalmente o quartzo exibe extinção ondulante tipo tabuleiro de xadrez, o que tem sido explicado pela combinação dos sistemas de deslizamentos intracristalinos basal $\langle a \rangle$ e prisma $[c]$ (e.g. Blumenfeld *et al.*, 1986; Mainprice *et al.*, 1986; Kruhl, 1996).

(b) Paragneisses Ricos em Plagioclásio

Compreendem paragneisses formados pela associação quartzo + biotita + sillimanita + feldspato potássico + plagioclásio + granada $\pm$ rutilo $\pm$ monazita $\pm$ zircão, com estrutura principal definida por um bandamento composicional com xistosidade interna com alternâncias entre: (a) leucossomas lenticulares formados por quartzo + microclínio $\pm$ plagioclásio, com rara biotita interna; (b) mesossomas grano-lepidoblásticos formados por quartzo + microclínio + plagioclásio + biotita (disseminada); (c) lâminas bastante contínuas formadas por agregados de sillimanita fibrosa e/ou prismática intercrescida com quartzo; (d) melanossomas lepidoblásticos ricos em biotita que envolvem os leitos (a) e (c).

A granada é anédrica, ocorrendo como cristais ‘desmembrados’ em vários fragmentos, com bordas corroídas. Os fragmentos aparecem envoltos por filmes de plagioclásio, por vezes com formas mimetizando líquido; *moats* de plagioclásio com geminação polissintética bem formada (Fig. 3.25); e coroas com intercrescimentos entre plagioclásio e quartzo, que por sua vez apresentam-se envolvidas por coroas com intercrescimentos entre biotita e quartzo ($\pm$ plagioclásio $\pm$ sillimanita).

a)

b)

Figura 3.24. a) Feldspato potássico pertítico parcialmente envolvido por domínio com intercrescimentos simplectíticos entre muscovita, quartzo e, aparentemente, feldspato, possivelmente resultantes de reações retrógradas com consumo de material fundido. b) Inclusão de cianita em feldspato potássico pertítico com terminações em cúspides adentrado por quartzo arredondado. Notar a presença de sillimanita tardia formada nas bordas do feldspato. Polarizadores cruzados, amostra DR-329 (lado maior das fotomicrografias 1,3 mm).

Figura 3.25. Fotomicrografia mostrando fragmento arredondado de granada envolta por moat de plagioclásio. Polarizadores cruzados, amostra DR-297D (lado maior da fotomicrog. 1,3 mm).

Figura 3.26. Fotomicrografia mostrando plagioclásio arredondado com intercrescimento mirmequítico com quartzo, incluso em megacristal de feldspato potássico. Polarizadores cruzados, amostra DR-297D (lado maior da fotomicrografia 1,3 mm).

A biotita é vermelha, indicando composição rica em Ti, euédrica e, quando presente em mesossomas e melanossomas, aparece fortemente orientada definindo uma xistosidade paralela ao bandamento composicional. Os cristais de biotita presentes nestes leitos exibem altas razões axiais. Os cristais de biotita presentes em auréolas e coroas em torno de cristais de granada apresentam orientação aleatória a parcialmente concordante com a xistosidade, sendo que no primeiro caso apresenta cristais ligeiramente mais grossos, e de menor razão axial. São raros intercrescimentos entre biotita e sillimanita e, quando estes ocorrem, aparentemente a sillimanita se formou por consumo da biotita.

O feldspato potássico geralmente apresenta geminação em grade (microclínio), predominando cristais livres de lamelas de exsolução de plagioclásio. Contudo, também ocorrem cristais pertíticos, e estes geralmente não apresentam geminação. O feldspato potássico ocorre tanto como cristais finos, quanto como porfiroblastos, sendo invariavelmente anédrico. Apresenta abundantes microestruturas indicativas de que se cristalizou mimetizando fundido silicático, tais como: (a) terminações em cúspide, onde cristais de feldspato potássico são adentrados por cristais de quartzo e/ou plagioclásio; (b) inclusões arredondadas de quartzo e plagioclásio com bordas corroídas. Em ambas as microestruturas o plagioclásio em contato com o feldspato potássico apresenta intercrescimentos mirmequíticos com quartzo (*Fig. 3.26*). O plagioclásio também apresenta evidências de que se cristalizou a partir de um fundido, tais como: (a) filmes monocristalinos envolvendo cristais de granada e quartzo; (b) monocristais intersticiais preenchendo espaços entre junções tríplice entre grãos arredondados de quartzo, com terminações côncavo-convexas; e (c) inclusões arredondadas de quartzo.

O quartzo associado ao leucossoma e ao mesossoma é grosso e apresenta bordas retangulares ou fortemente irregulares. Ocorrem cristais livres de extinção ondulante e, por vezes, com extinção tipo tabuleiro de xadrez. O quartzo presente nos leitos ricos em sillimanita comumente forma ribbons mono e policristalinos com razões axiais muito altas, com bordas limitadas por sillimanita, indicando que esta impediu a migração de bordas de grãos. Esses cristais são muito mais finos, em relação àqueles presentes nos leitos leucossomáticos e mesossomáticos.

3.2.2. Região de Barra do Turvo

Os metapelitos aflorantes na região de Barra do Turvo apresentam menor variação paragenética em relação aos presentes na Serra do Azeite. Uma diferença característica observada

nessa região é a ausência generalizada de cianita, bem como a ausência de aluminossilicatos nas rochas metamórficas de fácies xisto verde e anfibolito (*Tabela 3.2*). Contudo, cristais de cianita foram identificadas em concentrados de bateia de sedimentos de corrente coletados em afluentes do Rio Turvo, nas proximidades de Barra do Turvo. Sillimanita ocorre somente em paragneisses portadores de feldspato potássico metamórfico. Nessa região foram reconhecidas as seguintes zonas metamórficas: (1) zona da biotita, (2) zona da granada, (3) zona da estauroлита, e (4) zona da associação sillimanita-feldspato potássico. De maneira geral também nesta região ocorre aumento do grau metamórfico de norte para sul (*Fig. 3.27*).

Zona da Biotita

Na região de Barra do Turvo estão presentes ocorrências restritas (não mapeáveis na escala de trabalho) de micaxisto fino, com xistosidade anastomosada de natureza milonítica penetrativa e laminação submilimétrica paralela definida pela alternância entre leitos ricos em muscovita e leitos ricos em quartzo. Esta rocha é formada essencialmente por quartzo, muscovita e plagioclásio. Acessórios compreendem feldspato potássico clástico, biotita, minerais opacos e traços de epidoto e zircão.

A muscovita é média a fina, lenticularizada, ocorrendo de duas formas. Quando porfiroblástica forma texturas pisciformes (*micafish*). Quando fina (sericita) ocorre em agregados, formando leitos submilimétricos que se amoldam em grãos de quartzo e feldspato, ou agregados granoblásticos por estes constituídos. Apresenta-se orientada em duas direções principais, formando pares SC.

A biotita, sempre muito fina e xenomórfica, ocorre de três formas: (1) orientada em pares SC, formando finos agregados associada à sericita; (2) orientada em bandas de cisalhamento tardias, concordantes com a foliação principal; (3) preenchendo fraturas e/ou planos de cisalhamento tardios fortemente oblíquos em relação à foliação principal.

Quartzo e feldspatos formam agregados granoblásticos em leitos tabulares a lenticulares envoltos por leitos micáceos. A microestrutura do quartzo é caracterizada por grãos fortemente irregulares com contatos serrilhados, porém, comumente, ricos em domínios de subgrãos poligonais, sugerindo que sua cristalização se deu por mecanismos acoplados de rotação de subgrãos e migração de bordas de grãos. O plagioclásio é granoblástico, xenomórfico e apresenta geminação polissintética geralmente bem formada. Comumente aparece preservado de substituições tais como sericitização/saussuritização.

Figura 3.27. Mapa de zoneamento metamórfico do Complexo Turvo-Cajati na Região de Barra do Turvo

Zona da Granada

Micaxistos finos e filitos da zona da granada ocorrem principalmente na porção norte do da região de Barra do Turvo, estendendo-se desde a Falha da Lancinha até a Zona de Cisalhamento Putunã ao sul (Fig. 3.27). Apresentam como estrutura principal uma xistosidade com bandamento e laminação paralelos onde leitos lepidoblásticos formados por muscovita e biotita se alternam com bandas e lentes quartzosas monominerálicas ou contendo biotita e muscovita acessórios. Os leitos apresentam-se lenticularizados e deformados por uma crenulação espaçada oblíqua definindo pares SC_1 de Ramsay & Lisle (2000). Localmente ocorrem dobras intrafoliais fechadas a isoclinais.

A granada é porfiroblástica (1-7 mm), subédrica, com bordas parcialmente corroídas. Apresenta padrão complexo de inclusões. Os núcleos podem apresentar inclusões de minerais opacos dispostos circularmente, definindo bordas de antigos grãos sobrecrecidos. Geralmente porfiroblastos individuais apresentam núcleos com mais de um grão interno sobrecrecido. Também ocorrem domínios internos com inclusões de quartzo e minerais opacos orientadas segundo uma foliação ondulada concordante e discordante da xistosidade externa. Por vezes grãos de granada composta são formados pela coalescência entre dois ou mais porfiroblastos com padrões microestruturais internos contrastantes.

As bordas corroídas de granada são invariavelmente pseudomorfizadas por agregados de quartzo que, por sua vez, são envoltos por muscovita e biotita finas intercrecidas. Também ocorrem sombras de deformação assimétricas formadas por biotita marrom e marrom esverdeada (cloritizada?) muito finas, anédricas, formando agregados microcristalinos com estrutura interna caótica.

A muscovita e a biotita presentes em leitos lepidoblásticos são subédricas a euédricas, comumente lenticularizadas, de granulação média e razão axial muito alta. Encontram-se fortemente isorientadas marcando uma xistosidade penetrativa paralela ao bandamento composicional. Geralmente são equigranulares, embora em lâminas biotíticas localizadas a biotita possa ser porfiroblástica e lenticularizada, formando microestruturas pisciformes (*micafish*).

O quartzo presente nos leitos monominerálicos, em micaxistos afastados das zonas miloníticas, apresenta granulação relativamente grossa, formas fortemente irregulares, com contatos interlobados entre grãos e extinção ondulante fraca a ausente, indicativos de recristalização dinâmica por migração de bordas de grãos. Além desta microestrutura parcialmente preservada, micaxistos milonitizados apresentam também grandes porfiroclastos alongados (*ribbons*) completamente tomados por subgrãos internos com formas e dimensões

bastante contrastantes. Predominam subgrãos com contatos interlobados ou serrilhados de mesma dimensão em relação aos domínios anteriormente descritos, embora ocorram subgrãos finos e muito finos associados. Grãos recrystalizados em domínios internos em porfiroclastos apresentam grãos extremamente finos ($\leq 5 \mu\text{m}$), isolados em ou em pequenos agregados, desenvolvidos ao longo das bordas dos grãos maiores e subgrãos internos. Essas microestruturas sugerem ao menos três fases de recrystalização dinâmica por mecanismos diferentes, começando por migração de bordas de grãos em temperaturas relativamente altas ($> 500^\circ\text{C}$), uma segunda fase com recrystalização por migração de bordas de grãos combinada com rotação de subgrãos, e uma terceira fase, em temperaturas relativamente baixas ($< 400^\circ\text{C}$) por *bulging recrystallization*.

Em amostras milonitizadas ocorrem também bandas de cisalhamento submilimétricas onde quartzo, muscovita e biotita apresentam-se recrystalizados em granulação muito fina (micrométrica a submicrométrica). Neste caso as micas apresentam razão axial muito baixa e formam agregados com microestrutura interna caótica. As bandas de cisalhamento ocorrem em orientações paralelas tanto à xistosidade principal (foliação S) quanto à crenulação oblíqua (foliação C_1), sugerindo que o par SC_1 é contemporâneo.

A clorita é verde escura, ou verde amarelada e ocorre preenchendo fraturas paralelas à xistosidade ou à crenulação, dependendo da amostra. Apresenta razão axial baixa e geralmente ocorre em orientação aleatória internamente aos agregados, embora pode também formar agregados dispostos radialmente. Também ocorre intercrescida com biotita, principalmente em leitos quartzosos, formada por substituição desta.

Zona da Estaurolita

Micaxistos da zona da estaurolita foram identificadas principalmente em uma faixa nordeste ao longo da Zona de Cisalhamento Putunã (Fig. 3.27). Macroscopicamente consistem de filitos e micaxistos finos com raros porfiroblastos de granada subcentimétrica, formados essencialmente por muscovita, quartzo, biotita, estaurolita e granada. Acessórios incluem minerais opacos, rutilo, clorita, monazita, turmalina e feldspato.

A estrutura macroscópica é definida por uma xistosidade anastomosada de natureza milonítica com bandamento milimétrico a centimétrico paralelo, onde se alternam leitos lenticularizados ora mais quartzosos, ora mais micáceos, além de porções restritas ricas em muscovita milimétrica. Ao microscópio petrográfico observa-se alternâncias entre lentes quartzosas; lâminas ricas em muscovita, com estaurolita e minerais opacos subordinados; e

lâminas muito finas, cisalhadas, enriquecidas em biotita dinamicamente recristalizada (bandas de cisalhamento). Os leitos ricos em muscovita geralmente consistem com micrólitos de uma xistosidade anterior à xistosidade principal preservada, onde os agregados de muscovita apresentam texturas pisciformes marcando uma foliação S deformada pelas bandas de cisalhamento ricas em biotita, definindo pares SC sinistrais.

A granada é principalmente euédrica e porfiroblástica (dimensões entre 4 e 7 mm), embora ocorram cristais finos com bordas arredondadas ou corroídas, na matriz. Os porfiroblastos apresentam padrões microestruturais internos complexos (*Fig. 3.28*) com, ao menos, três fases de crescimento (G1, G2 e G3). O domínio G1 compreende núcleos ricos em inclusões de cristais de ilmenita com razões axiais muito altas, orientados segundo uma foliação retilínea de orientação fortemente discordante da xistosidade externa. O domínio G2 consiste de porções intermediárias pouco espessas, com inclusões de ilmenita orientadas segundo uma xistosidade dobrada em padrão isoclinal, com orientação subconcordante em relação à xistosidade externa. O domínio G3 compreende bordas límpidas, praticamente livres de inclusões, ou com inclusões circulares definindo bordas de antigos grãos. Além de ilmenita ocorrem inclusões de rutilo, muscovita, clorita, turmalina e quartzo.

Os porfiroblastos euédricos de granada encontram-se parcialmente envolvidos por auréolas descontínuas de minerais opacos finos, e sombras de deformação assimétricas, formando padrões tipo sigma. Predominam as sombras de deformação enriquecidas em quartzo, com biotita muito fina subordinada.

A estauroлита é submilimétrica, dominando cristais com bordas arredondadas, embora ocorram cristais subédricos, anédricos com bordas corroídas, ou ainda pisciformes. Apresenta-se disseminada pela rocha, embora preferencialmente concentrada nos leitos muscovíticos (*Fig. 3.29*). Possui razão axial média a alta e, invariavelmente, aparece orientada na foliação S. Exibe inclusões de ilmenita, geralmente orientadas segundo uma foliação interna concordante com a xistosidade S, embora ocorram inclusões orientadas em padrões sigmoidais e circulares. Localmente incluem também cristais de turmalina, quartzo, muscovita e biotita. Quase invariavelmente apresenta-se envolvida por auréolas com intercrescimentos entre sericita e biotita muito fina, formando sombras de deformação assimétricas. Também é comum a presença de fraturas internas preenchidas por clorita verde pálido com cor de interferência cinza (o mesmo acontece com os cristais de granada).

O quartzo forma agregados de grãos alongados (*ribbons* mono e policristalinos) parcialmente envoltos por grãos muito finos recristalizados dinamicamente.

Figura 3.28. Porfiroblasto de granada com três domínios microestruturais internos: G1 – domínio interno, inclusões segundo foliação retilínea discordante da externa; G2- intermediário, inclusões dobradas em padrão isoclinal, com plano-axial paralelo à xistosidade externa; G3- externo, livre de inclusões. Polarizadores descruzados, SM-591B (lado maior da fotom. 6,4 mm).

Figura 3.29. Lente muscovítica rica em cristais subédricos de estaurolita orientados segundo a xistosidade milonítica. Notar cristal arredondado e fino de granada livre de inclusões no canto esquerdo da fotografia. Polarizadores descruzados, SM-591B (lado maior da fotom. 3,2 mm).

Zona da Associação Sillimanita-Feldspato Potássico

Sillimanita-granada paragneisses generalizadamente sem cianita representam o litotipo dominante na região de Barra do Turvo, embora ocorram corpos expressivos de hornblenda-biotita gnaisses associados. Essas rochas compreendem essencialmente quartzo, biotita, granada, plagioclásio, feldspato potássico e sillimanita. Muscovita progressiva ocorre ocasionalmente, embora sericita tardia relacionada a retrometamorfismo (substituição de sillimanita) por vezes representa de 10 a 30% da rocha. Usualmente as rochas desta região encontram-se intensamente retrometamorfizadas sendo que, localmente, clorita retrogressiva pode representar até 25% da rocha.

(a) Sillimanita-granada Paragneisses

Macroscopicamente os paragneisses apresentam uma xistosidade anastomosada de natureza milonítica e um bandamento composicional lenticularizado definido pela alternância entre leitos lepidoblásticos ricos em biotita, leitos ricos em sillimanita (prismática ou fibrosa), e lentes quartzosas ou quartzo-feldspáticas. As lentes quartzo-feldspáticas apresentam formas sigmoidais e são amoldadas por lâminas biotíticas ou sillimaníticas definindo pares de foliações SC. Geralmente os agregados de sillimanita apresentam-se parcialmente substituídos por sericita orientada concordantemente em relação à xistosidade principal.

A granada é porfiroblástica (1-5 mm de diâmetro maior) e predominantemente arredondada, ou com bordas corroídas, embora restritamente ocorram cristais subédricos. Apresenta vários padrões microestruturais internos, predominando cristais ricos em finas inclusões arredondadas de quartzo, além de inclusões subordinadas de minerais opacos, biotita, rutilo e monazita. Localmente ocorrem inclusões orientadas segundo uma foliação retilínea discordante da xistosidade externa. Também ocorrem cristais com inclusões de agregados com formas fortemente irregulares com intercrescimentos entre quartzo arredondado e feldspato com terminações em cúspide. Por vezes esses agregados apresentam também intercrescimentos com biotita grossa, euédrica, orientada aleatoriamente. Essas inclusões indicam que a granada se cristalizou em presença de um fundido silicático. Alguns cristais de granada apresentam-se envoltos por coroas com intercrescimentos, por vezes simplectíticos, entre feldspato (sericitizado), quartzo e biotita. Sombras de deformação assimétricas formadas por sillimanita, biotita e quartzo ao redor de porfiroblastos indicam que a granada foi rotacionada durante fases de milonitização.

Biotita e sericita (formada por substituição de sillimanita) $\pm$ sillimanita residual formam lentes lepidoblásticas alternadas. Nos leitos biotíticos ocorre concentração de minerais opacos. A biotita é porfiroblástica, lenticularizada, podendo estar paralela à xistosidade ou discordante desta internamente aos leitos. Comumente ocorrem porfiroblastos pisciformes de biotita com sombras de deformação de sillimanita fina. Os leitos sericíticos consistem de pseudomorfos de agregados de sillimanita, onde esta última pode ou não estar preservada, formados principalmente ao longo de bandas de cisalhamento (foliação C) que deformam uma xistosidade oblíqua (foliação S) aparentemente contemporânea. Contudo, ocorrem porfiroblastos isolados de muscovita associada aos leitos ricos em biotita. Localmente ambos os leitos, ricos em biotita e ricos em sericita/sillimanita, apresentam-se dobrados segundo padrão isoclinal com espessamento de charneiras.

Quartzo e feldspatos associam-se formando domínios granoblásticos com fraca foliação interna marcada pela orientação preferencial de forma dos minerais. O quartzo é grosso e apresenta formas fortemente irregulares, com contatos interlobados e localmente retangulares, e extinção ondulante fraca e irregular. Também ocorrem grãos muito finos recristalizados ao longo de bordas de grãos e microfraturas internas. O Plagioclásio, quando presente, exibe geminação polissintética bem formada e graus bastante variados de sericitização. O feldspato potássico é pertítico, geralmente não apresenta geminação, e aparece principalmente sericitizado. Ambos os feldspatos apresentam inclusões arredondadas de quartzo. Embora na maioria das amostras os feldspatos apresentem formas arredondadas resultantes de deformação em fácies xisto verde, em alguns casos ocorrem cristais com formas irregulares e terminações em cúspide envolvendo cristais arredondados de quartzo (feldspato mimetizando líquido magmático).

Tabela 3.2. Proporções entre fases minerais de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo (abreviações segundo Kretz, 1983).

Amostra	Ms	Qtz	Bt	Grt	Pl	Kfs	Sil	St	Chl	Car	Se	Hbl	Ep	Op	Tur	Ap	Rt	Mnz	Zrn
DR-052A	-	35	40	8	tr?	Tr?	4	-	-	-	10	tr	-	3	-	-	-	tr	-
DR-053B	5	20	15	-	tr	35	-	-	15	-	-	-	5	tr	5	-	tr	-	tr
DR-056A	30	20	tr	10	3	10	2	-	25	-	-	-	-	tr	tr	-	-	tr	tr
DR-056B	30	20	tr	10	3	10	2	-	25	-	-	-	-	tr	tr	-	-	tr	tr
DR-057C	x	x	x	-	x	x	-	-	x	-	-	x	x	x	-	-	x	-	-
DR-074	30	50	11	-	6	2	-	-	-	-	-	-	tr	1	tr	-	-	-	tr
DR-076	34	10	-	-	2	3	-	-	20	20	-	-	-	10	-	1	-	-	tr
DR-457	oc	41	36	10	1	-	12	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-
DR-461B	1	63	25	5	1	tr	tr	-	tr	-	4	-	-	tr	1	tr	tr	tr	tr
DR-465A	1	22	35	8	15	5	1	-	tr	-	20	-	-	1	-	tr	tr	tr	tr
SM-588A	40	35	21	1	tr	-	-	-	1	-	-	-	-	2	tr	-	-	tr	tr
SM-591B	45	20	10	8	tr	-	-	10	1	-	-	-	-	2	1	-	1	oc	-
SM-592	x	x	x	x	x	-	-	x	x	-	-	-	-	x	x	-	x	x	-

A sillimanita é prismática em algumas amostras e fibrosa em outras. Além de formar lentes monominerálicas (parcialmente substituídas por sericita) ocorrem também cristais finos desenvolvidos ao longo de bordas de porfiroblastos de biotita, sugerindo que se formou por substituição desta.

Rochas fortemente retrometamorfizadas, ocorrentes principalmente ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal, podem apresentar biotita e sillimanita quase que totalmente pseudomorfizadas por clorita e sericita, respectivamente (*e.g.* amostra DR-056). Na amostra DR-056 cristais de biotita vermelha preservada ocorrem principalmente inclusos em cristais de quartzo e granada. Clorita e muscovita ocorrem associadas, geralmente em sombras de deformação ao redor de granada, ou em leitos restritos (*Fig. 3.30a, b*). Comumente aparecem orientadas segundo a xistosidade, embora localmente trunquem esta. É comum a presença de bordas de sericita ao redor de clorita (*Fig. 3.30a, b*), sugerindo que ambos minerais pseudomorfizaram mineral totalmente consumido, aparentemente biotita. Como biotita e sillimanita preservadas ocorrem sempre associadas, é possível concluir que clorita e sericita se formam a partir de uma reação de consumo de biotita e sillimanita.

(b) Hornblenda-biotita gnaisses

Os hornblenda-biotita gnaisses geralmente ocorrem intercalados com corpos de mármore dolomítico, de forma que provavelmente representam rochas calciossilicáticas. Biotita, hornblenda, plagioclásio, microclínio e quartzo são minerais essenciais e formam a matriz. Acessórios incluem minerais opacos disseminados na matriz, e apatita e rutilo inclusos em outros minerais. Clorita, sericita e epidoto geralmente são minerais secundários (retrometamórficos). Granada é generalizadamente ausente nestas rochas.

Em escala macroscópica observam-se bandas quartzo-feldspáticas descontínuas (leucossomas) de espessuras milimétricas a centimétricas em meio a domínios irregulares dominantes enriquecidos em biotita (mesossomas). A isorientação de cristais de biotita define uma xistosidade paralela ao bandamento. O bandamento encontra-se dobrado em padrão pitgmático.

Figura 3.30. Fotomicrografias de feldspato potássico-granada-quartzo-clorita xisto com sillimanita do Complexo Turvo Cajati, região de Barra do Turvo, Bairro do Cedro, lâmina DR-056A (lado maior das fotomicrografias 2,8 mm). a) e b) notar porfiroblastos de granada com núcleo rico e borda pobre em inclusões, com formas arredondadas, com sombras de deformação de clorita. c) e d) notar domínios com sillimanita (fibrolita) preservada em meio a domínios substituídos por sericita.

Ao microscópio petrográfico o mesossoma é equigranular, composto por plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e, subordinadamente microclínio pertítico, clorita e turmalina. Biotita, por vezes intercrecida com clorita, e hornblenda anédricas ocorrem associadas, formando leitos irregulares que envolvem agregados quartzo-feldspáticos. Em domínios onde plagioclásio e quartzo ou microclínio e quartzo encontram-se em contato, geralmente o quartzo tem bordas arredondadas envolvidas por feldspato com terminações em cúspide (relações côncavo-convexas). O plagioclásio, muitas vezes parcialmente saussuritizado, apresenta inclusões arredondadas de quartzo e biotita, hornblenda e minerais opacos. O microclínio exibe inclusões arredondadas de plagioclásio saussuritizado ou livre de alteração, neste último caso

com intercrescimentos mirmequíticos com quartzo, além de inclusões arredondadas de quartzo, biotita e apatita.

A biotita é fina, castanho escuro ou verde, xenomórfica e aparece intercrescida com clorita verde claro, pouco pleocróica, com cor de interferência cinza claro a castanho pálido (magnesian?). Entretanto, a relação entre esses minerais é um tanto complexa, sendo que, ora a clorita claramente substitui a biotita, ora ambas parecem ocorrer associadas em equilíbrio. Por vezes a clorita ocorre em aglomerados preenchendo fraturas e planos de microfalhamento tardios, porém, mesmo nestes casos mostra-se orientada concordantemente com a foliação principal. Também ocorre clorita em sombras de deformação ao redor de porfiroclastos e porfiroblastos e como pseudomorfo de mineral consumido incluso em cristais de hornblenda. A biotita apresenta inclusões de apatita, plagioclásio, rutilo, epidoto zoneado. Inclusões de minerais opacos e hornblenda são raros. A hornblenda apresenta abundantes inclusões de biotita, além de minerais opacos, apatita, quartzo e plagioclásio.

O leucossoma é equigranular, formado essencialmente por microclínio pertítico e quartzo, e apresenta granulação mais grossa em relação ao mesossoma. Plagioclásio, biotita e hornblenda são acessórios, podendo não estar presentes em alguns casos. O microclínio é porfiroblástico e apresenta formas fortemente irregulares, preenchendo interstícios entre grãos de quartzo (mimetiza fundido silicático *in situ*).

Mesosoma e leucossoma apresentam passagens difusas e transicionais entre si.

Aparentemente existem duas gerações de epidoto. A mais antiga aparece incluída em biotita e é constituída por cristais idiomórficos com zonação textural, sugerindo reequilíbrio nas zonas de contato com a biotita hospedeira. O epidoto de segunda geração, tipicamente retrometamórfico, é amarelo médio, fibroso, xenomórfico a subédrico, e forma agregados finos a médios orientados segundo a foliação, por vezes em meio a porções ricas em clorita e/ou biotita. Outras vezes ocorre em sombras de deformação ao redor de turmalina, neste caso associado com clorita. Ademais, ocorre como cristais muito finos, associado a sericita, provavelmente formado por saussuritização do plagioclásio.

A turmalina identificada em algumas amostras é euédrica, fortemente pleocróica passando de azul escuro acastanhado a rosa pálido. Pode ser porfiroblástica, quando cristalizada em leitos leucossomáticos, ou fina, quando formada na matriz de mesossomas. Em ambos os casos, ocorre orientada segundo a foliação.

3.3. Química Mineral

Sete amostras de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati foram analisadas em microsonda eletrônica (DR-056, DR-129A, DR-158, DR-158B, DR-242B, DR-297D e DR-298E). As fases analisadas compreendem granada, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita, estauroлита e clorita.

3.3.1. Granada

A granada presente nos metapelitos do Complexo Turvo-Cajati é essencialmente rica no componente almandina, apresentando composições no intervalo $\text{Alm}_{62-83} \text{Grs}_{2-21} \text{Prp}_{3-19} \text{Sps}_{0,5-23}$. Ocorrem dois padrões de zonação química. A granada presente em metapelitos das zonas das associações estauroлита-cianita e cianita-feldspato potássico (região da Serra do Azeite) apresentam perfis em forma de sino para o Mn e o Ca, com diminuição dos teores em direção às bordas dos cristais, acompanhado do aumento progressivo dos teores de Fe e Mg (*Fig. 3.31*). Padrões de zonação química deste tipo são atribuídos ao crescimento progressivo de granada relacionado à segregação ou reação de particionamento (*e.g.* Tracy, 1982). Alguns cristais de granada com esse padrão de zonação química apresentam abrupto aumento nos teores de Mn e queda nos teores de Mg próximo às bordas, refletindo trocas catiônicas retrógradadas localizadas (*e.g.* Tracy, 1982). A granada presente nos paragnaisses da zona da associação sillimanita-feldspato potássico (regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo) apresenta perfis químicos planos, praticamente sem variação química nos núcleos e porções intermediárias dos grãos, e zonações marginais reversas nas bordas dos grãos, com forte aumento dos teores de Mn acompanhado da diminuição dos teores de Mg (*Fig. 3.32*). Esse padrão de zonação química reflete homogeneização em altas temperaturas, seguido de trocas catiônicas retrógradadas, talvez com reabsorção de granada (*e.g.* Tracy, 1982). A seguir serão descritos detalhadamente os perfis químicos das amostras analisadas.

Zona da associação estauroлита-cianita

Dois cristais de granada analisados na amostra DR-242B (Grt1 e Grt2) apresentam zonações composicionais simétricas, embora ligeiramente diferentes. A granada Grt1 (*Fig. 3.31*) apresenta núcleo ‘químico’ muito pouco espesso de composição em torno de $\text{Alm}_{79} \text{Sps}_5 \text{Prp}_9 \text{Grs}_7$,

com aumento gradacional e aproximadamente contínuo nos conteúdos de almandina e piropo (até Alm₈₂, Prp₁₄) e diminuição nos teores de espessartita e grossulária (até Sps₁, Grs₂) em direção às bordas do cristal. As variações nos conteúdos de almandina e grossulária são aproximadamente contínuas por todo o cristal, enquanto os teores de espessartita e piropo apresentam incremento e queda abruptos (até Sps₅, Prp₁₁, respectivamente), próximos às bordas do cristal. O cristal Grt2 (*Fig. 3.31*) apresenta núcleo pouco espesso com composição em torno de Alm₈₀Sps₆Prp₈Grs₆ e perfil químico com diminuição e aumento gradacionais e contínuos dos teores de Mn e Mg, respectivamente, em direção às bordas do cristal (até Sps₁, Prp₁₄). Também neste caso ocorrem zonações marginais reversas com aumento abrupto nos teores de espessartita (até 3%) e queda abrupta no conteúdo de piropo (até 12%). O perfil composicional do componente grossulária apresenta um padrão em patamares, com um núcleo composicional plano relativamente bastante espesso com teores entre 6 e 7%, seguido de uma estreita faixa com queda abrupta nos teores próximos às bordas do cristal até 2%, seguindo-se um patamar marginal com esta composição. O perfil do componente almandina é mais complexo, com aumento gradacional e contínuo dos teores do núcleo até porções intermediárias do grão (de 80 a 83%) com um estreito patamar em torno de Alm₈₃, seguido de queda abrupta no teor de almandina (até 80%) e posterior incremento até Alm₈₄.

Zona da associação cianita-feldspato potássico

A granada na amostra DR-129A apresenta zonação composicional forte, onde os núcleos são enriquecidos em espessartita e grossulária e empobrecidos em almandina e piropo, em relação às bordas (*Fig. 3.31, Grt3*). A composição da granada apresenta-se no intervalo de Alm₆₇₋₈₃Grs₈₋₁₇Prp₃₋₁₂Sps_{0,5-15}. O perfil composicional (*Fig. 3.31, Grt3*) é aproximadamente simétrico, e mostra um padrão em patamares, com teores de almandina relativamente constantes tanto no núcleo (67 a 68%) quanto na borda (78 a 79%) do cristal, com uma estreita faixa transicional com valores intermediários (*Fig. 3.31, Grt3*), sugerindo três estágios de crescimento. Padrão semelhante, porém inverso, ocorre com os teores de espessartita onde o núcleo apresenta composição de 13 a 15% e a borda entre 0,7 e 1,4%. No caso do piropo, a granada apresenta composições homogêneas no núcleo (teor médio de 3%) passando para um aumento contínuo em direção à borda mais externa até o teor máximo de 11%. (*Fig. 3.31, Grt3*). Embora o padrão de zonação em relação à grossulária seja mais complexo, ocorre uma clara tendência de decréscimo em direção às bordas do cristal, com variação total dos teores entre 8 e 17% (*Fig. 3.31, Grt3*).

Figura 3.31. Perfis de zonação química de granada presente em metapelitos das zonas das associações estaurolita-cianita (DR-242B) e cianita-feldspato potássico (DR-158B), Complexo Turvo-Cajati, Serra do Azeite. Frações molares dos membros finais espessartita (Sps), grossulária (Grs), almandina (Alm) e piropo (Prp) lançadas contra a distância transversal ao grão.

O perfil composicional da granada na amostra DR-129A (Fig. 3.31, Grt3) sugere ausência de modificações nas bordas devido a efeitos de difusão pós-crescimento, e o perfil do Mn decai aproximadamente à zero nas bordas de acordo com os modelos de crescimento por segregação ou reação de particionamento (Tracy, 1982). Deste modo, as composições das bordas provavelmente representam as condições de pico metamórfico e se aproximam do equilíbrio com as fases na matriz da rocha.

Um porfiroblasto de granada analisado na amostra DR-158B (Fig. 3.31, Grt4) apresenta zonação composicional forte, com variação total no intervalo $\text{Alm}_{64-74}\text{Sps}_{3-10}\text{Prp}_{5-14}\text{Grs}_{7-21}$, e perfil químico assimétrico, com diferentes padrões para os quatro componentes. O componente

almandina apresenta núcleo plano, pouco espesso, com composição em torno de 65%, com aumento abrupto ou suave e levemente oscilatório em direção às bordas do cristal até teores em torno de 74%. O componente espessartita apresenta núcleo pontual com composição de aproximadamente 10%, com queda gradacional, aproximadamente contínua e simétrica dos teores até em torno de 3% em direção às bordas do cristal, seguido de abrupto aumento para teores de 8% nas bordas. O componente grossulária apresenta núcleo composicional bastante espesso e aproximadamente plano com composição média de 20%, seguido de queda abrupta para teores entre 7 e 11%, com algumas oscilações para teores maiores ($\leq 14\%$). O componente piropo apresenta núcleo composicional pouco espesso com teor médio de 5%, seguido de leve incremento gradacional e contínuo até teores próximos a 7%, coincidente com a borda do núcleo composicional do componente grossulária, a partir de onde sofre incremento abrupto até teores de 14% em direção às bordas do cristal. Na borda do cristal ocorre uma pequena queda do teor, para valores de aproximadamente 11%.

A amostra DR-158 apresentou problemas relacionados com o fechamento das análises em granada, de forma que somente três análises químicas de borda interna são apresentadas (*Anexo 2i*). A composição média é de $\text{Alm}_{73} \text{Prp}_{11} \text{Grs}_{12} \text{Sps}_3$.

Zona da associação sillimanita-feldspato potássico

Embora apresentem perfis composicionais semelhantes, os cristais de granada das amostras DR-056, DR-297D e DR-298E mostram entre si variações significativas quanto aos teores de Fe^{2+} , Mn, Mg e Ca e também quanto as dimensões.

A granada da amostra DR-056 possui formas arredondadas, tem entre 0,5 e 1,5 mm de diâmetro maior e é relativamente rica em Mn. Dois cristais analisados apresentam composição essencialmente em torno de $\text{Alm}_{62} \text{Prp}_{19} \text{Grs}_5 \text{Sps}_{14}$ em núcleos e porções intermediárias dos cristais. Os perfis químicos dos componentes almandina e grossulária são praticamente planos em ambos os grãos analisados, embora o cristal Grt6 (*Fig. 3.32*) apresente um teor pontual mais alto em almandina (63,5%), coincidente com um teor mais baixo em grossulária (4,7%). Os perfis químicos dos componentes espessartita e piropo dos dois cristais apresentam núcleos composicionais bastante espessos e aproximadamente planos, com teores médios de 14 e 19%, respectivamente. Próximo às bordas dos cristais ocorre queda abrupta do componente piropo até teores próximos a 11%, acompanhada do aumento dos teores de espessartita até 23%.

Figura 3.32. Perfis de zonação química de granada presente em metapelitos da zona da associação sillimanita-feldspato potássico, Complexo Turvo-Cajati, Serra do Azeite. Frações molares dos membros finais espessartita (Sps), grossulária (Grs), almandina (Alm) e piropo (Prp) lançadas contra a distância transversal ao grão.

A granada ocorre como mineral acessório na amostra DR-297D, na forma de cristais anédricos com dimensões entre <0,25 e 1,5 mm. Dois cristais analisados apresentam perfis composicionais significativamente diferentes (Fig.3.35, Grt7 e Grt8). O cristal Grt7 (porfiroblástico) apresenta um núcleo composicional pontual para o componente piropo, com teor de 14%, com queda gradual e contínua em direção às bordas do cristal, até teores de aproximadamente 10%. Os componentes almandina, grossulária e espessartita apresentam núcleos pontuais coincidentes, em torno de 79, 6 e 1%, respectivamente, seguidos de leve aumento em direção às bordas dos cristais até teores de 81, 6 e 4%, respectivamente. O cristal Grt8 consiste de um fragmento fino, corroído, totalmente envolto por uma coroa monocristalina de plagioclásio. Apresenta perfil composicional plano ao redor de Alm₈₀ Prp₁₂ Grs₆ Sps₃ (Fig. 3.32, Grt8). Comparando os padrões composicionais dos dois cristais é possível concluir que o

cristal Grt8 (mais fino) apresenta composição homogênea modificada (inclusive internamente) por processos de difusão catiônica pós-pico metamórfico (e.g. Tracy, 1982). Assim, a composição mais interna do cristal Grt7 $\text{Alm}_{79}\text{Sps}_{1,6}\text{Prp}_{14}\text{Grs}_5$ (mais rica em piropo e empobrecida em almandina, espessartita e grossulária) deve representar as condições mais próximas do equilíbrio no pico metamórfico.

A granada na amostra DR-298E é xenomórfica e apresenta dimensões entre 2 e 4 mm. Dois cristais analisados em microsonda eletrônica apresentam perfis químicos semelhantes (*Fig. 3.32, Grt9 e Grt10*). Em ambos os cristais ocorrem núcleos composicionais restritos relativamente enriquecidos em grossulária e ligeiramente empobrecidos nos componentes piropo, almandina e espessartita ($\text{Alm}_{76}\text{Sps}_2\text{Prp}_{15}\text{Grs}_7$). Os núcleos composicionais apresentam inclusões de plagioclásio no cristal Grt9 e cianita e quartzo no cristal Grt10, e transicionam brusca ou gradualmente, respectivamente, para perfis químicos relativamente planos para todos os componentes, com composição em torno de $\text{Alm}_{77}\text{Sps}_2\text{Prp}_{18}\text{Grs}_3$. Próximo às bordas dos cristais ocorre aumento brusco ou gradual dos teores de espessartita e grossulária (para 4 e 7%, respectivamente) e decréscimo nos teores de piropo (até 11%), enquanto os teores de almandina decrescem ou aumentam dependendo do cristal e/ou da borda analisada. Baseado nas variações químicas, associadas à presença de inclusões de cianita e plagioclásio (muito raros na matriz da amostra), interpreto que os núcleos químicos ricos em grossulária representam composições pré-pico metamórfico preservadas.

Embora a maior parte dos cristais de granada presentes nas rochas da zona da associação sillimanita-feldspato potássico tenha passado por redução da granulação via reações de consumo, não ocorrem perfis químicos truncados, e a maioria dos perfis de zonação química são aproximadamente simétricos ao redor das bordas. Isso sugere que as trocas catiônicas por difusão ocorreram principalmente após o consumo parcial e redução dos grãos.

3.3.2. Plagioclásio e Feldspato Potássico

Zona da associação estauroлита-cianita

O plagioclásio presente na matriz da amostra DR-242B apresenta pouca variação química ($\text{Ab}_{87-92}\text{An}_{7-11}\text{Or}_{0,2-1,9}$), sem relação clara entre a composição e a posição dentro do cristal (núcleo versus borda).

Zona da associação cianita-feldspato potássico

Porfiroblastos e cristais de plagioclásio da matriz presentes na amostra DR-129A apresentam composição de andesina a labradorita (An_{37} a An_{50}), enquanto cristais finos incluídos em porfiroblastos de granada apresentam composições notadamente mais sódicas, variando de oligoclásio a andesina (Ab_{75-59} , An_{24-39}) (Fig. 3.33). A figura 3.33A apresenta o perfil composicional de um porfiroblasto de plagioclásio com zanação química forte, com composição aproximadamente homogênea no núcleo ($An_{49,5}$ a $An_{50,5}$) com decréscimo no teor de anortita nas bordas (An_{44} a An_{42}). O mesmo padrão de zanação pode ser observado em outro cristal, porém com menores teores de anortita e menores variações (variação total de An_{37} a An_{38}). Os teores de ortoclásio variam principalmente entre 0,4 e 1,8%, com uma leve, mas clara, tendência de decréscimo em direção às bordas dos cristais. Esse padrão de zanação química sugere uma evolução complexa, inicialmente com aumento dos teores de anortita em direção às bordas dos cristais até o valor máximo (An_{50}) seguido de pequena queda dos teores nas fases tardias de cristalização.

Figura 3.33. Perfis composicionais em plagioclásio presente em rochas do Complexo Turvo-Cajati.

O microclínio presente na amostra DR-129A é homogêneo, sem lamelas de exsolução de plagioclásio, e apresenta composição no intervalo $Ab_{6-6,5}$ $An_{0-0,1}$ Or_{93-94} .

Grande variação composicional foi observada nos cristais de plagioclásio das amostras DR-158 e DR-158B, onde porfiroblastos mostram zanação bem marcada com composições variando dos núcleos em direção às bordas dos cristais de Ab_{72} An_{27} para Ab_{65} An_{34} (Fig. 3.33B). Contudo, uma variação química mais ampla ocorre nos cristais incluídos em porfiroblastos de granada, com composições extremas entre Ab_{73} An_{26} e Ab_{60} An_{39} (Fig. 3.34). A composição do plagioclásio tem forte correlação com a posição onde está incluso, onde cristais inclusos em

núcleos de porfiroblastos de granada apresentam composições menos cálcicas se comparados com cristais inclusos nas bordas internas. Os teores de ortoclásio de forma geral variam entre 0,5 e 1,4% com leve decréscimo dos valores do núcleo em direção às bordas dos cristais.

Figura 3.34. Variação química de plagioclásio em amostras de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati. Valores em átomos por fórmula unitária.

Modelagens numéricas de crescimento de granada e plagioclásio com a progressão do metamorfismo (Spear *et al.*, 1990), indicam que, assumindo que somente estes dois minerais contém Ca, o plagioclásio deve ser parcialmente consumido para cristalização da granada. Como resultado, o plagioclásio tende a se tornar progressivamente mais albitico (Spear *et al.*, 1990). Segundo Spear *et al.* (1990) o padrão de zonação inversa, tal como observado nas amostras DR-158A, DR-158B e DR-297D do Complexo Turvo-Cajati, poderia ser explicado pela presença de outro mineral cálcico (*e.g.* epidoto, carbonato, margarita), ou por um sistema aberto com entrada de Ca e Na. Conforme descrito anteriormente, micaxistos da zona da granada apresentam alto

conteúdo de plagioclásio, e cristais de epidoto inclusos em porfiroblastos de granada, sugerindo a presença pretérita de epidoto nas rochas de mais alto grau.

Zona da associação sillimanita-feldspato potássico

Cristais de plagioclásio presente na matriz da amostra DR-297D apresentam zonação composicional fraca, com tendência de aumento no teor de anortita (de 25 a 30%) acompanhado do decréscimo no teor de albita (71 a 69%) do núcleo em direção às bordas dos cristais (Fig. 3.33C).

Feldspato potássico (microclínio) ocorre na matriz das amostras DR-056, DR-297D e DR-298E. O microclínio presente na amostra DR-297D é homogêneo, sem feições de exsolução com plagioclásio, e mostra composições pouco variáveis ($Ab_{14-17} An_{0-0,3} Or_{83-86}$). O microclínio presente nas amostras DR-298E e DR-056 é pertítico e mostra composição no intervalo de $Ab_{7-16} An_{0,1-0,8} Or_{84-93}$ e $Ab_{5-9} An_{0-0,2} Or_{91-95}$, respectivamente. Embora não se tenha encontrado plagioclásio na amostra DR-056, o microclínio presente exhibe lamelas de albita ($Ab_{98-99} An_{0,9-0,1} Or_{0,7-1,2}$).

3.3.3. Biotita

As principais substituições em biotita (razão Fe/Mg e conteúdo de Al) tendem a refletir principalmente a composição total da rocha, e não o grau metamórfico (*e.g.* Waters, *homepage*). Contudo, o conteúdo de Ti aumenta com o aumento da temperatura, caso esteja presente algum mineral de saturação em Ti, como rutilo ou ilmenita (Engel & Engel, 1960; Waters & Charnley, 2002; Henry & Guidotti, 2002; Henry *et al.*, 2005). O conteúdo de Ti afeta fortemente a cor da biotita em luz transmitida, variando de verde para marrom e posteriormente laranja avermelhado, com o aumento em Ti. Assim, a cor da biotita tem sido tradicionalmente utilizada como um monitor qualitativo do grau metamórfico.

A biotita presente nas rochas do Complexo Turvo-Cajati apresenta padrões composicionais contrastantes para diferentes amostras. Os conteúdos de Ti apresentam correlações positivas muito fracas em relação aos conteúdos de Al tetraédrico (Fig. 3.35), e correlações negativas bem marcadas em relação ao Al octaédrico, tanto em amostras individuais, quanto se comparando todas as amostras. O conteúdo de TiO_2 decresce na seguinte ordem: DR-

297D_(Sil-Kfs), DR-129A_(Ky-Kfs), DR-056_(Sil-Kfs), DR-242B_(St-Ky), DR-298E_(Sil-Kfs), DR-158B_(Ky-Kfs), DR-158_(Ky-Kfs) (Fig. 3.35), de maneira que não segue o grau metamórfico e, portanto, deve representar variações composicionais de cada rocha. O conteúdo de X_{Mg} apresenta uma correlação negativa muito fraca em relação ao Al tetraédrico. De maneira geral a razão Fe/(Fe+Mg) na biotita decresce na seguinte ordem: DR-129A_(Ky-Kfs), DR-297D_(Sil-Kfs), DR-298E_(Sil-Kfs), DR-242B_(St-Ky), DR-158_(Ky-Kfs), DR-158B_(Ky-Kfs), DR-056_(Sil-Kfs) (Fig. 3.35). Comparando essa variação entre as amostras e o grau metamórfico, nenhuma relação pode ser observada. Contudo, variações sistemáticas podem ser observadas para cristais presentes em amostras individuais, como será discutido a seguir.

Zona da associação estaurolita-cianita

A biotita da amostra DR-242B apresenta valores de Fe/(Fe+Mg) entre 0,601 e 0,639 e, apesar de pouca variação composicional, ocorre uma clara correlação entre a composição e a posição analisada nos cristais. Análises de bordas de cristais apresentam valores de Fe/(Fe+Mg) entre 0,601 a 0,605, enquanto análises de núcleos entre 0,608 a 0,630. Esse padrão é consistente com a progressão do metamorfismo, mas também com reequilíbrios retrógrados incompletos. Segundo Spear (1989) existem duas maneiras da rocha se reequilibrar e, assim, zerar os termobarômetros: mecanismos de troca de dois cátions entre dois minerais, e reações de transferência de rede. Considerando o par granada-biotita, o primeiro mecanismo resulta em granada enriquecida em ferro e biotita enriquecida em magnésio, enquanto o segundo mecanismo resulta em enriquecimento em ferro nos dois minerais. Analisando conjuntamente a biotita (enriquecimento em Mg em direção às bordas) e a granada (enriquecimento em Fe em direção às bordas) da amostra DR-242B, é possível concluir que os dois minerais passaram reequilíbrios incompletos devido a mecanismos de troca entre Fe e Mg. Contudo, o maior valor de X_{Fe} (0,639) corresponde a um cristal de biotita intercrescido com clorita retrometamórfica, neste caso decorrente de reequilíbrio por reação de transferência de rede.

Figura 3.35. Gráficos binários relacionando os conteúdos de Al^{IV} contra $Mg/(Mg+Fe)$ e Ti , Al^{VI} contra Ti , e K_2O contra TiO_2/Al_2O_3 em biotita presente em metapelitos do Complexo Turvo-Cajati. Valores de Ti e Al em átomos por fórmula unitária, e teores de K_2O em porcentagem.

O conteúdo de TiO_2 na biotita da amostra DR-242B varia entre 2,37 e 3,17%, sem correlações claras com os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ e a posição analisada dos cristais (núcleo versus borda). Contudo, o cristal de biotita intercrescido com clorita retrógrada apresenta conteúdo baixo de TiO_2 (2,42%). Uma correlação negativa fraca pode ser observada entre os conteúdos de Ti e Al no sítio octaédrico (Fig. 3.35), embora sem relação com a posição analisada dos cristais. Os gráficos relacionando os conteúdos de Al tetraédrico com valores de $Mg/(Mg+Fe)$ e Ti mostram padrões aleatórios de variações (Fig. 3.35).

Zona da zona da associação cianita-feldspato potássico

A biotita das amostras DR-158 e DR-158B apresenta valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ entre 0,531 e 0,663), com forte correlação com a posição dentro dos cristais e os sítios microestruturais analisados. Análises de bordas de cristais na amostra DR-158B apresentam valores entre 0,531 e 0,551, enquanto análises de núcleos entre 0,552 e 0,560. Os maiores valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ correspondem a cristais intercrescidos com clorita retrógrada (0,604; DR-158B), indicando reação retrógrada por transferência de rede, e com clorita progressiva inclusa em núcleo de porfiroblasto de granada (0,653-0,663; DR-158), neste caso provavelmente refletindo composições anteriores ao pico metamórfico preservadas. Cristais de biotita próximos a porfiroblastos de granada apresentam valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ maiores em relação aos cristais presentes na matriz, envoltos por feldspato e quartzo. O teor de TiO_2 varia entre 1,36 e 2,57%. Os menores conteúdos (1,36 a 1,75%) referem-se a cristais intercrescidos com clorita, inclusos em granada. Um cristal de biotita intercrescido com clorita retrógrada em auréola ao redor de granada apresenta o teor de 2,31%, dentro da média dos cristais presentes na matriz. Excluindo estas análises de biotita intercrescida com clorita, ocorre uma correlação positiva entre o conteúdo de TiO_2 e os valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, também relacionada com a posição da análise dentro dos cristais. De maneira geral os teores de TiO_2 decrescem do núcleo em direção às bordas dos cristais (*Fig. 3.35*). Também ocorre uma fraca correlação negativa entre os conteúdos de Ti e Al no sítio octaédrico (*Fig. 3.35*), de forma que, apesar de certa sobreposição, o Al (vi) tende a aumentar do núcleo (0,372-0,438 a.f.u) em direção às bordas dos grãos (0,400-0,574 a.f.u.).

Esse padrão de variação química provavelmente reflete reequilíbrios retrógrados por mecanismos de trocas catiônicas entre biotita e granada, embora também ocorram cristais com padrões químicos associados a fases anteriores ao pico metamórfico preservadas.

A biotita da amostra DR-129A apresenta variações composicionais marcantes em relação aos cristais de tipos microestruturais diferentes. Os valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variam entre 0,603 e 0,742 com uma forte correlação em relação ao sítio microestrutural analisado. Os valores mais baixos são observados para cristais de biotita intercrescidos com muscovita tardia gerada por consumo de cianita (0,603-0,604) e cristais localizados em bordas de granada porfiroblástica (0,632-0,641). Valores intermediários (0,691-0,705) ocorrem em cristais presentes na matriz, cristais envoltos por agregados de quartzo + feldspato em sombras de deformação ao redor de granada, cristais em agregados de quartzo $\pm$ muscovita, cristais intercrescidos com muscovita, e cristais intercrescidos com clorita retrometamórfica. Os maiores valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (0,738-0,742) correspondem a cristais de biotita inclusos em granada. Considerando que a granada da amostra DR-129A não mostra nenhuma evidência de reequilíbrio retrógrado, é possível

interpretar a variação composicional da biotita como resultado de reequilíbrios incompletos associados com a progressão do metamorfismo.

O conteúdo de TiO_2 na biotita da amostra DR-129A varia entre 1,79 e 4,26%. O menor valor (1,79%) corresponde a um cristal intercrescido com clorita retrometamórfica, enquanto o maiores valores foram observados em um cristal presente em domínios ricos em muscovita porfiroblástica tardia (4,26%) e um cristal associado à borda de granada porfiroblástica (3,99%). Um cristal de biotita intercrescido com quartzo + feldspato em sombra de deformação ao redor de granada porfiroblástica apresenta TiO_2 entre 2,40 e 2,65%, enquanto a biotita presente em outros sítios microestruturais apresenta valores entre 2,75 e 2,97%. Não ocorre correlação entre os conteúdos de TiO_2 e os valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$.

O gráfico relacionando os conteúdos de Ti e Al no sítio octaédrico (*Fig. 3.35*) mostra uma correlação negativa forte, onde os extremos com os maiores e menores conteúdos de Ti e Al (vi), respectivamente (*Fig. 3.35*), são representados por cristais de biotita inclusos em muscovita porfiroblástica em veios, ou em contato com a borda externa de porfiroblastos de granada. Os cristais presentes na matriz apresentam variação segundo a mesma correlação negativa entre Ti e Al (vi), porém numa faixa muito mais estreita de valores (*Fig. 3.35*). Uma análise que saiu totalmente fora deste padrão consiste de um cristal de biotita em contato com clorita retrometamórfica, indicando um processo de substituição parcial (*Fig. 3.35*). Uma correlação negativa também pode ser observada no gráfico relacionando os conteúdos de Ti e Al no sítio tetraédrico (*Fig. 3.35*). Porém, neste caso, a análise de biotita inclusa em muscovita porfiroblástica em veios tardios situa-se fora do padrão de correlação. Domínios composicionais bem contrastantes entre os tipos microestruturais de biotita podem ser observados no gráfico relacionando X_{Mg} e Al no sítio tetraédrico (*Fig. 3.35*), de forma que cinco padrões diferentes são observados para: (1) cristais na matriz distantes de porfiroblastos de granada; (2) cristais incluídos nos núcleos de porfiroblastos de granada; (3) cristais nas proximidades de bordas externas de porfiroblastos de granada; (4) biotita em contato com clorita retrometamórfica e (5) biotita intercrescida com mica branca fibrosa formada por consumo de cianita. Novamente uma correlação negativa pode ser observada no gráfico relacionando os conteúdos de K_2O e $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (*Fig. 3.35*).

Zona da associação sillimanita-feldspato potássico

Na amostra DR-056 foram analisados principalmente cristais de biotita vermelha totalmente incluída em cristais de quartzo, uma vez que, devido à intensa cloritização, são muito raros cristais de biotita na matriz da rocha. Os cristais inclusos apresentam valores de $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,490 e 0,516. Apesar da pequena variação ocorre uma tendência de aumento da razão do núcleo (0,490-0,509) em direção às bordas (0,511-0,516) dos grãos. Um único cristal da matriz analisado apresentou $Fe/(Fe+Mg)$ notadamente mais alto (0,601). Considerando a granada associada, esse padrão é condizente com reequilíbrios retrógrados por reações de transferência de rede (Spear, 1989). O conteúdo de TiO_2 na biotita da amostra DR-056 varia entre 2,15 e 3,59%, sem correlação clara com as posições analisadas dos cristais. Contudo, ocorrem correlações positivas nos gráficos relacionando Al no sítio tetraédrico com X_{Mg} e Ti (Fig. 3.35), além de uma correlação negativa entre Al no sítio octaédrico e Ti (Fig. 3.35).

A biotita presente na amostra DR-297D apresenta valores de $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,635 e 0,656, com tendência de decréscimo dos núcleos (0,646-0,656) em direção às bordas (0,635-0,646) dos cristais, sugerindo reequilíbrios retrógrados parciais com trocas catiônicas de pouca intensidade, condizente com a pequena proporção de granada na amostra (~ 1%). O conteúdo de TiO_2 situa-se entre 3,36 e 4,58%, neste caso sem relação com as posições analisadas dos cristais. O gráfico relacionando Al no sítio tetraédrico e X_{Mg} apresenta padrão plano, com pequena variação dos teores de Al (iv) para valores aproximadamente constantes de X_{Mg} (Fig. 3.35). Uma correlação negativa forte ocorre entre o Al no sítio octaédrico e o conteúdo de Ti (Fig. 3.35).

Os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ na biotita da amostra DR-298E variam entre 0,416 e 0,629. Os menores valores (0,415-0,454) correspondem a cristais em paragênese com cianita, inclusos em porfiroblastos de granada, refletindo trocas catiônicas retrógradas. Outro cristal incluído em diferente sítio microestrutural de granada apresentou valores entre 0,578 e 0,579, muito próximos do valor encontrado em um cristal médio de biotita presente na matriz (0,586). Seis análises de um único porfiroblasto de biotita presente na matriz apresentaram valores de $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,616 e 0,629, sem relação consistente de variação entre núcleo e borda. O conteúdo de TiO_2 mostra forte correlação com o sítio microestrutural analisado, de forma que cristais inclusos em granada apresentaram os menores teores (1,04 a 1,30%), seguidos do cristal médio na matriz (1,73%) e, finalizando, as análises do porfiroblasto (entre 2,19 e 2,62%). Os gráficos relacionando Al (iv) e X_{Mg} , Al(iv) e Ti, e Al (vi) e Ti mostram padrões aleatórios de variações (Fig. 3.35).

3.3.4. Muscovita

A figura 3.36 apresenta gráficos binários relacionando o conteúdo de Si contra os conteúdos de Ti, Mg, Fe^{2+} e Na. A muscovita nas amostras analisadas apresenta padrões de variações composicionais contrastantes, conforme discutido abaixo.

Zona da associação estaurolita-cianita

A muscovita da amostra DR-242B foi formada no metamorfismo progressivo, e apresenta teores muito pouco variados de Si, Ti e Mg, com distribuição pontual no gráfico relacionando Si com os outros dois cátions (Fig. 3.36). Os conteúdos de Fe^{2+} e Na são moderadamente variados e não apresentam correlação com a variação em Si (Fig. 3.36). Também não ocorre nenhuma variação sistemática entre a composição da muscovita e os diferentes sítios microestruturais analisados (cristais em auréolas e sombras de deformação envolvendo cristais de granada e estaurolita, cristais na matriz, cristais intercrescidos com clorita retrometamórfica, cristais de diferentes granulações).

Figura 3.36. Gráficos binários relacionando os conteúdos de Si contra Ti, Mg, Fe^{2+} e Na de muscovita presente em metapelitos do Complexo Turvo-Cajati. Conteúdos em átomos por fórmula unitária.

Zona da associação cianita-feldspato potássico

A muscovita é relativamente abundante nas amostras DR-158 e DR-158B. Apesar de estas rochas apresentarem evidências de fusão parcial, o modo de ocorrência indica que a muscovita associa-se ao metamorfismo progressivo, não tendo sido totalmente consumida.

A muscovita nas amostras DR-158 e DR-158B apresenta conteúdos relativamente bastante variados em Si e pouco a moderadamente variados para os cátions Ti, Fe^{2+} , Mg e Na. O gráfico relacionando Si e Ti apresenta um padrão plano, com pouca variação do Ti frente a grande variação em Si, sem nenhuma correlação sistemática (*Fig. 3.36*). O mesmo padrão pode ser observado no gráfico relacionando Si e Na (*Fig. 3.36*). Apesar da pequena variação dos teores de Mg, ocorre uma correlação positiva tênue (*Fig. 3.36*). O conteúdo de Fe^{2+} é relativamente bastante variado, porém sem nenhuma correlação com a variação em Si (*Fig. 3.36*). Nenhuma variação composicional sistemática com relação à posição analisada dentro do cristal (núcleo versus borda) ou com o sítio microestrutural (cristais da matriz, em sombras de deformação ao redor de granada, em contato com porfiroblastos de granada) foi observada. Contudo, duas análises de cristal de muscovita em contato com granada porfiroblástica apresentaram maiores teores em Si.

A muscovita na amostra DR-129A parece não estar associada ao metamorfismo progressivo, uma vez que ocorre em bandas e lentes restritas ou auréolas retrógradas ao redor de granada e cianita, sendo ausente na maior parte dos leitos da amostra, que é rica em microclínio. Apresenta variações composicionais principalmente relacionadas com os conteúdos de Na e Ti, enquanto os conteúdos de Mg e Fe^{2+} são aproximadamente constantes (*Fig. 3.36*). Seguindo o metamorfismo progressivo o conteúdo de celadonita (Mg) tende a decrescer com o aumento da temperatura e diminuição da pressão, enquanto o conteúdo de Na tende a crescer com o aumento da temperatura. Os padrões apresentados para os cátions Fe^{2+} , Mg, Ti e Na em relação ao Si (*Fig. 3.36*) são consistentes com reequilíbrios incompletos da muscovita, principalmente quanto ao conteúdo de Na, que apresenta uma forte correlação negativa com o Si. O Ti apresenta ampla variação, porém não segue um padrão bem definido (*Fig. 3.36*). Já os conteúdos de Fe^{2+} e Mg apresentam-se aproximadamente constantes, com tendências muito leves de correlações negativas (*Fig. 3.36*).

No caso da amostra DR-129A ocorre uma associação entre a variação composicional e o sítio microestrutural ou posição dentro do cristal analisada. Duas análises de cristais de muscovita fina fibrosa presentes em auréolas ao redor de cristal corroído de cianita apresentam os menores teores em Si, Fe^{2+} e Mg, totalmente fora do padrão de variação composicional dos cristais presentes em outras microestruturas. Uma destas análises apresenta também os menores teores

em Ti e Na. Excluindo estas duas análises, ocorre uma tendência de aumento do conteúdo de Na do núcleo em direção às bordas dos cristais, acompanhado do decréscimo nos teores de Si, variação esperada como reflexo do aumento das condições de temperatura.

Zona da associação sillimanita-feldspato potássico

A muscovita presente nos paragneisses ricos em sillimanita ocorre como mineral ocasional, principalmente inclusa ou em auréolas retrógradadas em porfiroblastos de granada e preenchendo veios tardios. Raramente ocorre como cristais isolados na matriz, em parte gerada por alteração de feldspato.

Os cristais analisados na amostra DR-297D apresentam teores moderadamente variados de Si e aproximadamente constantes de Mg, Fe^{2+} e Na (Fig. 3.36). O conteúdo de Si aumenta do núcleo em direção às bordas dos cristais. Os conteúdos de Ti são bastante variados, porém sem nenhuma correlação com o teor de Si (Fig. 3.36).

A muscovita da amostra DR-298E apresenta conteúdos aproximadamente constantes de Si e moderadamente variados em Ti, Mg, Fe^{2+} e Na, sem nenhuma tendência de variação sistemática (Fig. 3.36). Cristais inclusos em porfiroblastos de granada ou presentes em auréolas retrógradadas ao redor de granada não apresentam variações composicionais sistemáticas.

Os cristais analisados na amostra DR-056 apresentam ampla variação do conteúdo de Si, algumas vezes em cristais individuais. Os conteúdos de Ti e Na são muito pouco variados (Fig. 3.36). Os gráficos relacionando o conteúdo de Si com os teores de Mg e Fe^{2+} apresentam forte correlação positiva (Fig. 3.36).

3.3.5. Estaurolita

A estaurolita é mineral acessório na amostra DR-242B. Na lâmina analisada ocorre somente um cristal euédrico totalmente envolto por agregado de muscovita em auréola envolvendo um porfiroblasto de granada, embora em outra lâmina da mesma amostra tenham sido observados vários cristais, geralmente euédricos. Análises de núcleo e borda deste cristal não apresentam variações químicas significativas. Os valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ variam entre 0,898 e 0,907, enquanto conteúdo de ZnO entre 2,49 e 2,92%. Segundo Feenstra *et al.* (2003) a presença de zinco expande o campo de estabilidade da estaurolita para temperaturas menores e maiores.

Estauroлита contendo mais de 2% de ZnO ocorre em metapelitos aluminosos metamorfizados em condições de fácies anfibolito inferior a médio (*e.g.* Karabinos, 1985; Miyake, 1985), e como fase residual em metapelitos de fácies anfibolito superior (*e.g.* Moore & Reid, 1989; Goodman, 1993). Estauroлитs muito ricas em zinco têm sido descritas para metapelitos de alta pressão e temperatura relativamente baixa. Leupold & Franz (1985) descrevem estauroлита com ZnO acima de 9,6%, formada a 20 kbar e 590°C na Áustria, enquanto Soto e Azañón (1994) descrevem estauroлита com mais que 6,6% de ZnO formada a 5-9 kbar e 400-450°C na Espanha.

3.3.6. Clorita

A única clorita progressiva analisada consiste de um cristal incluído em porfiroblasto de granada da amostra DR-158. Esta clorita apresenta Fe/(Fe+Mg) variando de 0,582 a 0,603 e maiores teores de Al_{total}, Al (iv) e Al (vi) em relação à clorita associada ao metamorfismo retrógrado encontrada nas amostras DR-242B, DR-158B, DR-129A, DR-298E e DR-056.

A clorita da amostra DR-056 (paragneisse intensamente retrometamorfizado, com aproximadamente 25% de clorita como pseudomorfo de biotita) apresenta os menores valores de Fe/(Fe+Mg) (0,514-0,547) e menores teores de Al_{total} (2,542-2,643 a.f.u.) em relação às outras amostras. Apesar das variações composicionais não seguirem um padrão sistemático frente aos sítios microestruturais distintos, um cristal de clorita em contato com granada apresenta tendência de crescimento dos teores de Al (2,615 contra 2,633 a.f.u.) e dos valores de Fe/(Fe+Mg) (0,538 contra 0,544) em direção ao contato. Os menores valores de Fe/(Fe+Mg) (0,514 e 0,525) e Al (2,542 e 2,583 a.f.u.) correspondem a dois cristais grossos de clorita presentes na matriz, relativamente distantes de cristais de granada.

A clorita das demais amostras apresenta valores de Fe/(Fe+Mg) nos intervalos de 0,567-0,593 (DR-158B, cristal intercrescido com biotita em auréola ao redor de granada), 0,584-0,627 (DR-242B, cristal intercrescido com biotita ao longo de fratura em leitos quartzosos), 0,617-0,674 (DR-298E, cristais parcialmente inclusos em granada) e 0,664-0,676 (DR-129A, cristal intercrescido com biotita em auréola ao redor de granada). O conteúdo de Al, em átomos por fórmula unitária, varia nos intervalos de 2,833-2,868 (DR-158B), 2,688-2,939 (DR-242B), 2,718-2,859 (DR-298E) e 2,641-2,762 (DR-129A).

Clorita (progressiva ou retrógrada) não foi encontrada na amostra DR-297D.

3.4. Metamorfismo

Neste sub-capítulo os campos de estabilidade das associações minerais de cada zona metamórfica, juntamente com as microestruturas de reação identificadas, serão utilizadas para reconstruir a evolução metamórfica e trajetórias qualitativas de pressão-temperatura para cada zona metamórfica do Complexo Turvo-Cajati (sempre que possível). Como as rochas das zonas metamórficas identificadas invariavelmente apresentam quartzo e muscovita ou feldspato potássico, utilizaremos projeções AFM (Thompson, 1957) para as amostras analisadas quimicamente, visando avaliar as compatibilidades entre fases minerais (*Fig. 3.37*). Em alguns casos utilizou-se o diagrama AFM modificado (Barker, 1961), com projeção a partir do feldspato potássico (*Fig. 3.37*).

Apesar das zonas metamórficas do Complexo Turvo-Cajati se assemelharem, a grosso modo, às zonas clássicas do metamorfismo barrovio, a presença de rochas com feldspato potássico e cianita indica que o pico metamórfico de parte das rochas ocorreu em condições de altas pressões, caracterizando um gradiente metamórfico acima do barrovio. Contudo, o exame petrográfico permitiu o reconhecimento de duas fases de metamorfismo principais. O metamorfismo principal, subdividido em fases progressiva e retrógrada, está associado à geração da xistosidade penetrativa regional. A segunda fase corresponde a uma superposição, localmente intensa, de metamorfismo em fácies xisto verde, associado a colagens tardias entre diferentes terrenos tectônicos ao longo de zonas de cisalhamento.

3.4.1. Metamorfismo Principal

De maneira geral, as associações de minerais metamórficos e seqüências de reações deduzidas para o metamorfismo principal estão de acordo com as grades petrogenéticas nos sistemas KFMASH de Spear & Cheney (2000, inédito) e NaKFMASH de Spear *et al.* (1999), neste último caso para as rochas que passaram por fusão parcial sem água livre no sistema. Entretanto, ocorrem alguns desvios em relação a estes modelos, em função da presença de componentes adicionais, em especial CaO e MnO em granada e TiO₂ em biotita. Como exemplo podemos citar a incorporação de MnO que expande o campo de estabilidade da granada para temperaturas maiores e menores, possibilitando a ocorrência das paragêneses com As + St + Grt + Bt + Ms + Qtz. Adicionalmente, fogem ao modelo KFMASH as associações presentes nas rochas da zona da biotita. As grades petrogenéticas nos sistemas KFMASH e KFMASHTO para

metapelitos que passaram por anatexia parcial publicadas recentemente por White *et al.* (2007) não se aplicam às rochas do Complexo Turvo-Cajati.

Figura 3.37. Diagramas AFM (Thompson, 1957) e AFM modificado (Barker, 1961) para associações presentes em metapelitos do Complexo Turvo-Cajati.

As rochas da *zona da biotita* (regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo) apresentam a associação muscovita + quartzo + biotita ± clorita ± plagioclásio clástico ± feldspato potássico clástico ± epidoto ± carbonato. A presença de cristais residuais de clorita e feldspato potássico sugere que a biotita se formou pela da reação (1).

Segundo grade petrogenética de Bucher & Frey (1994) no sistema KNFASH a reação (1) ocorre entre 300°C a 12 kbar e 420°C a 3 kbar (considerando o campo de estabilidade da cianita). A ausência de granada indica que as rochas não alcançaram a reação (2), limitando um campo de estabilidade entre 300 e 520°C (Fig. 3.38).

As rochas da *zona da granada* (regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo) apresentam tipicamente a paragénese granada + biotita + clorita + quartzo + muscovita + plagioclásio. Essa paragénese sugere que a produção de granada e biotita deve ter ocorrido pela reação (2), com consumo de clorita e muscovita.

Figura 3.38. Grade petrogenética no sistema KNFASH para metapelitos (adaptado de Bucher & Frey, 1994). Os campos delimitados em cinza claro e escuro representam os campos de estabilidade das rochas das zonas da biotita e da granada. Abreviações segundo Kretz (1983).

alcançada, limitando um campo de estabilidade entre $597 \pm 47^\circ\text{C}$ para o pico metamórfico (Fig. 3.40). Apesar da ausência de aluminossilicatos, relacionando as rochas de fácies anfibolito e granulito da região de Barra do Turvo, interpretamos que o pico metamórfico dessas rochas ocorreu ao menos no campo de estabilidade da sillimanita, fornecendo uma pressão mínima ao redor de 4 kbar.

As rochas da *zona da associação estaurolita-cianita* (região da Serra do Azeite) exibem a paragénese granada + estaurolita + biotita + cianita + quartzo + muscovita + plagioclásio. Adicionalmente, a granada apresenta inclusões de líquido magmático (*melt inclusions*), e ocorrem leucossomas pegmatíticos formados por muscovita + quartzo + turmalina $\pm$ feldspato $\pm$ granada, geralmente truncando as estruturas das rochas, evidenciando processos de migmatização. A muscovita nos leitos pegmatíticos é geralmente muito abundante, podendo representar até 60% em volume. Essa situação sugere que a rocha passou pela reação (5) no campo de estabilidade da cianita. Segundo grade petrogenética no sistema NaKFMASH de Spear *et al.* (1999), esta reação deve ocorrer em torno de 658°C a 7 kbar e 663°C a 13 kbar (Fig. 3.40).

Figura 3.40.

Grade petrogenética no sistema NaKFMASH com principais reações metamórficas para metapelitos que passaram por anatexia parcial modificado de Spear *et al.* (1999). Reações: (2') segundo Bucher & Frey (1994) e (10) segundo Spear & Parrish (1996). Abreviações segundo Kretz (1983). São indicadas as zonas metamórficas correspondentes aos campos de estabilidade delimitados, conforme definido no texto. As reação numeradas também são discutidas no texto.

Provavelmente a rocha não alcançou a reação (6), que, segundo mesma grade petrogenética, deve ocorrer entre 663°C a 13 kbar e 687°C a 7,5 kbar (no campo de estabilidade da cianita) (Fig. 3.40). Essas duas reações limitam um campo de temperatura de $672 \pm 15^\circ\text{C}$ e pressão de 10 ± 3 kbar para o pico metamórfico dessa zona (Fig. 3.40).

Alguns cristais de granada, cianita e estaurolita presentes nas rochas da *zona da associação estaurolita-cianita* apresentam bordas corroídas envoltas por auréolas com intercrescimentos entre cristais finos a grossos e caoticamente arranjados de biotita e muscovita ($\pm$ quartzo), sugerindo que estas rochas passaram pela reação (5) no sentido inverso (*back reaction* ou *reversal reaction*), consumindo fundido silicático. Filmes de quartzo envolvendo parcialmente bordas corroídas de granada, cianita e estaurolita aparentemente mimetizam fundido silicático, corroborando com a interpretação acima. Essa situação sugere uma trajetória de pressão-temperatura com resfriamento aproximadamente isobárico, ou associado a pequena queda de pressão (Fig. 3.41). Contudo, localmente a biotita gerada pela reação (5) em sentido inverso aparece intercrescida com sillimanita tardia, indicando queda de pressão. Clorita gerada por consumo de biotita e granada registra o metamorfismo retrógrado.

Figura 3.41. Trajetórias metamórficas interpretadas com base em evidências petrográficas combinadas com a grade petrogenética modificada de Spear et al. (1999). As associações minerais indicadas sobre as setas correspondem às zonas metamórficas definidas no texto.

As rochas da *zona da associação estaurolita-sillimanita* (região da Serra do Azeite) exibem a associação granada + estaurolita + biotita + sillimanita + quartzo + muscovita + plagioclásio. Embora ocorram veios quartzo-feldspáticos, levantando a possibilidade de

ocorrência de fusão parcial (*e.g.* pela reação (5) no campo de estabilidade da sillimanita), não existem outras evidências (por exemplo, a granada não apresenta inclusões de líquido magmático (*melt inclusions*) e não ocorrem cristais mimetizando líquido). Evidências microestruturais indicam que a sillimanita é tardia em relação aos outros minerais, visto que ocorre exclusivamente intercrescida com biotita formando lentes ou em sombras de deformação ao redor de porfiroblastos de estaurolita e granada. A paragênese sillimanita + estaurolita + granada + biotita pode ocorrer em rochas que cruzaram a reação (4), caso a granada não tenha sido totalmente consumida pela reação (3). Contudo, a presença de cristais de clorita inclusos em porfiroblastos de granada e estaurolita, sugere que anteriormente as rochas atravessaram as reações (2), com formação de granada, e (3) com formação de estaurolita.

A amostra DR-349B, representante dessa zona metamórfica, exibe abundantes microestruturas de reação que registram a trajetória metamórfica retrógrada. Coroas triplas envolvendo porfiroblastos parcialmente corroídos de granada apresentam um domínio externo com agregados de sillimanita intercrescida biotita, interpretados como sombras de deformação formadas em equilíbrio com a granada (*Fig. 3.14*). O domínio intermediário é formado por biotita + quartzo $\pm$ muscovita em intercrescimentos simplectíticos com fragmentos residuais de granada (*Fig. 3.14*), indicando que esta última foi parcialmente consumida. A coroa mais interna, em contato com a granada preservada, é formada unicamente por biotita grossa em orientação aleatória, sendo tardia em relação à evolução da rocha. Uma trajetória *P-T* interpretada com base na petrografia é mostrada na figura 3.41.

As rochas da *zona da associação muscovita-sillimanita* exibem tipicamente a paragênese biotita + muscovita + quartzo + granada + sillimanita $\pm$ plagioclásio. Apresentam também evidências de fusão parcial em escala de afloramento (veios e bandas graníticas ricas em muscovita; bolsões pegmatíticos ricos em muscovita) e em escala microscópica (feldspato mimetizando líquido). Assim, provavelmente as rochas cruzaram a reação (6) no campo de estabilidade da sillimanita. Segundo grade petrogenética de Spear *et al.* (1999) essa reação ocorre ao redor de 650°C a 5,2 kbar e 680°C a 7,4 kbar (*Fig. 3.40*). Como muscovita progressiva é relativamente abundante e feldspato potássico ausente (em geral) nas rochas dessa zona metamórfica, provavelmente a reação (7), que ocorre em torno de 650°C a 3,9 kbar e 710°C a 8,1 kbar (Spear *et al.*, 1999), não foi cruzada. As reações (6) e (7) limitam um campo de estabilidade de $680 \pm 30^\circ\text{C}$ e $6 \pm 2,1$ kbar para o pico metamórfico dessa zona (*Fig. 3.40*). Contudo, em raros casos ocorrem traços de feldspato potássico, sugerindo que parte das rochas cruzou tardiamente a reação (7).

As rochas da *zona da associação cianita-feldspato potássico* apresentam a paragênese progressiva granada + microclínio + biotita + cianita + plagioclásio + quartzo ± muscovita. A muscovita é predominantemente escassa, embora seja relativamente abundante em algumas amostras. Diversas evidências indicam que a rocha passou por fusão, tais como: (a) caráter tardio da muscovita, (b) abundância de microclínio metamórfico, (c) abundância de leucossomas quartzo-feldspáticos, (d) presença de feldspato e quartzo com microestruturas que mimetizam líquido magmático, (e) cristais de granada ricos em inclusões de líquido magmático (*melt inclusions*). A escassez de muscovita progressiva na matriz da rocha e a associação granada + microclínio + cianita requer que a reação de fusão incongruente da muscovita (8) tenha sido alcançada. Segundo grade petrogenética no sistema NaKFMASH de Spear *et al.* (1999) a reação (8) ocorre em torno de 710°C a 8,1 kbar e 773°C a 13,5 kbar (Fig. 3.40).

A ausência de ortopiroxênio indica que a rocha não atravessou a reação (9), que ocorre ao redor de 865°C a 8,6 kbar e 884°C a 13 kbar (Fig. 3.40).

As reações (8) e (9) em conjunto limitam um campo de estabilidade de $797 \pm 87^\circ\text{C}$ e $10,8 \pm 2,7$ kbar. Entretanto, com exceção da amostra DR-129A, que será discutida a seguir, as rochas desta zona metamórfica não apresentam evidências de quebra da biotita pela reação (10), restringindo o campo de estabilidade para o pico metamórfico de $744 \pm 34^\circ\text{C}$ e 11 ± 3 kbar (Fig. 3.40).

Algumas amostras apresentam cristais corroídos de cianita com bordas envoltas por coroas de albita e albita + muscovita, por sua vez envoltas por filmes de feldspato potássico mimetizando líquido. Essa microestrutura indica que essas rochas cruzaram a reação (8) em sentido inverso, onde o fundido silicático reagiria com cianita e feldspato potássico, gerando muscovita + plagioclásio + quartzo. Também neste caso espera-se uma trajetória de pressão-temperatura com resfriamento aproximadamente isobárico, ou associado a pequena queda de

pressão. Entretanto, são comuns também agregados de fibrolita tardia gerada por consumo de biotita, indicando queda nas condições de pressão. A trajetória P - T interpretada com base na petrografia para esta zona metamórfica é mostrada na figura 3.41.

Contudo, a granada da amostra DR-129A (*zona da associação cianita-feldspato potássico*) apresenta inclusões de agregados de microclínio e quartzo, onde o feldspato mimetiza líquido, indicando que houve cristalização de granada em presença de fundido silicático. Adicionalmente, ocorrem nesta amostra cristais de granada fortemente corroídos e envolvidos por filmes de microclínio mimetizando líquido, por sua vez envoltos por agregados com intercrescimentos, por vezes simplectíticos, entre biotita, plagioclásio e quartzo. Cianita é rara nesta amostra, e sempre apresenta microestruturas de desequilíbrio. Essas feições indicam a possibilidade desta amostra ter passado pela reação de fusão incongruente da biotita (10) (Fig. 3.40) na progressão do metamorfismo e, em seguida, atravessado a mesma reação em sentido inverso. Assim, o material fundido não extraído da rocha reagiria com granada e microclínio gerando as auréolas com biotita + plagioclásio + quartzo. Inclusões de muscovita em núcleos e porções intermediárias de porfiroblastos de granada atestam que antes de atravessar a reação de quebra da biotita (10), a rocha passou pela reação de quebra da muscovita (8).

Segundo grade petrogenética apresentada por Spear & Parrish (1996), a reação (10), no campo de estabilidade da cianita, ocorre entre 766°C a 9,3 kbar e 777°C a 14 kbar. As reações (9) e (10) em conjunto limitam um campo de estabilidade para o pico metamórfico da amostra DR-129A no intervalo de $825 \pm 59^\circ\text{C}$ e $11,7 \pm 2,4$ kbar (Fig. 3.40). Entretanto, além das auréolas com biotita + plagioclásio + quartzo envolvendo cristais de granada, ocorrem coroas duplas, com uma segunda auréola enriquecida em muscovita, sugerindo que a rocha passou também pela reação (8) em sentido inverso.

Alternativamente, de acordo com Le Breton & Thompson (1988) as diferentes inclinações das curvas dP/dT de fusão incongruente por quebra da muscovita e da biotita resultam em intersecção destas duas curvas a partir de certa pressão, acima da qual muscovita e biotita poderão competir durante a fusão, conforme a reação (11). As altas pressões atingidas pela amostra DR-129A, evidenciadas pela presença de fundido silicático + cianita, sugerem essa possibilidade. A intersecção entre as reações (8) (Spear *et al.*, 1999) e (10) (Spear & Parrish, 1996) ocorre ao redor de 775°C e 13,5 kbar (Fig. 3.40). A trajetória P - T interpretada com base na petrografia para amostra DR-129A é indicada na figura 3.41.

As rochas da *zona da associação sillimanita-feldspato potássico* (regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo) apresentam tipicamente a associação granada + sillimanita + feldspato potássico + biotita + quartzo $\pm$ plagioclásio. Raramente ocorre cianita residual incluída em cristais de granada e feldspato potássico (inclusões de sillimanita são virtualmente ausentes), e ocasionalmente na matriz, em algumas amostras da região da Serra do Azeite (e.g. amostras DR-298E e DR-329). Muscovita ocorre incluída em cristais de granada, ou como cristais tardios formados em veios ou por substituição de feldspatos. Adicionalmente os feldspatos quase que invariavelmente aparecem com microestruturas que mimetizam líquido. Essas evidências indicam que a rocha passou e excedeu a reação de quebra da muscovita (8), provavelmente ainda no campo da cianita (inclusões de cianita em feldspato potássico). Entretanto, por vezes, alguns porfiroblastos de granada apresentam inclusões de agregados de feldspato + quartzo, onde o feldspato mimetiza líquido, indicando que houve cristalização de granada em presença de fundido silicático. O desenvolvimento progressivo de granada + feldspato potássico provavelmente ocorreu pela reação de fusão incongruente da biotita (10). Como ortopiroxênio é ausente, as reações (9) e (10) indicam uma faixa de $825 \pm 59^\circ\text{C}$ e $11,7 \pm 2,4$ kbar (Fig. 3.40), para ao menos uma etapa de fusão parcial próxima ao pico metamórfico.

Como cianita é generalizadamente ausente nas rochas da região de Barra do Turvo, provavelmente a reação (10) foi cruzada no campo de estabilidade da sillimanita, que ocorre ao redor 750°C a 5,1 kbar e 766°C a 9,3 kbar (Fig. 3.40). As reações (9) e (10) no campo de estabilidade da sillimanita limitam um campo de $813 \pm 63^\circ\text{C}$ e $8,4 \pm 3,3$ kbar para o pico metamórfico das rochas da zona da associação sillimanita-feldspato potássico na região de Barra do Turvo (Fig. 3.40).

A presença de cristais corroídos de granada envoltos por auréolas de biotita e/ou plagioclásio e/ou sillimanita sugerem que as rochas atravessaram a reação (10) em sentido inverso, com consumo de fundido silicático, após descompressão provavelmente isothermal. A presença de coroas de plagioclásio em torno de cristais de granada, interpretadas como evidências de descompressão, corroboram com a interpretação acima. Adicionalmente os cristais de feldspato potássico comumente apresentam bordas descontínuas substituídas por sericita + quartzo + plagioclásio em crescimentos simplectíticos, sugerindo que na trajetória retrógrada as rochas da *zona da associação sillimanita-feldspato potássico* atravessaram também a reação (8) em sentido inverso. A trajetória interpretada para essas rochas é mostrada na figura 3.41.

3.5. Geotermobarometria

Cálculos geotermobarométricos para condições de pico metamórfico foram realizados em sete amostras de metapelitos portadores de granada usando o programa THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) versão 3.26 (2006), no módulo *average PT calculations*. Contudo, como alguns resultados obtidos pelo programa se distanciaram em relação ao esperado pela análise petrográfica, comparativamente utilizamos temperaturas estimadas pelas grades petrogenéticas em combinação com resultados de geobarômetros convencionais. Optou-se por não utilizar estimativas termobarométricas utilizando composições de núcleos de granada e minerais inclusos e/ou núcleos de minerais com zonação química associada à progressão do metamorfismo. No caso de uma amostra foi possível estimar com certo grau de confiança uma nova etapa de metamorfismo em fácies xisto verde.

A escolha das análises utilizadas para calcular as condições de pico metamórfico seguiu o método proposto por D.J. Waters (*homepage*), no qual se selecionam composições de granada que provavelmente foram equilibradas nas maiores temperaturas (isto é, menores valores de $Fe/(Fe+Mg)$, e menores teores de grossulária e espessartita), juntamente com as composições mais adequadas de outros minerais presentes na matriz. Para cristais de granada homogeneizada quimicamente utilizamos composições de núcleo, enquanto para cristais com zonação normal (sugestiva de crescimento decorrente da progressão do metamorfismo) utilizamos composições próximas das bordas dos cristais, porém fora das zonas mais externas enriquecidas em espessartita e empobrecidas em pirope (caso estas estejam presentes). Quanto aos demais minerais presentes na matriz, foram selecionados grãos relativamente grandes, que não estiveram em contato com granada. Este método minimiza os efeitos de trocas catiônicas devido à difusão em altas temperaturas, considerando a matriz como um grande reservatório químico. Conforme sugerido por Spear (1989, pág. 21), as amostras selecionadas para cálculos geotermobarométricos apresentam grandes volumes de biotita (21 a 35%) frente a pequenos volumes de granada (1 a 13%), de forma que a composição da biotita deve ter variado pouco após o pico metamórfico. Conforme discutido anteriormente, embora a biotita apresente sinais de reequilíbrios parciais retrógrados, e seja virtualmente impossível provar o equilíbrio entre fases metamórficas (e.g. Spear, 1989), foi possível selecionar análises que mais provavelmente devem se aproximar das condições de equilíbrio.

Figura 3.42. Resultados geotermobarométricos calculados com o THERMOCALC e geobarômetros e geotermômetros clássicos.

Os resultados geotermobarométricos são mostrados na tabela 3.3, juntamente com as comparações com as estimativas de pressão e temperatura interpretadas a partir das grades petrogenéticas.

Tabela 3.3. Resultados geotermobarométricos para amostras de metapelitos do Complexo Turvo-Cajati.

Amostra	Associação	Petrografia		THERMOCALC		Termobarometria Clássica	
		P (kbar)	T (°C)	P (kbar)	T (°C)	P (°C)	T (°C)
DR-056	Sil-Grt-Bt-Ms-Kfs-Qtz	8,4 ± 3,3	813 ± 63	7,8 ± 1,7	792 ± 42		691-792
DR-056	Grt-Chl-Bt-Ms-Qtz			4,9 ± 2,5	541 ± 16		
DR-129A	Ky-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	10,4 ± 1,2	740 ± 41	11,9 ± 1,4	750-810
DR-129A	Ky-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	11,4 ± 1,2	737 ± 41		
DR-129A	Ky-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	10,3 ± 1,2	742 ± 42		
DR-129A	Ky-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	10,2 ± 1,2	736 ± 42		
DR-158B	Ky-Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	11,0 ± 3,0	744 ± 34	10,5 ± 1,1	761 ± 32	11,9 ± 1,0	
DR-158B	Ky-Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	11,0 ± 3,0	744 ± 34	10,3 ± 1,1	761 ± 33		
DR-158B	Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	11,0 ± 3,0	744 ± 34	9,2 ± 1,1	713 ± 35		
DR-158B	Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	11,0 ± 3,0	744 ± 34	8,9 ± 1,1	719 ± 37		
DR-158A	Ky-Grt-Bt-Pl-Qtz	11,0 ± 3,0	744 ± 34	9,8 ± 1,1	752 ± 30	11,1 ± 1,0	
DR-242B	Ky-Grt-Bt-St-Pl-Qtz	10,0 ± 3,0	672 ± 15	7,9 ± 1,8	637 ± 24	9,5 ± 0,9	
DR-297D	Sil-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	9,5 ± 1,1	805 ± 56	9,5 ± 2,0	
DR-297D	Sil-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	9,7 ± 1,4	800 ± 50		
DR-297D	Sil-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	9,0 ± 1,4	801 ± 51		
DR-297D	Sil-Grt-Bt-Pl-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	8,8 ± 1,5	813 ± 57		
DR-298E	Sil-Grt-Ms-Bt-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	9,6 ± 1,3	789 ± 58		813-849
DR-298E	Ky-Sil-Grt-Bt-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	9,2 ± 1,0	772 ± 44		
DR-298E	Sil-Grt-Ms-Bt-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	8,4 ± 1,6	786 ± 38		
DR-298E	Sil-Grt-Ms-Bt-Kfs-Qtz	11,7 ± 2,4	825 ± 59	7,6 ± 1,6	766 ± 38		

3.5.1. Zona da Associação Estaurolita-Cianita

A maior parte dos valores de P e T calculados com o THERMOCALC para a amostra DR-242B cai no campo da sillimanita. Como a amostra apresenta grande conteúdo de cianita estável, estes resultados foram descartados. Por outro lado, a única estimativa dentro do campo da cianita ($637 \pm 24^\circ\text{C}$ e $7,9 \pm 1,8$ kbar) apresenta temperatura da ordem de 35°C abaixo da temperatura média estimada com base na grade petrogenética de Spear *et al.* (1999), além de grande erro na estimativa da pressão (Fig. 3.42). Como as evidências petrográficas seguramente indicam a presença de anatexia parcial em presença de estaurolita, provavelmente pela reação (5) discutida acima, preferimos neste caso usar a estimativa de temperatura com base na grade petrogenética combinada com geobarômetros clássicos. Geobarômetros aplicáveis à associação presente na amostra DR-242B incluem granada-plagioclásio-cianita-quartzo (GASP), granada-plagioclásio-biotita-muscovita-quartzo (GPBMQ) e granada-plagioclásio-biotita-quartzo

(GPBQ). A figura 3.42 apresenta a variação das condições de pressão calculadas usando as calibrações de Newton & Haselton (1981, GASP), Hodges & Crowley (1985, GASP), Koziol & Newton (1988, GASP) e Hoisch (1990, GPBMQ e GPBQ). Considerando todos os geobarômetros e o campo de estabilidade delimitado pelas reações (5) e (6) da grade petrogenética obtivemos pressões entre 8,6 e 10,4 kbar, fornecendo uma estimativa consistente de $672 \pm 15^\circ\text{C}$ e $9,5 \pm 0,9$ kbar para o pico metamórfico (*Fig. 3.42*).

3.5.2. Zona da Associação Cianita-Feldspato Potássico

Os valores de P e T calculados com o THERMOCALC para as amostras DR-158A e DR-158B utilizando a associação granada + biotita + plagioclásio + cianita + muscovita + quartzo são consistentes com o campo de estabilidade calculado com base na grade petrogenética (*Fig. 3.42*). Contudo, as temperaturas médias são da ordem de 10 a 20°C maiores que a temperatura média fornecida pela grade. As melhores estimativas são $752 \pm 30^\circ\text{C}$ e $9,8 \pm 1,1$ kbar (DR-158A) e $761 \pm 32^\circ\text{C}$ e $10,5 \pm 1,1$ kbar (DR-158B). Apesar das evidências marcantes de fusão parcial, ambas as amostras apresentam alto conteúdo de muscovita, de forma que a quebra desta deve ter ocorrido incipientemente. Assim, as temperaturas fornecidas pelo THERMOCALC devem estar superestimadas. Usando a grade petrogenética (*Fig. 3.42*) em combinação com os barômetros GASP (calibrações de Newton & Haselton, 1981; Hodges & Crowley, 1985; Koziol & Newton, 1988), GPBMQ e GPBQ (Hoisch, 1990) foram obtidas pressões entre 10,1 e 12,1 kbar (DR-158A) e 10,9 e 12,9 kbar (DR-158B) para o campo de temperatura de $744 \pm 34^\circ\text{C}$ (*Fig. 3.42*).

Os resultados THERMOCALC para amostra DR-129A usando a associação granada + biotita + plagioclásio + cianita + quartzo são coerentes com as condições P e T estimadas com base na grade petrogenética, considerando a faixa de erro. A adição de muscovita na associação resultou em quebra do equilíbrio e ausência de solução, confirmando o caráter tardio da muscovita, conforme sugerido pelas microestruturas. A melhor estimativa de P e T ($740 \pm 40^\circ\text{C}$ e $10,4 \pm 1,2$ kbar), situa-se dentro do campo delimitado pelas reações de quebra da muscovita (8) e da biotita (10) (*Fig. 3.42*). Contudo, a amostra apresenta fortes evidências de quebra da biotita, conforme discutido anteriormente, sugerindo que esta temperatura está subestimada. Usando uma combinação do geotermômetro granada-biotita (calibração de Indares & Martignole, 1985), com os barômetros GASP e GPBQ, segundo calibrações de Newton & Haselton (1981, GASP), Hodges & Crowley (1985, GASP), Koziol & Newton (1988, GASP) e Hoisch (1990, GPBQ),

foram obtidas condições de $780 \pm 30^\circ\text{C}$ e $11,9 \pm 1,4$ kbar (Fig. 3.42), mais coerentes com as interpretações baseadas nas evidências microestruturais.

3.5.3. Zona da Associação Sillimanita-Feldspato Potássico

Cálculos THERMOCALC para a amostra DR-297D utilizando quatro associações de composições diferentes (granada + sillimanita + biotita + microclínio + plagioclásio + quartzo) forneceram condições de P e T muito semelhantes, coerentes com as estimativas baseadas na grade petrogenética ($800 \pm 50^\circ\text{C}$ e $9,7 \pm 1,4$ kbar; $805 \pm 56^\circ\text{C}$ e $9,5 \pm 1,1$ kbar; $801 \pm 51^\circ\text{C}$ e $9,0 \pm 1,4$ kbar; $813 \pm 57^\circ\text{C}$ e $8,8 \pm 1,5$ kbar). Os geobarômetros GASP (Newton & Halselton, 1981; Hodges & Crowley, 1985; Koziol & Newton, 1988) e GPBQ (Höisch, 1990) forneceram pressões entre 7,5 e 11,5 kbar ($9,5 \pm 2$ kbar) dentro do campo limitado pelas reações de quebra da biotita (9) e (10), também coerentes com as estimativas do THERMOCALC (Fig. 3.42).

As condições de P e T calculadas com o THERMOCALC para as amostras DR-298E e DR-056, utilizando a associação granada + sillimanita + biotita + feldspato potássico + quartzo + muscovita, são consistentes com o campo de estabilidade delimitado pelas reações de quebra da biotita (9 e 10) em presença de sillimanita (Fig. 3.42). As melhores estimativas são $772 \pm 44^\circ\text{C}$ e $9,2 \pm 1,0$ kbar (DR-298E) e $792 \pm 42^\circ\text{C}$ e $7,8 \pm 1,7$ kbar (DR-056). Embora seja esperado que a muscovita tenha sido totalmente consumida nestas condições, a ausência de muscovita nas associações consideradas no THERMOCALC forneceu resultados sem sentido geológico em alguns casos (e.g. temperaturas próximas a 1000°C com erros de centenas de $^\circ\text{C}$), e a impossibilidade de calcular reações em outros. Como as associações com muscovita deram resultados coerentes e com equilíbrios razoáveis, é provável que este mineral seja uma fase residual estável nestas condições. O geotermômetro granada-biotita segundo calibração de Indares & Martignole (1985) forneceu temperaturas entre 813 e 849°C (para pressão de $9,2$ kbar) e entre 691 e 792°C (para pressão de $7,8$ kbar), respectivamente para as amostras DR-298E e DR-056, sendo da ordem de 40 - 80°C maiores em relação às médias calculadas com o THERMOCALC no primeiro caso, e entre 0 e 100°C menores no segundo (Fig. 3.42).

Composições de borda de granada em contato com clorita, muscovita e biotita (DR-056) forneceram condições de $541 \pm 16^\circ\text{C}$ e $4,9 \pm 2,5$ kbar, interpretadas como nova fase de metamorfismo associada a colagem entre o Complexo Turvo-Cajati e a Suíte Alto Turvo.

3.6. Cálculo de Trajetórias P - T

Trajetórias P - T foram calculadas utilizando o método de termodinâmica diferencial (Spear & Selverstone, 1983; Spear, 1989; Spear *et al.*, 2001), ou método de Gibbs, para cristais de granada com zonação química tipicamente associada ao crescimento progressivo. Os cálculos foram realizados no sistema químico SiO_2 - Al_2O_3 - MgO - FeO - MnO - CaO - Na_2O - K_2O - H_2O (MnNCKFMASH) usando o programa GIBBS (Spear & Menard, 1989; Spear *et al.*, 1991), com modelos de atividade e mistura fornecidos com o programa (banco de dados termodinâmicos: Gibbs Tutorial Thermo.dat).

3.6.1. Método

Segundo Spear *et al.* (2001) existe uma diferença filosófica na maneira de ver uma rocha com as aproximações integral e diferencial. A aproximação integral (*e.g.* cálculo de pseudoseções P - T , T - X ou P - X) se inicia com dados termodinâmicos de membros finais e modelos de atividade e tenta calcular a mineralogia e a composição mineral da rocha em estudo. Em outras palavras, o petrólogo tenta forçar que a rocha se encaixe em seu cubículo termodinâmico apropriado (Spear, 2001).

A aproximação diferencial se inicia com a questão “quais mudanças tornaram esta rocha o que ela é atualmente?”, ou em outras palavras, quais mudanças nas condições de P e T (i.e. Δ variáveis independentes) produziram as texturas de reação e as zonções químicas observadas nos minerais (Spear *et al.*, 2001). A aproximação diferencial se inicia em um ponto próximo das condições de pico metamórfico e trabalha retroativamente visando acessar condições metamórficas, composições mineralógicas e mineralogias modais anteriores.

No método de Gibbs as variáveis intensivas pressão (P) e temperatura (T), e variáveis extensivas, tais como composição (X) e abundância (M) das fases, são relacionadas por um conjunto de equações de termodinâmica diferencial, estequiometria e balanço de massa. Dependendo do número de fases e dos componentes do sistema considerado, certo número de variáveis é independente (variáveis monitoras, segundo Menard & Spear, 1993) enquanto todas as outras permanecem dependentes. Mudanças nas variáveis independentes, como por exemplo X_{alm} , X_{grs} e X_{sps} em granada, resultaram em mudanças simultâneas de todas as outras variáveis, como por exemplo P , T , X_{an} , etc. Uma vantagem do método de Gibbs é que existe completa

liberdade sobre quais as variáveis serão consideradas independentes, dependendo dos objetivos do estudo. Para os cálculos utiliza-se um arquivo contendo as composições consideradas como representantes de uma associação de equilíbrio em alguma condição de P e T . Essas composições de referência estabelecem a variação de entalpia (ΔH) para todas as reações independentes no sistema considerado.

Kohn (1993) realizou avaliações analíticas e numéricas das incertezas em trajetórias P - T calculadas com o método de Gibbs para três associações (1: Grt + Bt + Pl + Qtz + Ms + Chl + H₂O; 2: Grt + Bt + Pl + Qtz + Ms + Sil + H₂O; 3: Grt + Bt + Qtz + Kfs + Sil + H₂O) que propagam erros nos parâmetros: pressão inicial, temperatura inicial, composição inicial, mudanças de composição dos parâmetros monitores, entropia dos membros finais e volume dos membros finais. Assumindo 5% de incertezas analíticas da microsonda eletrônica e ignorando incertezas nas propriedades termodinâmicas o autor calculou erros propagados da ordem de ± 320 bars e $\pm 8^\circ\text{C}$ para associação 1, usando como variáveis monitoras os conteúdos de X_{alm} , X_{sps} , X_{grs} e X_{an} . Segundo o autor a maior fonte de incertezas na trajetória P - T decorre de erros nos parâmetros monitores, embora a associação considerada também influencie os resultados. Precisas das estimativas P - T para as associações 2 e 3 usando como parâmetros monitores as frações molares de almandina, espessartita, grossulária e anortita foram calculadas em ± 267 bars e $\pm 43^\circ\text{C}$ e ± 372 bars e $\pm 8^\circ\text{C}$, respectivamente (Kohn, 1993). O uso de diferentes modelos de atividade para granada, plagioclásio e muscovita pode mudar a extensão da trajetória em no máximo 15%, embora não mude significativamente a direção no campo P - T (Kohn, 1993). Baseado nestes dados o autor conclui que a aproximação termodinâmica diferencial é um método preciso e acurado para quantificação de aquecimento, compressão ou descompressão durante o metamorfismo, e assim para interpretação de processos orogênicos.

As amostras utilizadas para os cálculos contém as paragêneses consideradas estáveis granada + estauroлита + cianita + biotita + plagioclásio + muscovita + quartzo (DR-242B), granada + cianita + biotita + plagioclásio + muscovita + quartzo (DR-158B), granada + cianita + biotita + plagioclásio + microclínio + quartzo (DR-129A), e granada + sillimanita + biotita + microclínio + muscovita + quartzo (DR-298E). Considerando o fluido, as associações das amostras DR-158B, DR-129A e DR-298E apresentam variância quatro no sistema MnNCKFMASH. Embora a associação da amostra DR-242B apresente variância três, é possível neste caso utilizar a pressão de fluidos como uma variável independente, aumentando a variância em um grau. Em todos os casos utilizamos como variáveis monitoras os teores de X_{alm} , X_{sps} , X_{grs} e X_{an} . As temperaturas e pressões de referência utilizadas levaram em conta os resultados geotermobarométricos em conjunto com as interpretações baseadas nas evidências petrográficas e

a grade petrogenética modificada de Spear *et al.* (1999). As atividades dos membros finais da granada e do plagioclásio foram calculadas segundo Berman (1990) e Fuhrman & Lindsley (1988), respectivamente. Assumimos, conforme obrigatoriedade do banco de dados utilizado, H₂O, quartzo, cianita, sillimanita, feldspato potássico e muscovita como substâncias puras. O fluido foi modelado como puro H₂O, com pressão de fluidos = pressão total. As atividades dos membros finais da biotita foram calculadas da seguinte forma ($Fe_{total} = Fe^{2+}$):

Um problema do método de Gibbs é que, embora nós possamos o assumir equilíbrio entre bordas de granada e plagioclásio, e em alguns casos entre núcleos de ambos os minerais, correlações das variações incrementais na composição da granada com variações na composição do plagioclásio não podem ser precisamente estabelecidas (Spear, 1989; Spear *et al.*, 2001). Assim, os cálculos aqui apresentados são baseados em incrementos nos teores de anortita em intervalos regulares entre composições extremas, conforme sugerido por Spear (1989; Spear *et al.*, 2001). Segundo Spear (1989) o uso de diferentes intervalos muda a localização dos pontos P-T intermediários, mas não altera a forma geral da trajetória P-T.

3.6.2. Resultados

As trajetórias P-T calculadas com o método de Gibbs (*Fig. 3.43*) são horárias e podem ser genericamente classificadas em dois grupos: (1) aquecimento aproximadamente isobárico (DR-242B, DR-158B e DR-129A) e (2) descompressão praticamente isotérmica (DR-298E). Abaixo são discutidas detalhadamente as trajetórias calculadas para cada amostra individual.

As pressões e temperaturas de referência utilizadas para amostra DR-242B são baseadas nas estimativas combinadas entre a grade petrogenética de Spear *et al.* (1999) e os geobarômetros GASP, GPBQ e GPBMQ. Utilizou-se a temperatura média obtida pela grade, em combinação com a pressão fornecida pela interseção entre essa e a curva de menor pressão fornecida pelos geobarômetros (670°C e 8,8 kbar). A trajetória calculada (*Fig. 3.43*) inicia-se em condições de

aproximadamente 510°C e 10,1 kbar, seguido de um aquecimento praticamente isobárico até 585°C e 10,2 kbar. A partir deste ponto segue-se resfriamento associado a descompressão até condições de 670° e 8,8 kbar (P - T de referência).

Figura 3.43. Trajetórias P - T calculadas com o método de Gibbs.

Os campos delimitados em amarelo correspondem às faixas de gradientes do campo metamórfico para regimes de dP/dT alta, intermediária e baixa (adaptado de Brown, 2001). As curvas em verde delimitam os campos das fácies metamórficas xisto verde (XV), epidoto-anfibolito (EA), Anfibolito (A), Granulito (G) e eclogito (E) (adaptado de Brown, 2001).

Para amostra DR-158B considerou-se como pressão e temperatura de referência as condições fornecidas pela intersecção da reação de quebra da muscovita (8) com a curva de pressão mínima fornecida pelos geobarômetros (740°C e 11 kbar). Essa escolha baseou-se no fato da amostra apresentar grande quantidade de muscovita estável, apesar das evidências de fusão parcial, no caso da temperatura, e pela proximidade da temperatura mínima fornecida pelos geobarômetros com a pressão média calculada com o THERMOCALC. Apesar de essas condições representarem valores mínimos, são os dados mais seguros disponíveis até o momento. A trajetória P - T calculada com o método de Gibbs surpreendentemente resultou em aquecimento de 555°C até 740°C a pressão praticamente constante (~11 kbar), apesar da grande variação composicional apresentada pela granada e plagioclásio (Fig. 3.43).

No caso da amostra DR-129A, as condições P - T de referência foram escolhidas utilizando a mesma forma de raciocínio descrito para amostra DR-158B. Nesse caso utilizou-se as condições dadas pela intersecção da curva de reação de quebra da biotita (10) com a curva de menor pressão fornecida pelos geobarômetros (770°C e 10,9 kbar). A trajetória calculada inicia-

se em aproximadamente 590°C e 11,5 kbar, seguida de pequeno aquecimento (20°C) acompanhado de descompressão (0,4 kbar) até 610°C e 11,1 kbar (*Fig. 3.43*). A partir deste ponto segue-se uma ‘fase’ de aquecimento de 120°C associado a pequena compressão até atingir o pico bórico em 730°C e 11,8 kbar, seguido de aquecimento associado a descompressão até 770°C e 10,9 kbar (*Fig. 3.43*).

Para condições P-T de referência da amostra DR-298E foi escolhido o melhor equilíbrio fornecido pelo THERMOCALC (770°C e 9,2 kbar). A trajetória obtida inicia-se em 730°C e 12,5 kbar e segue forte descompressão associada a aquecimento subordinado até 770° e 9,2 kbar, correspondendo a uma descompressão de 3,3 kbar associada a aquecimento de 40°C (*Fig. 3.43*).

3.7. Datação Química U-Th-Pb_{total} em Monazita

3.7.1. Introdução

A monazita (Ce, La, Th)PO₄ aparece em metapelitos aproximadamente na isógrada da granada (*e.g.* Smith & Barreiro, 1990), e tem sido frequentemente utilizada para datação de rochas metamórficas. Este mineral preferencialmente incorpora ThO₂ (*e.g.* Overstreet, 1967), apresenta estrutura estável, e, comumente, não apresenta problemas de perda de Pb em altas temperaturas crustais (*e.g.* Smith & Giletti, 1997). Considerando que associações metamórficas portadoras de granada permitem a determinação de condições *P-T* (*e.g.* Spear, 1993; Bucher & Frey, 1994), a combinação destes dados com idades obtidas em monazita torna-se uma poderosa ferramenta no estudo da história evolutiva de terrenos metamórficos.

Trabalhos recentes têm demonstrado que análises de monazita por microsonda eletrônica podem produzir idades químicas U-Th-Pb_{total} confiáveis (*e.g.* Suzuki & Adachi, 1991; Suzuki, 1994). Uma das principais vantagens desse método é a sua habilidade em determinar concentrações de U, Th e Pb em domínios com resolução espacial da ordem de até 2 µm, uma ordem de grandeza maior que os métodos isotópicos de maior resolução (*SHRIMP*, *IDTIMS*), que apresentam um feixe mínimo ao redor de 20 µm. Sua resolução espacial é mais adequada para entendimento satisfatório de alguns fenômenos geológicos, tais como zonações químicas em minerais. Outra grande vantagem do método é a possibilidade de se trabalhar com seções delgadas comuns de rocha, o que permite um controle textural dos grãos analisados. Uma desvantagem do método de datação química é a precisão, em geral uma ordem de magnitude

menor que idades isotópicas obtidas por *SHRIMP*, que por sua vez é menos precisa que as obtidas por *IDTIMS* (Crowley & Ghent, 1999). Idades químicas mais precisas podem ser obtidas em monazitas ricas em Th, de idades Mesozóicas ou mais velhas (e.g. Suzuki & Adachi, 1998).

Composição da Monazita

Altas concentrações de Th e U associada com baixo conteúdo de Pb comum tornam a monazita um cronômetro ideal (Catlos *et al.*, 2002). O conteúdo de ThO₂ em monazita varia de <1 a 30% (Overstreet, 1967), embora teores entre 4 e 12% sejam mais comuns (e.g. Deer *et al.*, 1992). A porcentagem de UO₂ é tipicamente menor que a de ThO₂, e a monazita incorpora preferencialmente terras raras leves em comparação com os terras raras pesados (Overstreet, 1967). O Th entra na estrutura da monazita através de substituição acoplada $\text{Th}^{4+} + \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{ETR}^{3+} + \text{P}^{5+}$, $\text{Th}^{4+} + \text{Ca}^{2+} \rightarrow 2\text{ETR}^{3+}$, e $\text{Th}^{4+} + 2\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{P}^{5+}$ (e.g. Burt, 1989).

Os cristais de monazita tipicamente apresentam zonação química, e as composições das diferentes zonas são utilizadas para explicar mudanças nas condições ambientais durante o crescimento do mineral. Apesar da composição da monazita ter sido relacionada com o grau metamórfico por alguns autores (e.g. Overstreet, 1967, Pyle *et al.*, 2001), ainda não existem calibrações neste sentido. Zhu e O’Nions (1999) sugerem que a composição total da rocha e o material fonte a partir do qual a monazita se cristalizou controlam sua composição.

A composição da monazita também tem sido invocada como um importante meio para o entendimento da evolução química de rochas que passaram por uma história metamórfica complexa. Neste sentido, Foster *et al.* (2000) supõem que menores concentrações de Y em cristais de monazita presentes na matriz evidenciam que estes grãos se cristalizaram em uma fase tardia em relação àquelas monazitas inclusas na granada. Finger & Helmy (1998) especulam que grãos de monazita com conteúdos de Y maiores nas bordas em relação aos núcleos dos cristais indicam um crescimento durante condições progressivas, com aumento da temperatura. Zhu & O’Nions (1999) encontraram quantidades significativamente menores de Y e ETR pesados em grãos de monazita de rochas contendo granada como um mineral maior, se comparado com a monazita presente em amostras sem granada, e também para cristais de monazita interpretadas como tendo sido geradas após a quebra da granada. Pyle *et al.* (2001) encontrou em monazitas que coexistiam com xenotima uma tendência em aumento do conteúdo de Y e ETR pesados com o incremento da temperatura.

Reações de Formação e Estabilidade da Monazita

A tabela 3.4 lista várias reações possíveis para formação da monazita. Estas reações sugerem que a formação da monazita varia em função da composição total da rocha, e das condições de P e T . Os minerais precursores em rochas submetidas a metamorfismo progressivo são allanita, apatita e óxidos de ETR e Th (e.g. Smith & Barreiro, 1990). Ao longo de uma trajetória P - T retrógrada, a monazita tem sido identificada como gerada a partir do consumo de allanita, bem como de monazita preexistente.

As reações na tabela 3.4 são empíricas e não calibradas experimentalmente, apesar de estudos petrográficos e geotermobarométricos sugerirem que a monazita aparece em metapelitos durante o metamorfismo progressivo ao redor de 500-600°C via reações de quebra da allanita (e.g. Smith & Barreiro, 1990). Essas condições térmicas coincidem com o aparecimento da granada em associações metamórficas (e.g. Spear, 1993; Bucher & Frey, 1994), indicando que trajetórias P - T podem ser obtidas acopladamente com a informação cronológica (e.g. White & Hodges, 2003).

A figura 3.46 (Catlos *et al.*, 2002) apresenta um diagrama P - T esquemático para allanita, baseado em observações da relação entre monazita e allanita em rochas metamórficas. Como a allanita apresenta grande potencial em aceitar maior número de elementos em relação ao epidoto, Catlos *et al.* (2002) especulam que a allanita é capaz de ocorrer em um extenso intervalo de pressão e temperatura. Ao longo da trajetória P - T da figura 3.44, a monazita aparece via quebra da allanita, ao passo que durante a trajetória retrógrada a monazita pode ser afetada por reações de dissolução e reprecipitação. Segundo Townsend *et al.* (2000) essas reações retrógradas podem ocorrer em temperaturas baixas, da ordem de 400°C.

Figura 3.44. Diagrama P - T esquemático mostrando o campo especulativo de estabilidade da monazita (Catlos *et al.*, 2002), baseada em experimentos com epidoto e observações da estabilidade de allanita e monazita em rochas metamórficas (e.g. Overstreet, 1967). A monazita pode se formar ao longo da linha da trajetória P - T progressiva via reações de quebra da allanita. Ao longo da linha pontilhada a monazita pode passar por perda de Pb devido a temperaturas elevadas. Ao longo da trajetória retrógrada, a monazita pode passar por recristalização ou dissolução devido a reações retrógradas.

Tabela 3.4. Reações de formação de monazita (Catlos *et al.*, 2002).

Reactant ^a	Product ^b	H, M, I ^c
REE(CO ₃)F + H ₃ PO ₄ (bastnäsite)	→ REEPO ₄ + HF + H ₂ O + CO ₂ (monazite)	H
Ca ₅ (PO ₄) ₃ F + 3REE(CO ₃)F + H ₂ CO ₃ (fluorapatite)	→ 3REEPO ₄ + 5CaCO ₃ + 4HF	H
Ca ₅ (PO ₄) ₃ F + 3REE(CO ₃)F + 6HF	→ 3REEPO ₄ + 5CaF + 3H ₂ O + 3CO ₂	H
Ca _{5-x} (REE _x)(P _{3-x} Si _x)O ₁₂ F ⁺ (fluorapatite)	→ (Ca _{5-y} REE _y)(P _{3-y} Si _y)O ₁₂ F ⁺ + (x-y)REEPO ₄ ⁺	H, M
(x-y)Ca ²⁺ + 2(x-y)P ⁵⁺ + 6(x-y)O ²⁻ Ca _{1-x} (REE _x)(Ti, Al, Fe)SiO ₄ (O, OH, F) (allanite) + (x-y)Ca ²⁺ + 2(x-y)PO ₄ ³⁻ Titanite + (CO ₃) ²⁻ + (PO ₄) ³⁻ + F ⁻ + OH ⁻	(x-y)SiO ₂ → Ca _{1-y} (REE _y)(Ti, Al, Fe)SiO ₄ (O, OH, F) + (x-y)REEPO ₄ → REEPO ₄ + SiO ₂ + calcite + rutile + epidote + bastnäsite + chlorite	H, M H, M H, M
(Ca, REE) ₂ (Al, Fe, Mg)Si ₃ O ₁₂ (OH) (allanite)	→ REEPO ₄	M
3(M-HREE) ₂ O ₃ + REE ₂ O ₃ + 2Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, OH) + 6SiO ₂ (in hornblende or (in allanite) titanite) (apatite)	→ 6REEPO ₄ + 6CaO + 2Ca(M-REE ₃ SiO ₄) ₃ (F, OH) (lessingite in apatite)	M
REEPO ₄ (old)	→ REEPO ₄ (new)	M
ThO ₂ + REE ₂ O ₃ + Ce-poor REEPO ₄	→ REEPO ₄	M
0.6chlorite + K ⁺ + CaPO ₄ + 1.2SiO ₂ + 3REE ³⁺ + 0.4H ⁺	→ biotite + 5Ca ²⁺ + 3REEPO ₄ + 1.2H ₂ O	M
(LREE)Al ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆ (florencite)	→ REEPO ₄ + H ₂ O	I
CaPO ₄ + Liq ₁ (apatite)	→ REEPO ₄ + Liq ₂	I

^aMinerais ou substâncias participantes da reação de formação da monazita.^bProdutos formados como resultados das reações.^cAmbientes "H" hidrotermal, "M" metamórfico e "I" ígneo.

Temperatura de Fechamento da Monazita

A temperatura de fechamento para o sistema U-Th-Pb em monazita é atualmente considerada da ordem de 700-750°C (Copeland *et al.*, 1988; Parrish, 1990; Suzuki *et al.*, 1994). Contudo, devido à perda incompleta de Pb nestas condições, Spear & Parrish (1996) sugerem que seria necessário um estabelecimento mais cuidadoso desta temperatura que, segundo os autores, provavelmente encontra-se subestimada. Spear & Parrish (1996) afirmam que são discutíveis as primeiras fontes de dados sobre estimativas da temperatura de fechamento da monazita (Copeland *et al.*, 1988; Parrish, 1990), e que outros dados primários são escassos. Segundo os autores, as conclusões de Parrish (1990) são baseadas em temperaturas de pico metamórfico erroneamente estimadas entre 700-750°C para o Complexo Valhalla, antes de qualquer estimativa baseada em quantificações de equilíbrios entre fases metamórficas (Spear & Parrish, 1996 estimaram condições de 820 ± 30°C), e devem ser consideradas obsoletas. Segundo Spear &

Parrish (1996) a estimativa de Copeland *et al.* (1988) não especifica se análises discordantes são devidas a heranças, perda de chumbo ou misturas de componentes magmáticos novos e herdados. Deste modo, Spear & Parrish (1996) concluem que estes estudos fornecem somente uma variação mínima para a temperatura de fechamento da monazita, e que ambos os estudos são consistentes com temperaturas mais elevadas. Cocherie *et al.* (2005) descrevem um exemplo da porção sul da Guiana Francesa onde cristais de monazita presentes em rochas migmatíticas permaneceram com sistema fechado durante fase de migmatização em altas temperaturas ($>700^{\circ}\text{C}$), preservando núcleos de idades ao redor de 230 Ma anteriores à fase de migmatização, provenientes do protolito. Embora seja discutível a temperatura de fechamento entre 700 e 750°C , ainda não existem dados suficientes e seguros para assumir um intervalo mais adequado.

Modelo de Idade Química

A equação apresentada abaixo é a equação básica para o procedimento de datação química no sistema U-Th-Pb_T e permite o cálculo de idades de isolamento do sistema isotópico considerado. Desta forma, o conteúdo de Pb em um sistema U-Th-Pb fechado após um tempo t decorrido é dado pela equação:

$$Pb_T = Pb_0 + Th_T \cdot (A_b((^{232}\text{Th} \cdot A_r(^{208}\text{Pb}))/A_r(\text{Th})).(\exp(^{232}\lambda_{\text{Th}}t) - 1) + U_T \cdot ((A_b(^{238}\text{U} \cdot A_r(^{206}\text{Pb}))/A_r(\text{U})).(\exp(^{232}\lambda_{\text{U}}t) - 1)$$

Onde Pb_T, Th_T e U_T são os teores totais de Pb, Th e U, medidos em porcentagem em peso, após decorrido o tempo t (em anos) e Pb₀ a quantidade existente de Pb no sistema quando do seu isolamento (Pb comum ou inicial). A_b e A_r representam as abundâncias relativas dos isótopos radioativos e as massas atômicas elementais, e λ as respectivas constantes de decaimento.

A solução direta de t para cada medida de U-Th-Pb é possível quando Pb₀ é conhecido ou desprezível em relação à quantidade total de Pb. A idade para uma determinada amostra é assim computada pela quantidade de todos os resultados individuais dentro de uma população estatisticamente significativa.

As premissas básicas para que os resultados de datação tenham validade são: (1) o sistema manteve-se em equilíbrio secular; (2) as alterações nas quantidades de U, Th e Pb durante o tempo t são unicamente devidas ao decaimento radioativo de Th e Pb.

3.7.2. Rotina de Análise Química em Monazita

As análises químicas em monazita foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, em colaboração com o Prof. Dr. Silvio R.F. Vlach e a Dra. Lucelene Martins. A técnica de datação química utilizada foi desenvolvida no mesmo laboratório (Vlach *et al.*, 1999; Vlach & Gualda, 2000).

As determinações quantitativas dos elementos (análise composicional completa e datação) foram realizadas em microsonda JEOL JXA-8600S, utilizando 15 kV de voltagem de aceleração, 300 nA de corrente do feixe eletrônico, 5 µm de diâmetro do feixe e tempos de integração de contagens entre 10 e 200 segundos (Tabela 3.5).

Foram realizadas correções de efeito de matriz (número atômico, absorção de massa e fluorescência secundária) com o procedimento PROZA (Bastin *et al.*, 1984). As linhas espectrais, cristais analisadores e padrões analíticos utilizados na rotina final são listados na Tabela 3.5.

Para checar a calibração de U, Th e Pb foi utilizada amostra de monazita natural (E0017) do granito Natividade datada em ca. 595 Ma (Janasi & Vlach, inédito).

As idades foram calculadas de acordo com o método proposto por Montel *et al.* (1996), que consiste em computar uma idade individual para cada tríade analítica (Th, U, Pb_T), considerando Pb_{inicial} = 0. O desvio foi obtido por propagação dos desvios analíticos de cada elemento na equação da idade. As idades pontuais e os erros associados foram calculados utilizando-se macro associada à planilha do Microsoft® Excel desenvolvida por Vlach & Gualda (inédito).

Tabela 3.5. Padrões analíticos utilizados para análise química WDS em monazita.

Elemento	Linha	Cristal Espectrômetro	Tempo de Contagem Padrão (s)	Tempo de Contagem (pico + <i>background</i>) Amostra	Padrão
Th	Ma	PET – Spectrômetro 2	20	140	ThSiO ₄
U	Mb	PET – Spectrômetro 3	20	200	UO ₂
Pb	Ma	PET – Spectrômetro 4	20	200	PbS
La	La	LIF – Spectrômetro 5	20	10	LaPO ₄
Ce	La	LIF – Spectrômetro 5	20	10	CePO ₄
Pr	Lb1	LIF – Spectrômetro 5	20	10	REE3
Sm	La1	LIF – Spectrômetro 5	20	20	SmPO ₄
Nd	La1	LIF – Spectrômetro 5	20	10	REE2
Gd	Lb1	LIF – Spectrômetro 5	20	20	REE1
Dy	Lb1	LIF – Spectrômetro 5	20	20	REE4
Yb	La1	LIF – Spectrômetro 5	20	30	ThSiO ₄
Si	Ka	TAP – Spectrômetro 1	10	20	REE2
Fe	Ka	LIF – Spectrômetro 5	10	20	Hem
Al	Ka	TAP – Spectrômetro 1	10	30	YALG
Ca	Ka1	LIF – Spectrômetro 5	10	10	Ca ₂ P ₂ O ₇
P	Ka	PET – Spectrômetro 2	10	10	Ca ₂ P
Y	La1	TAP – Spectrômetro 1	10	20	YALG

3.7.3. Resultados

As amostras DR-056 e DR-297D foram selecionadas para análises em monazita. A monazita ocorre como uma fase estável presente na matriz de ambas as amostras, ocorrendo principalmente associada a agregados de biotita $\pm$ quartzo (DR-297D), clorita $\pm$ quartzo (DR-056) e sillimanita $\pm$ quartzo (ambas as amostras). Comumente ocorre inclusa em cristais ou pseudomorfos de biotita. Subordinadamente ocorrem cristais inclusos ou parcialmente inclusos em porfiroblastos de granada e feldspato. Os grãos de monazita identificados em ambas as amostras apresentam dimensões entre 37 e 96 μm , porém mais tipicamente entre 50 e 60 μm . Os cristais são anédricos a subédricos, geralmente com morfologias ovóides. Alguns cristais apresentam bordas parcialmente corroídas.

A composição da monazita foi investigada pela combinação de imagens de elétrons retro-espalhados e análises químicas pontuais quantitativas obtidas em microsonda eletrônica. Nas imagens de elétrons retro-espalhados a maioria dos cristais apresenta zonação composicional fraca a moderada, em alguns casos delimitando zonas de crescimento de composição oscilatória, com formas euédricas internas (*e.g.* 056-7, *Fig. 3.45*), por vezes truncadas por bordas homogêneas (*e.g.* 056-1, *Fig. 3.45*). Também ocorrem cristais aparentemente homogêneos (*e.g.* 056-6, *Fig. 3.45*). Dois cristais presentes na amostra DR-056 apresentam núcleos composicionalmente bastante diferentes (*e.g.* 056-3, 056-5, *Fig. 3.45*), sugerindo a presença de grãos mais antigos sobrecrecidos. Os perfis com análises químicas pontuais revelaram que esses núcleos são empobrecidos em Ce, La, Nd, Pr, Gd e Y (principalmente), e enriquecidos notadamente em Th, Sm e Ca em relação à porção sobrecrecida (*Fig. 3.46*). A variação dos conteúdos de Th é brusca. A amostra DR-297D também apresenta cristais de monazita com perfis químicos semelhantes, embora com menor variação composicional interna (*Fig. 3.45*, 297D-1). As zonações oscilatórias observadas em alguns cristais devem-se principalmente a variações nos conteúdos de Th, Ce, La e Ca. Comparando os cristais presentes nas duas amostras notamos que, em geral, a monazita da amostra DR-056 é enriquecida em Ce, Th, Nd, Pr, Sm, Gd e Ca, e empobrecida em La e Y em relação à amostra DR-297D.

As idades pontuais para as 58 análises de monazita são listadas em tabela anexada (*anexo 2*). Os valores variam entre 546 e 621 Ma com erros de 25 a 53 Ma (DR-056), e entre 543 e 655 Ma com erros de 44 a 115 Ma (DR-297D). Os maiores erros das análises pontuais da amostra DR-297D estão diretamente relacionados aos teores consideravelmente menores de Th, U e Pb em relação à amostra DR-056.

Figura 3.45. Imagens de elétrons retro-espalhados de cristais de monazita presentes nas amostras DR-056 e DR-297D do Complexo Turvo-Cajati. Os círculos brancos representam os pontos de análises químicas pontuais WDS.

A totalidade das determinações para cada amostra fornece idades de 585 ± 5 Ma (DR-056) e 589 ± 12 Ma (DR-297D).

Contudo, ocorre uma nítida correlação entre núcleos textural e composicionalmente distintos e idades mais antigas. Levando em conta esta correlação, núcleos enriquecidos em Th e empobrecidos em Ce, La e Y presentes em dois cristais de monazita da amostra DR-056 (056-3 e 056-5) definem um padrão distintamente mais antigo com uma idade composta de 606 ± 10 Ma. Excluindo as análises destes núcleos, as análises de cristais quimicamente mais homogêneos e porções de bordas de monazita dos seis cristais analisados (amostra DR-056) forneceram uma idade composta de 577 ± 6 Ma. Estas duas idades indicam um intervalo mínimo de 13 Ma entre as duas fases de crescimento de monazita.

O mesmo padrão geocronológico ocorre na amostra DR-297D, apesar dos erros consideravelmente maiores das determinações. Análises de núcleos enriquecidos em Th e empobrecidos em Ce, La e Y presentes em dois cristais de monazita desta amostra forneceram uma idade composta de 616 ± 20 Ma, enquanto análises de bordas e cristais quimicamente mais homogêneos resultaram em idade composta de 574 ± 15 Ma. Apesar dos erros, um intervalo mínimo de 7 Ma entre as duas fases de crescimento da monazita pode ser identificado para esta amostra.

Embora este padrão geocronológico deva ser comprovado com estudos posteriores, talvez utilizando técnicas isotópicas, consideramos os resultados como boas indicações sobre o período de tempo decorrido durante uma única fase de metamorfismo. Aliado ao modo de ocorrência e

microestruturas da monazita, as idades de 577 ± 6 Ma e 574 ± 15 Ma podem ser interpretadas como próximas do pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati.

Figura 3.46. Perfis químicos representativos com análises pontuais WDS de monazita (em partes por milhão) lançados contra a distância transversal aos cristais (em micrômetros). Amostras DR-056 e DR-297, Complexo Turvo-Cajati. Ver texto para explicação.

Confirmando a preservação de núcleos de monazita com idades mais antigas em rochas metamorfizadas em altas temperaturas (DR-056: 792 ± 42 ; DR-297D: 805 ± 56 Ma) os dados por ora apresentados podem ser também considerados como boas indicações de que a monazita pode apresentar temperatura de fechamento maior que a atualmente aceita ($700-750^{\circ}\text{C}$).

4. COMPLEXO ATUBA

A apresentação dos dados geológicos do Complexo Atuba segue a mesma divisão em regiões, conforme anteriormente discutido para o Complexo Turvo-Cajati.

4.1. Descrições Macroscópicas

4.1.1. Região da Serra do Azeite

A região da Serra do Azeite (Figs. 3.2) apresenta os melhores afloramentos das rochas pertencentes ao Complexo Atuba. Ocorrem somente rochas relacionadas com a subunidade dos Ortognaisses Bandados de Vasconcelos *et al.* (1999), correspondendo também aos Gnaisses Bandados Barra do Azeite de Silva & Algarte (1981). Predomina nesta unidade um ortognaisse cinza médio, milonítico a ultramilonítico, listrado, migmatítico, com bandamento centimétrico a decimétrico, planar e bastante contínuo (Fig. 4.1a, b) definido pela alternância entre leitos leucossomáticos granodioríticos-tonalíticos (brancos) ou graníticos (róseos), leitos xistosos mesossomáticos tonalíticos ricos em hornblenda e biotita (cinza médio) e, subordinadamente, lentes e boudins ultramáficos negros constituídos por hornblenda e biotita (Fig. 4.1d). Em geral dominam os leitos mesossomáticos. Quando observado em corte perpendicular à lineação de estiramento, o bandamento apresenta-se dobrado segundo padrão isoclinal sem raiz (Fig. 4.1c), o que indica que a lineação de estiramento é paralela ao eixo destas dobras. Pares de estruturas SC e SC' (Passchier & Trouw, 2005) e SC₁ (Ramsay & Lisle, 2000) são freqüentemente encontrados por toda unidade.

Ocorre também ortognaisse aparentemente granodiorítico, cinzento e homogêneo (sem bandamento) composto por feldspato, biotita, hornblenda e quartzo, com foliação menos desenvolvida que lineação (tectonito tipo L).

Por toda unidade ocorre uma intensa lineação de estiramento mineral resultante de milonitização pervasiva.

É freqüente a presença de veios quartzo-feldspáticos, comumente hololeucocráticos, em geral de espessuras decimétricas a centimétricas, indeformados a pouco deformados, brancos a rosados, paralelos a discordantes da foliação principal e por vezes dobrados e boudinados. Também ocorrem veios pegmatíticos de mesma composição.

Figura 4.1. Rochas do Complexo Atuba (Gnaisses Bandados Barra do Azeite) na região da Serra do Azeite: a) e b) ortognaisses bandados miloníticos em cortes paralelos à lineação de estiramento; c) mesma rocha em corte perpendicular à lineação de estiramento; d) boudin anfibolítico paralelo à foliação milonítica.

Na zona de contato entre os xistos do Complexo Turvo-Cajati e os ortognaisses do Complexo Atuba, no limite norte desta unidade, ocorrem rochas xistosas, finas, esverdeadas, com bandas róseas a esbranquiçadas ricas em quartzo e carbonato, geralmente com formas lenticulares e espessura centimétrica em meio a porções esverdeadas ricas em sericita e clorita. Veios graníticos com espessuras decimétricas a subcentimétricas, geralmente concordantes com a estrutura, ocorrem isoladamente. Pela sua característica estrutural e composicional tais rochas poderiam ser confundidas com xistos do Complexo Turvo-Cajati, quando consistem na verdade de ortognaisses intensamente milonitizados em condições de fácies xisto verde.

4.1.3. Região de Barra do Turvo

O Complexo Atuba na região de Barra do Turvo ocorre em uma janela estrutural envolvida por rochas do Complexo Turvo-Cajati. Apresenta variação litológica não mapeável na escala de trabalho, com dois litotipos principais. O primeiro, observado no leito e margens do Rio Pardo, corresponde a hornblenda gnaiss bandado formado por plagioclásio, quartzo, hornblenda, epidoto, clorita e biotita. O bandamento é formado pela alternância entre mesossomas cinzentos ricos em hornblenda e biotita, com lâminas milimétricas esbranquiçadas (*Fig. 4.2a*) a raramente rosadas (*Fig. 4.2b*) formadas por quartzo e feldspato. Comumente esse bandamento apresenta-se dobrado segundo padrão isoclinal com eixo subhorizontal (*Fig. 4.2c*). São comuns bandas tabulares, sigmoidais ou boudins anfíbolíticos (*Fig. 4.2d*) de granulação média a grossa, verde escuro, com espessuras subdecimétricas, por vezes com estruturas típicas de diques preservadas. A ocorrência de porfiroclastos estirados, centimétricos, de hornblenda e feldspato confere um aspecto de augen gnaiss. Bandamento com leitos muito contínuos, porfiroclastos lenticulares assimétricos, forte estiramento de leitos e veios de quartzo e quartzo-feldspáticos deformados e incorporados à foliação indicam uma natureza milonítica para esta.

O segundo litotipo consiste de gnaiss fino, verde escuro, xistoso, composto por feldspato, quartzo, biotita, hornblenda e clorita, com bandamento subcentimétrico definido pela alternância entre leitos quartzo-feldspáticos brancos a rosados e leitos verdes ricos em biotita, hornblenda e clorita. Ambos os leitos apresentam espessuras bastante contínuas e forte estiramento, indicando natureza milonítica para o bandamento. Ocorrem duas lineações no plano da foliação, uma de estiramento com atitude subhorizontal, bem marcada nos leitos quartzo-feldspáticos, outra de máximo caimento, incipiente, observada nos leitos mais micáceos.

Subordinadamente ocorrem corpos de leucognaisses miloníticos bandados a homogeneamente foliados.

4.2. Descrições Microscópicas

4.2.1. Região da Serra do Azeite

Estimativas visuais das fases minerais presentes nas rochas do Complexo Atuba (região da Serra do Azeite) são mostradas na tabela 4.1.

Os ortognaisses miloníticos do Complexo Atuba presentes na Serra do Azeite apresentam bandamento planar centimétrico a decimétrico muito bem marcado, marcado pela alternância

entre mesossomas tonalíticos ricos em biotita e hornblenda, leucossomas predominantemente graníticos e melanossomas constituídos por biotita e hornblenda.

Figura 4.2. Rochas do Complexo Atuba (Gnaisses Bandados Barra do Azeite) na região de Barra do Turvo: a) e b) ortognaisses bandados miloníticos em cortes paralelos à lineação de estiramento; c) mesma rocha em corte perpendicular à lineação de estiramento; d) boudin anfíbolítico com assimetria indicativa de movimentação dextral.

As bandas mesossomáticas apresentam estrutura lenticularizada, onde porfiroclastos arredondados e comumente pisciformes de plagioclásio encontram-se envolvidos por matriz mais fina, constituída por quartzo recristalizado dinamicamente, e biotita + hornblenda disseminadas. As espessuras destas bandas variam de poucos milímetros (2-4 mm) a alguns centímetros. Em amostras menos deformadas o plagioclásio forma textura granoblástica (equigranular) aparentemente sem ou com fraca orientação preferencial de forma. Nestes domínios a biotita ocorre como cristais isolados ao longo de limites entre grãos, em orientação aleatória.

O plagioclásio geralmente aparece heterogeneamente sericitizado/saussuritizado, predominando cristais com intensa alteração. Comumente apresenta zonação óptica definida por extinção concêntrica (Fig. 4.3), por vezes oscilatória, indicando zonação composicional. É comum também a presença de inclusões de biotita no núcleo de alguns cristais (Fig. 4.4).

Figura 4.3.

Fotomicrografia de megacrystal de plagioclásio com extinção concêntrica, indicando zonação composicional. Notar a presença de agregados de quartzo recrystalizado dinamicamente envolvendo o grão de plagioclásio. Gnaisses Bandados Barra do Azeite, Complexo Atuba, região da Serra do Azeite. Amostra DR-164B, polarizadores cruzados. (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm)

Figura 4.4.

Fotomicrografia de plagioclásio com zonação textural, com inclusão de biotita no núcleo. O núcleo de plagioclásio apresenta feições sugestivas de origem ígnea (cf. Vernon, 1999). Gnaisses Bandados Barra do Azeite, Complexo Atuba, região da Serra do Azeite. Amostra DR-164B, polarizadores cruzados. (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm)

O microclínio é essencialmente intersticial entre cristais arredondados de plagioclásio (parcialmente consumidos) e apresenta terminações em cúspide (Fig. 4.5), indicando crescimento mímico a partir de fundido silicático. Apesar de, na maioria dos casos, o quartzo apresentar sinais de recrystalização dinâmica avançada, localmente ocorrem megacristais de quartzo também mimetizando líquido magmático.

Nas amostras mais deformadas o quartzo exibe contatos bastante irregulares entre grãos, sugestivos de recrystalização por migração de borda de grãos (Fig. 4.3 e 4.4). Localmente ocorrem contatos retos e junções tríplices a aproximadamente 120°, sugestivos de superposição de recrystalização estática.

Figura 4.5. Fotomicrografia de banda rica em Pl, com microclínio intersticial mimetizando líquido. Notar porção indicada com quartzo arredondado parcialmente consumido envolto por microclínio mimetizando líquido. Notar também películas descontínuas formadas por biotita envolvendo cristais de plagioclásio. Complexo Atuba, região da Serra do Azeite. Amostra DR-133B, polarizadores cruzados.

Figura 4.6. Fotomicrografia de leucossoma protomilonítico rico em microclínio pertítico. Gnaisses Bandados Barra do Azeite (Complexo Atuba), região da Serra do Azeite. Amostra DR-166, polarizadores cruzados.

Os leucossomas são formados essencialmente por microclínio, quartzo e subordinadamente plagioclásio e biotita. Apresentam composição bastante variada (álcali-feldspato granítica, granítica a granodiorítica). O microclínio é grosso (milimétrico), equigranular, geralmente com leve alongamento, com orientação preferencial de forma paralela à foliação milonítica (Fig. 4.6). Geralmente é pertítico e não apresenta sinais de sericitização. Alguns cristais apresentam inclusões de plagioclásio intensamente sericitizado, com bordas arredondadas ou parcialmente corroídas. Esta microestrutura sugere que a sericitização é anterior ao crescimento do microclínio. Alguns megacristais de microclínio apresentam grãos recrystalizados muito finos desenvolvidos ao longo dos contatos entre grãos, indicando recrystalização dinâmica incipiente por processo de *bulging*.

Um cristal centimétrico de microclínio pertítico identificado na lâmina DR-122C apresenta inclusões de agregados poligonizados de quartzo de granulação fina, cristais de microclínio de outra geração e cristais de plagioclásio sericitizado/saussuritizado com bordas parcialmente corroídas definindo terminações côncavo-convexas com o cristal hospedeiro. Os agregados poligonizados de quartzo sugerem fases de milonitização anteriores ao crescimento do megacristal de feldspato potássico e, em conjunto com as microestruturas do plagioclásio incluso, sugerem que esta milonitização ocorreu concomitantemente com anatexia parcial. O megacristal de microclínio apresenta ainda fraturas paralelas à foliação milonítica, com recrystalização dinâmica por processos de *bulging*, indicando uma fase de milonitização posterior ao seu crescimento.

Quando presente em leucossomas, o plagioclásio apresenta as mesmas microestruturas (formas arredondadas, por vezes pisciformes, zonação óptica definida por extinção concêntrica, mesmas dimensões), e a mesma alteração intensa (sericitização/saussuritização) observadas nos cristais presentes nos mesossomas, sugerindo que é uma fase residual.

O quartzo presente nos leucossomas geralmente apresenta granulação mais fina, formando agregados intersticiais entre os grãos de microclínio. Predominam agregados de quartzo com granulação variada e contatos entre grãos fortemente irregulares, indicando recrystalização por migração de bordas de grãos. Contudo, ocorrem domínios localizados com cristais de quartzo de poucas micras recrystalizado ao longo de contatos entre grãos, indicando superposição de recrystalização dinâmica por processos de *bulging* (e.g. Stipp *et al.*, 2002a, b; Passchier & Trouw, 2005). Outras microestruturas observadas em cristais de quartzo deformado incluem extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação, e subgrãos. Localmente ocorrem megacristais anédricos com terminações em cúspide envolvendo cristais arredondados de microclínio pertítico (mimetizando relações entre sólido e fundido).

Tabela 4.1. Proporções entre fases minerais em ortognaisses e bandas anfibolíticas do Complexo Atuba. (Abreviações segundo Kretz, 1983)

Amostra	Hbl	Pl	Kfs	Qtz	Bt	Ep	Chl	Ttn	Se	Car	Op	Ap	Zrn
DR-133A	49	40	-	tr	5	tr	tr	5	1	-	tr	-	tr
DR-133BB(1)	tr	83	4	5	8	tr	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr
DR-133BB(2)	-	tr	75	25	oc	tr	tr	tr	tr	-	-	-	tr
DR-133BB(3)	-	30	45	35	tr	tr	tr	tr	tr	-	tr	-	tr
DR-137	5	30	10	20	15	2	3	5	10	-	tr	tr	tr
DR-142	-	25	35	29	tr	3	5	-	3	tr	tr	tr	tr
DR-156A	-	x	x	x	-	x	x	x	x	x	x	x	x
DR-164B	10	49	1	20	10	3	1	5	1	-	tr	tr	tr
DR-166(1)	-	15	83	2	-	-	-	-	-	-	-	-	tr
DR-166(2)	-	10	34	33	2	1	tr	-	15	-	4	1	tr
DR-207	tr	7	10	30	5	7	-	1	40	-	-	-	tr

Os melanossomas consistem de leitos lepido-nematoblásticos formados principalmente por hornblenda e biotita, ambas de cor verde escuro acastanhada e fortemente orientadas segundo a direção das bandas (foliação milonítica S_m). Subordinadamente ocorre titanita euédrica concentrada em lentes também paralelas ao bandamento. Epidoto ocorre nestes leitos de três formas. Dominantemente, é mineral secundário formado nos contatos entre grãos de plagioclásio, biotita e hornblenda, neste caso associado com quartzo, sericita e clorita. Outra forma de ocorrência consiste de cristais euédricos, com zonação óptica, inclusos em biotita e plagioclásio. Por último, ocorre envolvendo minerais opacos, associado à albita.

Um segundo tipo de banda máfica, de ocorrência subordinada, é formada por epidoto, titanita, minerais opacos, quartzo (e feldspato microcristalino), clorita rica em ferro e clorita magnesiânica. Tais leitos correspondem a bandas de cisalhamento onde cristais euédricos de titanita, minerais opacos e hornblenda verde-azulada, todos de granulação média, “nadam” em meio a matriz muito fina, granoblástica, constituída por epidoto, quartzo, feldspato e subordinadamente biotita verde oliva. Os cristais de hornblenda apresentam-se totalmente envolvidos por bordas de biotita verde oliva (*Fig. 4.7*), sugerindo que a última foi gerada pelo consumo da primeira. Localmente essa reação gera também clorita magnesiânica. Clorita rica em ferro geralmente substitui a biotita verde oliva. O epidoto apresenta zonação óptica e bordas de reação gerando outra fase de epidoto, além de biotita verde oliva e quartzo ($\pm$ feldspato).

Boudins e bandas anfibolíticas são formadas essencialmente por hornblenda, plagioclásio e biotita (*Fig. 4.8*), tendo titanita, apatita e minerais opacos como acessórios principais. A hornblenda é euédrica a subédrica, prismática, e apresenta-se em orientação preferencial de forma, definindo uma foliação paralela ao bandamento gnáissico da encaixante (*Fig. 4.8*). O plagioclásio apresenta zonação textural definida por extinção concêntrica (*Fig. 4.8*) e comumente oscilatória (*Fig. 4.9*), sugerindo que parte dessa zonação pode ser de natureza ígnea (Vernon, 1999).

Figura 4.7. Fotomicrografia mostrando hornblenda parcialmente consumida envolta por clorita retrometamórfica em matriz formada por epidoto, titanita, quartzo e clorita. Complexo Atuba, Serra do Azeite. Amostra DR-164B, polarizadores descruzados (lado maior da fotom. 1,39 mm).

Na porção central do Complexo Atuba, próximo à região de contato com o Complexo Turvo-Cajati (Fig. 3.2), ocorre uma faixa constituída por milonito de protolito granítico com bandamento e laminação definidos pela alternância entre leitos granoblásticos ricos em carbonato, quartzo e sericita, e leitos lepidoblásticos ricos em clorita e sericita. A estrutura microscópica principal consiste de pares de cisalhamento SC' truncados por superfícies oblíquas de cisalhamento tardio. Caracterizamos assim, três foliações principais classificadas, cronologicamente como C1 (ou S), C2 e C3 (Fig. 4.10a). Nos leitos ricos em carbonato ocorrem porfiroclastos angulosos a levemente arredondados de plagioclásio, quartzo e microclínio, em meio a matriz fina, dinamicamente recrystalizada, constituída por quartzo, carbonato e sericita. Na matriz a sericita concentra-se, preferencialmente, ao longo de superfícies de cisalhamento C2 e C3 (Fig. 4.10a). O carbonato ocorre em porções irregulares restritas (Fig. 4.11), e o quartzo aparece disperso por toda matriz, embora ocorram leitos com maiores concentrações deste.

Nos leitos quartzosos, porfiroclastos de quartzo com formas sinuosas exibem subgrãos desenvolvidos nas bordas e apresentam-se totalmente envolvidos por grãos recrystalizados de mesmas dimensões, formando uma textura poligonizada (microestrutura manto-núcleo). Essa microestrutura óptica indica que o quartzo foi recrystalizado por processo de rotação de subgrãos (Stipp *et al.*, 2002a, b). Nas porções poligonizadas o quartzo apresenta uma leve orientação

preferencial de forma segundo a direção C1 (ou S). Em domínios constituídos por quartzo e sericita, a granulação do primeiro é bem mais fina e sua forma alongada. Em outros domínios ricos em quartzo, este se encontra fortemente poligonizado, com contatos retos entre grãos e junções trípticas a aproximadamente 120°, sugerindo superposição de recristalização estática (rotação de subgrãos + recristalização estática).

Figura 4.8. Fotomicrografias de boudin anfibolítico mostrando hornblenda e biotita subédricas e plagioclásio com extinção concêntrica. Complexo Atuba, região da Serra do Azeite. Amostra DR-133A, polarizadores descruzados e cruzados (lado maior das fotomicrografias 1,39 mm).

Figura 4.9. Fotomicrografias de boudin anfibolítico mostrando cristais de plagioclásio com zonação oscilatória, provavelmente de origem ígnea (cf. Vernon, 1999). Complexo Atuba, região da Serra do Azeite. Amostra DR-133A, polarizadores descruzados e cruzados (lado maior das fotomicrografias 1,39 mm).

Nos leitos enriquecidos em clorita e sericita, porfiroclastos de feldspatos e apatita encontram-se mais arredondados e alongados. A clorita, verde escura com pleocroísmo forte para amarelo pálido esverdeado e cor e interferência roxo azulado (composição rica em ferro), ocorre preferencialmente disposta segundo planos de cisalhamento C3 (Fig. 4.10a), em sombras de deformação ao redor de porfiroclastos (Fig. 4.10b) e, mais raramente, segundo planos de cisalhamento C2. Lâminas ricas em sericita, geralmente lenticularizada, aparecem truncadas por

leitos ricos em clorita. Portanto, a clorita é claramente o mineral mais tardio em relação à milonitização. Nos leitos micáceos ocorrem ainda grandes concentrações de rutilo deformado, formando lâminas alongadas relativamente contínuas.

Figura 4.10. Fotomicrografias de gnaiss milonítico metassomatizado do Complexo Atuba, Serra do Azeite, lâmina DR-156A. a) pares de foliações SC e bandas de cisalhamento tardio com geração de clorita (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm). b) clorita cristalizada em sombra de deformação ao redor de porfiroclasto de feldspato (lado maior da fotomicrografia 0,7 mm).

Figura 4.11. Fotomicrografia de gnaiss milonítico metassomatizado com porfiroclastos de plagioclásio em meio a matriz fina formada por carbonato + quartzo + clorita. Complexo Atuba, Serra do Azeite. Amostra DR-156A, polarizadores cruzados (lado maior da fotom. 1,39 mm).

Na porção norte do Complexo Atuba, também próximo ao contato com o Complexo Turvo-Cajati (Fig. 3.2), ocorre uma faixa constituída por leucognaisse milonítico, fino a médio, com estrutura bandada e laminada, onde leitos quartzo-feldspáticos granoblásticos se alternam com lâminas grano-lepidoblásticas ricas em clorita, sericita e epidoto. Os minerais essenciais compreendem microclínio, quartzo, plagioclásio e clorita, enquanto acessórios incluem sericita, epidoto e traços de carbonato, apatita, minerais opacos e biotita.

Microclínio, quartzo, plagioclásio e subordinadamente epidoto formam leitos granoblásticos com marcante orientação preferencial de forma. A microestrutura se assemelha à textura intergranular de uma rocha ígnea. Em leitos mais ricos em feldspatos, estes formam mosaicos com contatos relativamente retos a levemente serrilhados. O plagioclásio comumente exibe intensa sericitização, porém localmente aparece preservado. O microclínio geralmente aparece livre de intercrescimentos.

O quartzo apresenta padrão microestrutural bastante variado. Em alguns leitos forma agregados granoblásticos grossos, onde grãos aproximadamente equigranulares exibem formas fortemente irregulares e contatos entre grãos interlobados, indicativos de recristalização por migração de borda de grãos. Alguns cristais grossos exibem subgrãos poligonais internos. Em alguns leitos o quartzo forma agregados poligonizados, formando texturas em mosaico de alto equilíbrio com contatos retos entre grãos, junções tríplices a aproximadamente 120° e ausência de extinção ondulante, indicando superposição de recristalização estática. Também ocorrem grãos extremamente finos (poucas micras) isolados ou em agregados restritos desenvolvidos ao longo de bordas de grãos maiores, sugerindo superposição tardia de processos de *bulging recrystallization* (Stipp *et al.*, 2002a, b). Mais raramente ocorrem *ribbons* monocristalinos e policristalinos de granulação grossa em leitos restritos.

A biotita é muito rara e, quando presente, aparece intercrescida com clorita, sendo aparentemente reliquiar.

Clorita, sericita e epidoto ocorrem associados em lâminas de cisalhamento paralelas a subparalelas à foliação principal definida pela orientação preferencial dos minerais nos leitos quartzo-feldspáticos. A clorita pode ser porfiroblástica e lenticularizada, ou fina e euédrica associada a quartzo em leitos granoblásticos. O epidoto é subédrico a euédrico, orientado segundo a foliação principal, ou rotacionado, formando indicadores tipo delta sinistrais. A sericita é fibrosa, apresenta-se geralmente orientada na foliação principal, ou ainda crenulada desenhando uma foliação fortemente oblíqua. Clorita e epidoto ocorrem também disseminados na matriz quartzo-feldspática, fortemente orientados segundo a foliação principal.

Cristais de feldspato em contato com leitos ricos em clorita, sericita e epidoto, apresentam-se intensamente sericitizados, enquanto cristais presentes em domínios mais distantes de tais leitos mostram-se inalterados. Essa feição sugere que ocorreu alteração hidrotermal por infiltração de fluidos de origem externa.

Ademais, ocorrem vênulas discordantes da foliação principal, preenchidas por epidoto nas bordas e carbonato no centro, sugerindo etapas tardias de alteração hidrotermal.

4.3. Química Mineral

Duas amostras de rochas do Complexo Atuba foram analisadas em microsonda eletrônica, sendo uma de uma banda tonalítica (DR-164B) e outra de uma banda anfibolítica (DR-133A). As fases minerais analisadas em ambas as amostras compreendem anfibólio, plagioclásio, biotita e clorita.

Na amostra DR-164B foram estudados dois tipos texturais de anfibólio cálcico: (1) porfiroblastos prismáticos longos orientados segundo o bandamento composicional, (2) cristais presentes em lâminas intensamente retrometamorfizadas com geração de clorita, biotita, epidoto e titanita tardias. O anfibólio porfiroblástico classifica-se como hornblenda magnesiânica, enquanto aquele presente nas bandas retrometamorfizadas como ferro-tschermakita (*Fig. 4.12*), segundo nomenclatura de Leake *et al.* (1997).

Figura 4.12.

Classificação de anfibólios cálcicos segundo Leake et al. (1997). Amostras DR-133A e DR-164B, Complexo Atuba, região da Serra do Azeite.

O anfibólio porfiroblástico apresenta zonação composicional marcada pelo decréscimo nos teores de Na, Ti e Al total e tetraédrico, acoplado ao aumento no teor de Si do núcleo em direção às bordas dos cristais (*Fig. 4.13a-d*). Numerosos estudos em anfibólios cálcicos de metabasitos demonstram claramente que, com o aumento da temperatura, o anfibólio presente em

rochas contendo fases minerais ricas em Ti e Al exibe aumento nos teores de Ti, Al, Na e K, e concomitante decréscimo em Si e Fe+Mg+Mn±Ca total (e.g. Spear, 1980, 1981; Blundy & Holland, 1990; Ernst & Liu, 1998). Assim, a zonação composicional observada deve estar relacionada a um reequilíbrio parcial associado a metamorfismo retrógrado. A diminuição do teor de Al total pode ser interpretada também como resultado de decréscimo na pressão. Seguindo o mesmo raciocínio podemos interpretar que a composição do anfibólio presente nas bandas intensamente retrometamorfizadas (ferro-tschermakita) associado aos teores mais elevados de Al, Na e Ti e menores em Si em relação à hornblenda magnesiânica podem indicar que esse anfibólio representa uma relíquia formada em condições de temperatura e pressão mais altas.

Figura 4.13. Diagramas binários para o anfibólio presente na amostra DR-164B. Valores em átomos por fórmula unitária.

O anfibólio presente na amostra DR-133A (banda anfibolítica em ortogneisse) é do tipo cálcico e apresenta-se principalmente no campo da tschermakita, segundo nomenclatura de Leake *et al.* (1997), embora duas análises caiam no campo da hornblenda magnesiânica, porém, bem no limite entre os dois campos (Fig. 4.12). O anfibólio neste caso não apresenta variações composicionais significantes em relação aos elementos maiores (Fig. 4.14), e quando ocorrem tais variações, estas não mostram relação clara com a posição dentro do cristal (núcleo versus borda).

O plagioclásio presente nas bandas tonalíticas (DR-164B) é porfiroblástico e apresenta zonação óptica definida por uma extinção concêntrica. Contudo, o padrão de zonação química é heterogêneo e, por vezes, oscilatório. O perfil composicional mostrado na figura 4.15a é marcado pela diminuição contínua nos teores de anortita (de 24 a 23%) e ortoclásio (de 2,7 a 0,7%) do núcleo em direção às bordas dos cristais, acompanhado pelo aumento no teor de albita (de 73 a 76%). Um padrão inverso pode ser observado no perfil composicional mostrado na mesma figura, onde os teores variam de $Ab_{77} An_{19}$ no núcleo a $Ab_{76} An_{24}$ na borda do cristal (Fig. 4.15b).

O plagioclásio presente na amostra DR-133A (banda anfibolítica) apresenta fortes zonações ópticas e químicas. A zonação óptica é definida por uma extinção concêntrica e oscilatória. A zonação composicional é marcada, a grosso modo, por decréscimo nos teores de anortita do núcleo em direção à borda dos cristais (de $An_{36} Ab_{62}$ a $An_{30} Ab_{69}$) conforme mostrado no perfil composicional da figura 4.15c, apesar de certa oscilação.

Figura 4.14. Diagramas binários para o anfibólio presente na amostra DR-133A. Valores em átomos por fórmula unitária.

Três tipos texturais de biotita foram analisados na amostra DR-164B: (1) biotita verde fina e tardia cristalizada na borda de porfiroblastos de hornblenda (ferro-tschermakita), (2) biotita vermelha fina e euédrica incluída no núcleo de porfiroblasto de plagioclásio, e (3) biotita vermelha, porfiroblástica, fortemente orientada segundo o bandamento composicional. A biotita verde tardia (claramente retrometamórfica pela relação microestrutural) apresenta os menores teores de Ti (0,058-0,063 átomos por fórmula unitária – a.f.u) e cai totalmente fora do padrão de

variação apresentado pelas biotitas dos outros tipos microestruturais, quando observada nos gráficos relacionando Ti e Al nos sítios tetraédrico e octaédrico (Fig. 4.16). No caso dos outros tipos de biotita, ocorre uma correlação negativa entre os teores de Ti e Al no sítio octaédrico, refletindo reequilíbrios parciais posteriores ao pico metamórfico (Fig. 4.16). Os conteúdos de X_{Mg} e Al no sítio tetraédrico não apresentam variações significativas (Fig. 4.16).

Figura 4.15. Perfis composicionais de cristais de plagioclásio presente nas amostras DR-164B e DR-133A, Complexo Atuba, região da Serra do Azeite.

A biotita presente na amostra DR-133A é vermelha, porfiroblástica, euédrica e fortemente orientada segundo uma xistosidade penetrativa. Apresenta variações composicionais significativas em relação aos teores de Ti, Al (iv) e Al (vi). Os gráficos relacionando Ti versus Al (iv) e Al (vi) mostram, respectivamente, correlações positiva e negativa (Fig. 4.16), refletindo reequilíbrios incompletos posteriores ao pico metamórfico. Os conteúdos de K_2O e X_{Mg} não apresentam variações significativas (Fig. 4.16).

Figura 4.16. Diagramas binários de biotita presente nas amostras DR-164B e 133A, relacionando Ti com Al nos sítios octaédrico (A) e tetraédrico (B); K_2O contra TiO_2/Al_2O_3 (C); e X_{Mg} versus Al tetraédrico (D). Os conteúdos de Al e Ti são expressos em átomos por fórmula unitária, enquanto os teores de K_2O em porcentagem.

4.4. Metamorfismo

A presença de grande quantidade de leucossomas graníticos nos ortognaisses do Complexo Atuba atesta a ocorrência de fusão parcial. Esta situação é confirmada pela presença de microclínio e quartzo com feições de crescimento mímico a partir de fundido silicático. Contudo, a natureza ortoderivada e a mineralogia das rochas em questão não permitem uma identificação segura dos processos de fusão (em presença ou ausência de água livre no sistema) pelos quais as rochas passaram, baseada nos métodos utilizados neste trabalho.

O hornblenda-biotita ortogneisse bandado, litotipo de maior ocorrência no Complexo Atuba (Gnaisses Bandados Barra do Azeite), apresenta mesossomas de composição tonalítica ricos em hornblenda e biotita, leucossomas de composição granítica a granodiorítica com rara biotita, e hornblenda ausente, e ainda bandas e boudins de composição anfibolítica formados essencialmente por magnésio-hornblenda, andesina e biotita. Por vezes os leucossomas apresentam bordas milimétricas com concentração de biotita (melanossomas).

Os leucossomas de composição granítica podem ser gerados na fácies anfibolito superior pela fusão incongruente da muscovita. Porém, não existem dados conclusivos que suportem esta hipótese, uma vez que não encontramos muscovita em nenhuma amostra analisada de mesossoma e leucossoma. Embora esta evidência possa ser explicada como um resultado de consumo total de muscovita pré-existente, por reações de quebra deste mineral, não existem evidências de que o protolito tivesse muscovita, tornando essa interpretação uma mera especulação.

A presença de leucossomas de composição granodiorítica sugere a possibilidade de migmatização por fusão incongruente da biotita, o que marcaria o início da fácies granulito. Melanossomas ricos em biotita nas bordas de leucossomas, observados localmente poderiam representar fases residuais não envolvidas na fusão, caso as reações de quebra da biotita não tenham sido alcançadas. Em outra hipótese a rocha poderia ter alcançado a reação de quebra da biotita na progressão do metamorfismo, gerando um fundido de composição granodiorítica que não teria sido retirado da rocha, e teria reagido com a encaixante devido à queda da temperatura, gerando uma lâmina rica em biotita pela mesma reação de quebra deste mineral em sentido inverso (retro-reação).

Silva (2005) realizou um estudo petrológico em duas pedreiras de ortognaisses bandados do Complexo Atuba (pedreiras Atuba e Ita), muito semelhantes e correlatos às rochas aqui estudadas. Os estudos da autora envolveram investigações de geoquímica, química mineral e geotermobarometria. Em rochas da Pedreira Atuba (seção tipo do complexo homônimo, arredores de Curitiba-PR), a autora obteve valores de $718 \pm 27^\circ\text{C}$ e $6,9 \pm 0,5$ kbar para a migmatização,

utilizando o geotermômetro hornblenda-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) e o geobarômetro Al-em-hornblenda (Anderson & Smith, 1995). Em rochas da Pedreira Ita obteve valores de $724 \pm 17^\circ\text{C}$ e $6,8 \pm 0,5$ kbar, utilizando as mesmas calibrações. A autora identificou ainda um granito intrusivo provavelmente gerado por fusão parcial de tonalito com plagioclásio ainda em equilíbrio, cujos valores de K, Rb e Zr sugerem fusão incongruente da biotita.

Considerando os estudos de Silva (2005) e as investigações aqui realizadas, é provável que parte da migmatização apresentada pelo Complexo Atuba tenha ocorrido por fusão incongruente da biotita, sem, no entanto, o consumo completo deste mineral. Ortopiroxênio não foi observado nas rochas do Complexo Atuba estudadas no presente trabalho, nem no trabalho de Silva (2005), embora gnaisses com ortopiroxênio coexistindo com granada e hornblenda tenham sido descrito por Siga Júnior (1995, pág. 77-78; Fotomicrografia 3E-F, pág. 98) e Harara (2001).

A paragênese hornblenda + andesina presente nas bandas e boudins anfibolíticos, associada à ausência generalizada de epidoto e clorita progressivos, sugere condições metamórficas mínimas de fácies anfibolito. Segundo Bucher & Frey (1994) a mesma reação contínua que produz a mineralogia inicial da fácies anfibolito continua consumindo clorita e epidoto na fácies anfibolito inferior. Eventualmente clorita desaparece completamente ao redor de 550°C e epidoto não é tipicamente encontrado em anfibolitos metamorfizados acima de 600°C . Condições de desaparecimento da clorita em rochas metabasálticas foram determinadas experimentalmente em 550°C a 2 kbar e 575°C a 5 kbar (Liou *et al.*, 1974) e 525°C a 5 kbar (Apted & Liou, 1983) (Fig. 4.17). Condições de desaparecimento do epidoto determinadas por Liou *et al.* (1974) e Apted & Liou (1983) são mostradas na figura 4.17. A ausência generalizada de clorita e epidoto progressivos, nas rochas em questão, sugere que estas alcançaram temperaturas superiores a 600°C (Fig. 4.17). Como ortopiroxênio é ausente, o campo de estabilidade provável delimitado pelas reações B, C e F (Fig. 4.17) fornece temperaturas entre 600 - 850°C .

A hornblenda presente nas bandas e boudins anfibolíticos não apresenta variações composicionais significantes em relação aos elementos maiores, e quando ocorrem tais variações, estas não mostram relação clara com a posição dentro do cristal (núcleo versus borda), sugerindo que esse litotipo deve ter sido equilibrado com as condições de pico metamórfico. Contudo, o plagioclásio apresenta zonação composicional forte marcada por um decréscimo no teor de anortita em direção às bordas dos cristais.

A hornblenda presente nos mesossomas tonalíticos apresenta zonação composicional marcada pelo decréscimo nos teores de Na, Ti e Al total e tetraédrico, acoplado ao aumento no

teor de Si do núcleo em direção às bordas dos cristais, o que sugere reequilíbrios parciais associados ao decréscimo na temperatura.

Fig. 4.17. Grade petrogenética reunindo as principais reações experimentalmente determinadas para rochas metamórficas de composição básica (modificado de Pattison, 2003). As curvas contínuas e tracejadas referem-se a sistema saturado e insaturado em sílica, respectivamente. Em cinza encontra-se o campo provável de estabilidade para as paragéneses presentes nos boudins anfibolíticos do Complexo Turvo-Cajati. Reações: (A) e (B) segundo Liou et al. (1974) e Apter & Liou (1983); (C) segundo Ellis & Thompson (1986), Rushmer (1991), Beard & Lofgren (1991), Wolf & Wyllie (1994), Patiño Douce & Beard (1995), Nair & Chacko (2000); (D) segundo Rushmer (1993) e Patiño Douce & Beard (1995); (E) Choudhuri & Winkler (1967), Binns (1969) e Spear (1981); (G) segundo Piwinski (1968), Johannes (1978) e Wyllie & Wolf (1993).

Efeitos de retrometamorfismo avançado, com recristalização dinâmica do quartzo e alteração hidrotermal provavelmente metassomática (sericitização, cloritização, epidotização e carbonatação) dos ortognaisses ocorrem tipicamente associados à milonitização em algumas regiões de contato entre os ortognaisses bandados do Complexo Atuba e xistos e paragneisses do Complexo Turvo-Cajati.

4.5. Geotermobarometria e Interpretação de Trajetória *P-T*

Estimativas das condições de temperatura de pico metamórfico para as amostras de ortognaisse (DR-164B) e boudin anfibolítico (DR-133A) foram realizadas utilizando principalmente o geotermômetro hornblenda-plagioclásio, calibração de Holland & Blundy (1994), com o auxílio do programa HB-PLAG v. 1.2 (Holland & Blundy, 1998). Tentativamente, aplicamos o geotermobarômetro de Gerya *et al.* (1997), cuja expressão analítica baseia-se na dependência composicional do anfibólio em relação às condições de temperatura e pressão para quarenta e oito pontos de dados experimentais. Entretanto, utilizou-se a expressão modificada por Zenk & Schulz (2004) para incluir os efeitos de estimativas de Fe^{3+} no anfibólio. Os resultados são apresentados na tabela 4.2 e na figura 4.18.

Embora o plagioclásio presente na amostra DR-133A mostre forte zonação composicional, a hornblenda é praticamente homogênea, de maneira que somente o último equilíbrio pôde ser estimado. Estimativas usando a calibração de Holland & Blundy (1994) para vários pares de composições minerais forneceram temperaturas entre 670 e 730°C, assumindo uma pressão de 7 kbar de referência. O geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004), que utiliza somente a composição do anfibólio, forneceu condições de 614-638°C e 6,0-6,4 kbar.

Tabela 4.2. Resultados geotermobarométricos para amostras DR-133A e DR164B, Complexo Atuba.

Amostra	Pressão (kbar) assumida	T (°C)	P (kbar) calculada	Posição	Método	Geotermômetro
DR-133A	7	700 ± 30		borda/matriz	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-164B	7	708 ± 78		total	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-164B	7	653 ± 23		borda/matriz	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-164B	7	738 ± 47		núcleo	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-133A		626 ± 12	6,2 ± 0,2	borda/matriz	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-164B		654 ± 08	6,6 ± 0,1	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-164B		598 ± 25	5,4 ± 0,7	borda/matriz	Amp	Zenk & Schulz (2004)

A variação total de temperatura estimada com a calibração de Holland & Blundy (1994) para amostra DR-164B situa-se entre 630 e 785°C, assumindo uma pressão de 7 kbar como referência. Contudo, como o anfibólio e o plagioclásio presentes nesta amostra apresentam zonações químicas, foram obtidas temperaturas utilizando composições de bordas e núcleos dos minerais (*Tabela 4.2*). Os resultados confirmam o padrão sugerido pela química mineral, no qual as zonações composicionais do anfibólio registra decréscimo da temperatura em direção às bordas, conforme discutido anteriormente. Dois pares minerais com composições de núcleo forneceram temperaturas entre 691 e 785°C (assumindo pressão de 7 kbar como referência), enquanto os pares de composições de borda forneceram temperaturas entre 630 e 676°C, assumindo a mesma pressão (*Tabela 4.2*). O geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004) forneceu estimativas entre 646-662°C e 6,5-6,7 kbar para composições de núcleo e 573-623°C e 4,7-6,0 kbar para composições de borda do anfibólio.

Observa-se que as temperaturas obtidas pelo geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004) são da ordem de 30-140°C menores em relação àquelas fornecidas geotermômetro de Holland & Blundy (1994). Este fato pode ser explicado pela divergência entre a associação utilizada na calibração de Gerya *et al.* (1997) (anfíbólio + plagioclásio + epidoto + clorita + quartzo + fase titanífera) e a observada nas amostras DR-133A e DR-164B (clorita e epidoto ausentes). Embora os dados devam ser considerados com muita precaução, no momento as estimativas de pressão obtidas pela expressão de Gerya *et al.* (1997) modificada por Zenk & Schulz (2004) são as melhores aproximações possíveis, considerando que o barômetro baseado no teor de alumínio em hornblenda tenha sido calibrado para rochas ígneas não afetadas por metamorfismo.

Fig. 4.18. Resultados geotermobarométricos das amostras DR-133A e DR-164B, Complexo Atuba. As curvas são referentes às estimativas utilizando o par hornblenda-plagioclásio com a calibração de Holland & Blundy (1994), enquanto os pontos utilizando o geotermobarômetro de Gerya et al. (1997) modificado por Zenk & Schulz (2004). As áreas preenchidas em tons de cinza claro e escuro no diagrama da amostra DR-164 representam estimativas utilizando composições de bordas e núcleos de minerais, respectivamente.

Mesmo as temperaturas estimadas para o equilíbrio metamórfico das amostras DR-133A e DR-164B com a calibração de Holland & Blundy (1994) são demasiadamente baixas para que tivesse ocorrido fusão incongruente da biotita, conforme possibilidade levantada no capítulo anterior. Deste modo, considerando que ocorreu anatexia parcial nas faixas de temperatura obtidas, é mais provável que este processo tenha ocorrido em presença de água livre no sistema, provavelmente por uma reação do tipo: $Qtz + Pl + Kfs + H_2O = \text{Fundido}$. A abundância relativa de plagioclásio frente a conteúdos subordinados de quartzo e notadamente feldspato potássico sugere maior consumo deste último na reação acima, o que corrobora com a formação de leucossomas muito ricos em microclínio. Contudo, as temperaturas fornecidas para composições de núcleos de anfibólio e plagioclásio da amostra DR-164B ($738 \pm 47^\circ\text{C}$) seriam compatíveis com o início da fusão incongruente da biotita, de maneira que esta possibilidade não pode ser totalmente descartada. A trajetória P - T interpretada para o Complexo Atuba é indicada pela seta pontilhada na figura 4.18.

5. SUÍTE ALTO TURVO

A apresentação dos dados geológicos da Suíte Alto Turvo não segue a mesma divisão em regiões, conforme anteriormente discutido para os complexos Turvo-Cajati e Atuba, embora algumas vezes ocorrências de rochas localizadas nas duas regiões mapeadas sejam citadas no texto. Assim, os dados serão discutidos conjuntamente para toda área de ocorrência desta unidade dentro da área estudada. O mapa geológico contendo os pontos de descrição de afloramentos é apresentado na figura 5.1.

5.1. Descrições Macroscópicas

A Suíte Alto Turvo apresenta forte assinatura gama-espectrométrica marcada por baixos de K, Th e U (*Fig. 5.1*). Compreende principalmente rochas de composição básica a intermediária, muitas vezes com características aparentemente ígneas. Embora muitas vezes seja difícil saber ao certo a natureza da rocha (ígneas não metamorfizadas ou metamorfizadas), em outros casos efeitos de metamorfismo em fácies anfibolito e granulito e migmatização são bem evidentes.

O litotipo principal descrito em campo consiste de um hornblenda gnaiss básico cinza escuro, de granulação fina a média, que pode apresentar foliação definida por orientação preferencial de forma dos minerais, sem um bandamento diferenciado bem formado, ou um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico de espessura bastante contínua em leitos individuais, com alternância entre leitos anfibolíticos cinza escuros e leitos anortosíticos esbranquiçados (*Fig. 5.2*). Feições indicativas de migmatização observadas incluem bandas irregulares e bolsões leucossomáticos de composição tonalítica, que podem ser paralelas ou discordantes do bandamento gnáissico (*Fig. 5.3*), e bolsões pegmatóides hololeucocráticos tipicamente truncando a foliação (*Fig. 5.4*). Localmente o bandamento gnáissico aparece dobrado em padrão isoclinal intrafolial (*Fig. 5.5*).

Alguns corpos anfibolíticos alongados, de espessuras centimétricas a métricas, truncam o bandamento gnáissico, embora apresentem uma foliação interna de maneira geral concordante. Também ocorrem variações estruturais dos anfibolitos com termos isótrofos a pouco foliados e, mais raramente, com texturas blastoporfiríticas onde cristais centimétricos de feldspato encontram-se envolvidos por matriz fina a muito fina, rica hornblenda e biotita.

Figura 5.1. A) Mapa de aerogama-espectrometria (contagem total em $\mu\text{R/h}$) mostrando a assinatura da Suíte Alto Turvo com baixas contagens de elementos. B) Mapa geológico simplificado de área abrangendo a Suíte Alto Turvo (Complexo Serra Negra). Pontos em branco descritos neste trabalho, amarelo em Moraes et al. (em preparação), azul em Algarte et al. (1974), verde em (Silva et al., 1981)

Por vezes ocorrem corpos tabulares intrusivos, de espessuras métricas, constituídos por granitóide blastoporfírico protomilonítico, com megacristais centimétricos de feldspato róseo tabular. A foliação principal, de natureza milonítica, está associada a forte estiramento de minerais o que confere uma intensa lineação.

Outras variações litológicas incluem ortogneisse granítico leucocrático, branco a cinza claro, grosso, bastante heterogêneo, embora não bandado, com intensa foliação definida pela orientação de forma dos minerais. Bandas, enclaves e bolsões irregulares constituídos por rocha anfibolítica grossa ocorrem frequentemente. Também ocorrem corpos intrusivos de granitóides brancos, hololeucocráticos, isótipos a pouco foliados.

Figura 5.2. Gnaiss básico com alternâncias entre bandas cinza escuras dominantes de composição anfibolítica e bandas brancas subordinadas de composição anortosítica. Suíte Alto Turvo, região de Barra do Turvo.

Na região de Barra do Turvo, em faixa alongada segundo a Zona de Cisalhamento Faxinal (Fig. 5.1), ocorre expressivo corpo de centenas de metros de espessura constituído predominantemente por anfibolito fino a médio, negro, homogêneo, foliado a pouco foliado. Nas proximidades da zona de cisalhamento os corpos de anfibolito se alternam com camadas e lentes pouco espessas (decímetros a metros), heterogeneamente cisalhadas, de filito, formação ferrífera fácies magnetita, rochas metavulcano-sedimentares metamorfizadas em fácies xisto verde inferior e rochas graníticas róseas. Com exceção dos corpos graníticos, as demais intercalações aparentemente são exóticas, conforme será discutido em mais detalhe posteriormente.

Fig. 5.3. Leucossoma tonalítico lenticular concordante com o bandamento gnáissico truncado por leucossoma em orientação perpendicular. Suíte Alto Turvo, região de Barra do Turvo.

Acompanhando a Zona de Cisalhamento Faxinal (*Fig. 5.1*), ocorre uma faixa de centenas de metros de espessura constituída por hornblenda gnaiss cinza esverdeado, milonítico a ultramilonítico, bandado e laminado, onde leitos ricos em hornblenda e subordinadamente biotita se alternam com leitos quartzo-feldspáticos. O bandamento milonítico apresenta-se dobrado segundo padrão isoclinal com eixo subhorizontal paralelo à lineação de estiramento. Em lâmina petrográfica observamos porfiroclastos lenticulares de feldspato como pseudomorfos totalmente sericitizados/saussuritizados, envoltos por matriz recristalizada de granulação média, composta por *ribbons* de quartzo em leitos muito contínuos alternados por leitos ricos em hornblenda, epidoto e feldspato (sericitizado/saussuritizado). A hornblenda é metamórfica, encontra-se em equilíbrio e orientada na foliação milonítica indicando uma milonitização em fácies anfibolito. Localmente ocorrem leitos ricos em clorita tardia, indicando um retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

Na região de Barra do Turvo ocorre ainda um corpo intrusivo de dimensão quilométrica constituído por quatro fácies principais de granitóides em geral gnáissicos. A fácies predominante corresponde granito gnaiss branco, fino a médio, com feldspato branco e biotita concentrada em lentes centimétricas com espessuras milimétricas orientadas segundo uma foliação de natureza milonítica. A segunda fácies consiste de granitóide blastoporfirítico milonítico, com megacristas de feldspato róseo lenticularizado com até 7 cm de diâmetro maior, envolto por matriz fina, fortemente orientada, onde lâminas e lentes ricas em biotita se alternam com domínios quartzo-feldspáticos predominantes. A terceira fácies corresponde a um leucogranito róseo, equigranular fino e isótropo, com biotita disseminada na matriz. A quarta fácies consiste de ultramilonito extremamente fino e laminado. Ocorrem ainda veios quartzo-feldspáticos de espessura métrica, rosados, com estrutura milonítica e trama linear (tectonito tipo L).

No ponto DR-104 (Serra do Azeite) foi observado um xisto metabásico milonítico constituído por quartzo, clorita, biotita e epidoto, de cor verde escuro, estrutura bandada e laminada, com passagens para porções mais grossas quartzo-feldspáticas de aspecto gnáissico. O bandamento é conspícuo, de espessura subcentimétrica contínua em leitos individuais, definido pela alternância entre leitos ora quartzo-feldspáticos leitosos, ora negros ricos em clorita e biotita. Esse bandamento apresenta-se dobrado segundo padrão isoclinal com vergência para NE.

Fig. 5.4. Bolsão pegmatóide truncando estruturas de gnaiss anfibolítico, e incorporando xenólitos deste. Suíte Alto Turvo, Serra do Azeite.

Fig. 5.5. Gnaiss com bandamento diferenciado dobrado em padrão isoclinal intrafolial. Suíte Alto Turvo, região de Barra do Turvo.

Na região de contato entre a Suíte Alto Turvo e o Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha (região da Serra do Azeite – *Fig. 3.2*), ocorrem alternâncias entre camadas de hornblenda-biotita xisto feldspático e quartzo-feldspato xisto, todos miloníticos a ultramiloníticos, com estrutura bandada e laminada e intensa lineação de estiramento. Incluem ainda intercalações de corpos métricos a submétricos de granito róseo, leucocrático a hololeucocrático, protomilonitizado.

Em perfil realizado entre Serra Negra e Guaraqueçaba (PR) (escala de reconhecimento), foram visitados afloramentos pertencentes ao Complexo Serra Negra (Silva & Algarte, 1981). O objetivo principal pelo qual realizamos este perfil foi o reconhecimento das rochas do Complexo Serra Negra e tentativamente estabelecer suas relações com as rochas da Suíte Alto Turvo. Na localidade de Serra Negra e arredores ocorrem afloramentos de charnockitóide médio a fino, equigranular, esverdeado, geralmente isótropo, embora localmente cortado por veios graníticos conferindo aspecto gnáissico. Predominam estruturas tipicamente ígneas, embora na estrada entre Serra Negra e Antonina ocorram variações de charnockitóides gnáissicos mais félsicos e localmente mais básicos.

5.2. Descrições Microscópicas

A Suíte Alto Turvo consiste de um conjunto de rochas predominantemente básicas a intermediárias, heterogeneamente deformadas e metamorfizadas. Os seguintes grupos de rochas podem ser divididos com base na associação mineralógica principal: (a) gnaisses granulíticos básicos a intermediários preservados de retrometamorfismo; (b) gnaisses granulíticos básicos a intermediários intensamente retrometamorfizados; (c) anfibolito; (d) metanortorsito; (e) rochas formadas essencialmente por actinolita porfiroblástica; (f) milonitos feldspáticos; (g) hornblenda gnaisses miloníticos; (h) rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares.

5.2.1. Granulitos Máficos

As rochas deste grupo ocorrem no núcleo da unidade, sendo raramente encontradas. Foram originalmente definidas como Complexo Serra Negra (Silva & Algarte, 1981a, b). Consistem de gnaisses básicos a intermediários (composição variando de leucogabro a granodiorito) formados essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Quartzo,

hornblenda e minerais opacos podem ser essenciais ou acessórios, enquanto microclínio, apatita e zircão são invariavelmente acessórios.

Tabela 5.1. Proporções entre fases minerais de rochas metabásicas e ácidas da Suíte Alto Turvo. (Abreviações segundo Kretz, 1983). Hbl-1 = hornblenda M1, Hbl-2 = hornblenda M2.

Amostra	Hbl-1	Hbl-2	Act	Tr	Opx	Cpx	Pl	Kfs	Fd	Ep	Chl	Ttn	Se	Qtz	Bt	Op	Ap	Zrn
DR-041B	-	-	-	-	-	-	48	5	-	1	tr	-	-	45	1	tr	-	tr
DR-041D(1)	-	50	-	-	-	-	10	-	-	7	18	tr	5	10	1	tr	tr	-
DR-041D(2)	-	93	-	-	-	-	5	-	-	tr	-	-	tr	2	-	-	-	-
DR-041D(3)	-	10	-	-	-	-	20	38	-	7	-	tr	7	17	-	1	-	tr
DR-041D(4)	-	20	54	-	-	-	tr	-	-	25	-	-	-	1	-	-	-	-
DR-045	tr	15	27	-	-	tr	45	tr	-	-	-	tr	-	3	5	5	tr	-
DR-104A	-	-	-	-	-	-	x	-	-	x	x	x	x	x	x	x	x	-
DR-108A	5	40	15	-	-	-	tr	-	-	25	5	tr	-	tr	-	10	-	-
DR-112F(1)	-	45	-	-	-	-	15	-	-	20	10	tr	3	5	2	tr	tr	-
DR-112F(2)	-	tr	-	-	-	-	45	-	-	7	3	tr	3	42	tr	tr	tr	-
DR-114B	13	7	78	tr	-	-	-	-	-	-	1	tr	-	tr	-	1	tr	-
DR-175(1)	-	38	-	-	-	-	35	-	-	3	1	1	1	9	7	5	tr	-
DR-175(2)	-	tr	-	-	-	-	-	-	53	2	1	tr	7	35	1	1	tr	tr
DR-176	-	76	-	-	-	-	10	tr	-	tr	3	2	-	1	7	1	tr	-
DR-177	15	20	-	-	-	-	40	-	-	1	9	-	10	5	tr	tr	-	-
DR-178C	-	1	-	-	-	-	27	37	-	2	tr	tr	3	26	3	1	tr	tr
DR-180	1	5	7	-	tr	5	70	-	-	-	1	tr	-	1	tr	10	tr	-
DR-181	10	2	tr	-	tr	2	60	-	-	1	tr	tr	tr	7	7	10	tr	-
DR-183(A)	tr	-	tr	-	-	tr	46	8	-	4	-	-	-	27	5	10	tr	tr
DR-183(B)	30	tr	5	-	-	1	47	-	-	2	tr	-	-	7	4	4	tr	-
DR-183NA	tr	tr	20	-	-	2	66	-	-	1	tr	-	tr	5	6	10	tr	-
AT-290		x					x											
AT-291		x					x							x	x			
AT-489	tr	tr	-	-	20	5	51	2	-	-	-	-	-	15	-	7	tr	tr
UD-123A		tr	x											tr				
UD-123B		x					x			x	x			x	x			
UD-126A		x					x			x	x			x				
UD-130B							x			x	x			x				
UD-168		x					x							x				
UD-170		x					x			x				x				
UD-288	15	-	-	-	5	6	60	1	-	-	-	-	-	10	-	3	tr	tr
UD-291	10	-	-	-	13	13	58	1	-	-	-	-	-	2	-	3	tr	tr
UD-298			x											x				

A microestrutura é caracterizada por grãos equidimensionais com ausência ou fraca orientação preferencial de forma, de modo que é difícil saber ao certo a natureza da rocha (se ígnea ou metamórfica) numa primeira avaliação. Contudo, alguns critérios podem ser utilizados para identificar essa natureza (e.g. Vernon, 1999).

Plagioclásio é o mineral amplamente mais abundante. É equidimensional e apresenta geminação polissintética bem formada. Forma mosaicos de alto equilíbrio com contatos retos entre os grãos e junções triplíces a aproximadamente 120°. Comumente apresenta lamelas de exsolução de feldspato alcalino. Mesmo em grãos alongados, a geminação polissintética não segue a orientação do alongamento, sugerindo natureza metamórfica para o plagioclásio (cf. Vernon, 1999). Microestruturas tipicamente ígneas, tal como zonação oscilatória, são ausentes. São comuns domínios com plagioclásio parcialmente corroído, com bordas arredondadas em contato com microclínio, quartzo e raramente plagioclásio intersticiais (Figs. 5.6 e 5.7), com

terminações em cúspide, mimetizando líquido. Essa microestrutura indica relações entre sólido-líquido onde o plagioclásio seria uma fase residual de reações de fusão parcial (reagente), e quartzo e microclínio teriam se cristalizado a partir de líquido silicático. Quartzo e microclínio ocorrem essencialmente dessa forma, embora o quartzo ocorra por vezes como inclusões esféricas principalmente em cristais de plagioclásio e raramente como fase residual parcialmente corroída, arredada, envolta por feldspato mimetizando líquido.

Figura 5.6. Fotomicrografia de granulito da Suíte Alto Turvo. No centro ocorrem cristais parcialmente corroídos de plagioclásio (cor de interferência amarelo) e piroxênio (cor de interferência lajanja) envoltos por microclínio e quartzo intersticiais. O cristal de plagioclásio no canto superior esquerdo (cor de interferência azul) apresenta bordas arredondadas e relações côncavo-convexas com o quartzo com terminações em cúspide (cor de interferência roxo) apontando para o plagioclásio. Polarizadores cruzados + placa de gipso.

Localmente ocorrem cristais de plagioclásio com faces euédricas crescidas contra quartzo intersticial mimetizando líquido. Ademais ocorrem cristais arredondados de plagioclásio inclusos em clinopiroxênio e ortopiroxênio e cristais grossos de plagioclásio por vezes apresentam inclusões arredondadas de clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda.

Figura 5.7. Fotomicrografias de granulito da Suíte Alto Turvo. Notar a paragênese entre ortopiroxênio (róseo) e clinopiroxênio (verde). No lado esquerdo da fotomicrografia superior (polarizadores cruzados) ocorre domínio com plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio parcialmente corroídos envolvidos por quartzo intersticial mimetizando líquido magmático. O mesmo ocorre no lado direito da fotomicrografia. Polarizadores cruzados e descruzados (lado maior das fotomicrografias 2,6 mm).

Ao microscópio petrográfico o ortopiroxênio é fortemente pleocróico, com variações entre cores rosadas e esverdeadas, enquanto o clinopiroxênio é verde, sem pleocroísmo e rico em lamelas de exsolução nos núcleos dos cristais. As duas fases ocorrem em paragênese (*Fig. 5.7*), embora comumente ocorram cristais parcialmente corroídos de clino e ortopiroxênio em contato com quartzo ou microclínio intersticiais mimetizando líquido (*Figs. 5.6 e 5.7*).

A hornblenda é castanho escuro esverdeada e geralmente apresenta microestruturas de desequilíbrio, tais como bordas de reação corroídas envoltas por minerais opacos e quartzo mimetizando líquido.

5.2.2. Granulitos Máficos Heterogeneamente Retrometamorfizados

São rochas microestruturalmente muito semelhantes aos granulitos máficos preservados, onde o plagioclásio, muito abundante, forma mosaicos de alto equilíbrio com contatos retos entre os grãos e junções tríplexes a aproximadamente 120° (*Fig. 5.8*).

As rochas descritas nos pontos DR-180, DR-181 e DR-183 correspondem aos termos retrometamorfizados em menor intensidade. Apresentam forte foliação definida pela orientação preferencial de forma de plagioclásio e alongamento de agregados de minerais máficos (*Fig. 5.9*). Plagioclásio e minerais opacos são os minerais essenciais, enquanto hornblenda castanho escura, clinopiroxênio, quartzo, hornblenda azul esverdeada (retro-metamórfica), actinolita e biotita podem ser essenciais ou acessórios (*Tabela 5.1*). Demais acessórios e traços incluem titanita, apatita, clorita, epidoto, sericita, carbonato e raros restos de ortopiroxênio (*Tabela 5.1*).

O plagioclásio nestas rochas invariavelmente apresenta bordas e fraturas internas substituídas por saussurita e hornblenda azul retro-metamórfica (*Fig. 5.10a, b*). O plagioclásio da lâmina DR-180 mostra inclusões de clinopiroxênio, apatita, minerais opacos e hornblenda castanho escuro-esverdeada, enquanto nas lâminas DR-181 e DR-183 ocorrem abundantes inclusões de ‘bolotas’ de quartzo e ausência de inclusões de clinopiroxênio. Na lâmina DR-181 ocorrem ainda cristais de plagioclásio fino incluídos no clinopiroxênio.

Figura 5.8. Fotomicrografia de gnaiss granulítico retrometamorfizado da Suíte Alto Turvo. Mosaicos de plagioclásio com contatos retos entre os grãos e junções tripliques a aproximadamente 120° . Notar cristais parcialmente substituídos de clinopiroxênio (altas cores de interferência) envolvidos por bordas de hornblenda azul fibrosa (cor de interferência verde). Amostra DR-181, polarizadores cruzados (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

Figura 5.9. Fotomicrografia de gnaiss retrometamorfizado da Suíte Alto Turvo. Notar orientação preferencial de forma de plagioclásio e agregados de minerais máficos. Amostra DR-180, polarizadores cruzados e descruzados (lado maior das fotomicrografias 10,2 mm).

Figura 5.10. Fotomicrografias de gnaiss básico retrometamorfizado da Suíte Alto Turvo, amostra DR-180. a) clinopiroxênio com bordas substituídas por hornblenda azul e núcleo parcialmente substituído por actinolita $\pm$ clorita; notar fraturas em plagioclásio preenchidas por hornblenda azul (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm). b) notar hornblenda castanho e clinopiroxênio com bordas substituídas por hornblenda azul, e mineral (provavelmente piroxênio) pseudomorfizado por actinolita $\pm$ clorita (lado maior da fotomicrografia 2,8 mm).

O clinopiroxênio exibe pleocroísmo fraco entre verde pálido, amarelo pálido e cinza. Apresenta-se desequilibrado, com bordas, fraturas internas e zonas de clivagens substituídas por hornblenda azul (Fig. 5.10a, b). Ocorre comumente incluído em plagioclásio, ou entre grãos deste. Geralmente apresenta inclusões de mineral opaco tabular euédrico a subédrico, plagioclásio, hornblenda castanho escura, apatita e quartzo com formas esféricas.

A hornblenda castanho escuro-esverdeada (reliquiar da fase granulítica) é grossa (Fig. 5.10b), subidiomórfica a idiomórfica e apresenta-se disseminada na rocha em equilíbrio com o plagioclásio. Mostra em geral inclusões de minerais opacos e apatita, e, subordinadamente, inclusões de quartzo em forma esférica. Por vezes aparece incluída em cristais de clinopiroxênio, estando, neste caso, bem preservada da substituição intensa que afetou o hospedeiro. Comumente apresenta bordas substituídas por hornblenda azul retrometamórfica.

O quartzo, além de incluso em outros minerais reliquiares, aparece intersticial aos cristais na matriz, comumente com formas que mimetizam relações entre líquido e sólido.

Microclínio e mesopertita foram observados exclusivamente em banda tonalítica presente na amostra DR-183. O quartzo nesse leito, além de ocorrer como inclusões esféricas em cristais de plagioclásio e mesopertita, aparece disseminado na matriz ou formando pequenos aglomerados. É geralmente xenomórfico e apresenta extinção pouco ondulante. Os contatos entre grãos são retos a levemente irregulares. Feições de recristalização dinâmica são ausentes nesta lâmina. Por vezes ocorrem também intercrescimentos mirmequíticos.

A hornblenda retrometamórfica é fortemente pleocróica entre azul água marinho e verde oliva, fibrosa, e encontra-se principalmente cristalizada nas bordas de clinopiroxênio (*Fig. 5.10a, b*). Actinolita associada com clorita formam agregados microcristalinos como pseudomorfo de mineral totalmente consumido (*Fig. 5.10b*), provavelmente piroxênio (orto e clinopiroxênio). A biotita é retrometamórfica, marrom escura, muito fina e forma agregados intercrescidos com ou envolvendo critais e agregados de minerais opacos, sugerindo que foi formada às custas de consumo destes. Epidoto associado à clinozoisita e sericita aparecem cristalizados principalmente ao longo dos contatos entre os grãos de plagioclásio ou em suas clivagens. Carbonato associado a clorita e epidoto preenche veios tardios.

A apatita é muito fina, euédrica e aparece inclusa em todos os outros minerais presentes na rocha, incluindo os minerais opacos.

Minerais opacos ocorrem inclusos em todos minerais, com exceção de apatita. Geralmente aparecem envolvidos por biotita tardia preferencialmente orientada, salvo quando se encontram inclusos na hornblenda castanho escuro-esverdeada, onde aparece sem feições de desequilíbrio.

5.2.3. *Anfibolitos*

Anfibolitos ocorrem localizadamente na Suíte Alto Turvo, uma vez que a maioria das rochas descrita em campo como anfibolito representam na verdade granulitos máficos parcialmente retrometamorfizados.

Os anfibolitos formam corpos de poucos metros de espessura alongados concordantemente com a estrutura dos gnaisses. Apresentam estrutura anastomosada, onde cristais subcentimétricos tabulares a levemente arredondados de plagioclásio, e agregados lenticulares de plagioclásio fino são amoldados por matriz formada por hornblenda e biotita ($\pm$ clorita intercrescida). A hornblenda encontra-se orientada em duas direções oblíquas semelhantes a pares SC, enquanto os agregados de biotita são preferencialmente paralelos às bandas de cisalhamento C (*Fig. 5.11*).

Ao microscópio petrográfico a hornblenda é verde azulada e apresenta alta razão axial (1:5 a 1:10), sendo geralmente lenticularizada. Comumente os cristais mostram zonação textural fraca definida por núcleos em tons de verde pálido amarelado (actiniolítico) e bordas verde escuro azulada (hornblenda).

Figura 5.11. Fotomicrografia de biotita anfíbolito xistoso da Suíte Alto Turvo, região da Serra do Azeite. Notar alternâncias entre leitos ricos em hornblenda, biotita e plagioclásio. Amostra DR-176, polarizadores descruzados (lado maior da fotomicrografia 2,8 mm).

Figura 5.12. Fotomicrografia de biotita anfíbolito xistoso da Suíte Alto Turvo, região da Serra do Azeite. Notar sombra de deformação de clorita envolvendo porfiroclasto de plagioclásio sericitizado. Amostra DR-176, polarizadores cruzados (lado maior da fotomicrografia 1,39 mm).

Os porfiroclastos de plagioclásio (de origem ígnea) apresentam geminação polissintética bem formada e encontram-se sericitizados ou parcialmente transformados em biotita. Localmente apresentam bordas parcialmente corroídas substituídas por agregados de clorita $\pm$ óxidos de titânio. O plagioclásio forma também agregados lenticulares onde restos de porfiroclastos de granulação média encontram-se envolvidos por mantos de plagioclásio poligonizado de granulação fina a muito fina, formando texturas manto-núcleo. Alguns destes agregados são formados por plagioclásio totalmente poligonizado, com contatos retos entre os grãos, e cristais isolados biotita fina euédrica disseminada. O plagioclásio nestes leitos é livre de sericitização e apresenta geminação polissintética bem formada. Localmente apresenta zonação textural definida por extinção concêntrica. Epidoto ocorre localmente como mineral residual.

A biotita é laranja escuro avermelhada e forma agregados lenticulares de razão axial muito alta ($> 20:1$). Comumente os leitos ricos em biotita são envoltos por agregados de clorita retrometamórfica intercrescida com óxidos de titânio fibrosos ou fibrorradiados (rutilo ou titanita). A clorita ocorre também em sombras de deformação ao redor de porfiroclastos de plagioclásio ígneo (*Fig. 5.12*). Em bandas de cisalhamento localizadas ocorrem faixas de clorita xisto resultantes de transformação total do biotita anfíbolito.

Localmente ocorrem termos transicionais entre granulitos máficos e anfíbolitos. Consistem de rochas pouco foliadas formadas por duas hornblendas (castanho escuro e azul-esverdeada), além de plagioclásio, clorita, quartzo, epidoto, sericita e biotita. Apresentam textura granoblástica onde cristais isolados ou pequenos agregados de plagioclásio aparecem envoltos por matriz rica em hornblenda.

A hornblenda castanho escuro ocorre em núcleos de porfiroblastos com zonação textural, com bordas de hornblenda azul-esverdeada. As microestruturas observadas, (*e.g.* cristais com bordas corroídas da primeira envoltos por agregados caóticos da segunda) sugerem que a hornblenda azul-esverdeada substitui a hornblenda castanho escuro. Interpretamos que a hornblenda castanho escuro constitui uma relíquia da fase granulítica.

Além de presentes como borda de substituição de hornblenda castanho escuro, a hornblenda azul-esverdeada ocorre como porfiroblastos isolados, em agregados em meio aos domínios ricos em plagioclásio, ou ainda em textura simplectítica intercrescida com quartzo, neste caso pseudomorfizando mineral totalmente consumido (piroxênio?).

O plagioclásio é granoblástico, grosso, com geminação bem desenvolvida e composição bastante variável (An_{30-50}), podendo estar pouco a intensamente saussuritizado. Provavelmente representa uma relíquia da fase granulítica.

A clorita aparece intercrescida com hornblenda castanha e hornblenda azul-esverdeada. Entretanto, no primeiro caso, apresenta bordas de reação com geração de hornblenda azul-esverdeada. Ocorre também como pseudomorfo de piroxênio. Geralmente é rica em inclusões de minerais opacos e aparece associada com epidoto euédrico, quartzo e hornblenda azul-esverdeada.

Biotita alaranjada é muito rara e encontrada localmente entre plagioclásio e hornblenda azul-esverdeada, porém com bordas de reação em ambas.

5.2.5. Actinolita Xisto e Actinolita Fels

Rochas formadas essencialmente por actinolita (em torno de 80-90%), com hornblenda subordinada ocorrem na região da Serra do Azeite e, por vezes, formam corpos alongados mapeáveis em escala 1:50.000. Insere-se neste grupo a unidade informalmente denominada de Rochas Verdes de Campos Neto (1983).

Além de actinolita e hornblenda essas rochas apresentam clorita e minerais opacos acessórios, e traços de apatita, quartzo, clinopiroxênio, tremolita e titanita. Ocorrem termos isotropos (actinolita fels) e temos foliados (actinolita xisto) com textura nematoblástica definindo uma xistosidade dobrada intrafolialmente.

Ocorrem dois tipos de hornblenda, uma castanho escuro azulada e outra azul escuro esverdeada. A primeira é interpretada como fase residual relacionada ao metamorfismo em fácies granulito ou, alternativamente, relacionada ao protolito ígneo, enquanto a segunda é tipicamente relacionada à última fase de metamorfismo em fácies xisto verde superior.

A hornblenda castanho escuro azulada apresenta faces retas sendo envolvidas por bordas de actinolita, definindo um zonamento óptico bem marcado. Localmente ocorre como restos parcialmente consumidos com intercrescimentos simplectíticos com actinolita.

A actinolita ocorre como porfiroblastos xenomórficos, por vezes formando agregados lenticulares envolvidos por matriz muito fina com actinolita fibrosa xenomórfica orientada preferencialmente segundo uma xistosidade principal dobrada isoclinalmente. Todo o conjunto define uma microestrutura lenticularizada.

A hornblenda azul escuro esverdeada se assemelha opticamente a uma riebeckita. Aparece geralmente em bordas de cristais zonados de anfibólio com núcleos incolores (tremolita), ou actinolita. Comumente alguns porfiroblastos de anfibólio apresentam zonação óptica com núcleos

de hornblenda castanho escuro azulada passando para tremolita em porções intermediárias dos cristais que, por sua vez, passam para hornblenda azul escuro esvedeada nas bordas.

A clorita é verde médio com cor de interferência marrom, fina, e forma leitos lepidoblásticos restritos, em meio à matriz nematoblástica com actinolita fibrosa, também definindo a xistosidade principal.

Os termos isótopos são formados quase que exclusivamente por actinolita grossa euédrica aparentemente mimetizando antigos cumulos de piroxênio provavelmente resultantes de cristalização fracionada na história ígnea do protolito.

5.2.6. Formações Ferríferas

A lâmina DR049A consiste de uma formação ferrífera bandada constituída por quartzo (50%), magnetita (43%), clorita (7%) e traços de apatita, feldspato e sericita (*Tabela 5.2*). O bandamento é milimétrico e definido pela alternância entre leitos lenticularizados ora ricos em quartzo ora ricos em magnetita, com bordas enriquecidas em clorita.

Tabela 5.2. Proporções entre fases minerais de rocha metassedimentar e formação ferrífera da Suíte Alto Turvo. (Abreviações segundo Kretz, 1983)

Amostra	Mag	Pl	Qtz	Chl	Se	Car	Op	Ap
DR-049A	43	tr	50	7	tr	-	-	tr
DR-049XF	-	-	2	8	55	20	15	tr

A clorita é verde escura, com cor de interferência azul arroxeadado, sugerindo composição rica em ferro. Forma agregados lepidoblásticos fortemente lenticularizados com cristais muito finos, gerados principalmente nas bordas dos leitos ricos em magnetita, e mais raramente em meio aos leitos ricos em quartzo ou disseminados em domínios restritos com quartzo e opacos cominuídos.

Os agregados de quartzo apresentam quatro associações microestruturais predominantes:

(1) agregados lenticulares sigmoidais formados por grãos de granulação média a grossa com contatos interlobados e serrilhados entre os grãos, indicativos de migração de borda de grãos (*Fig. 5.13*). Raramente estes leitos apresentam porfiroclastos envoltos por grãos dinamicamente recrystalizados em menor granulação. Por vezes os porfiroclastos formam *ribbons* alongados com subgrãos grossos desenvolvidos internamente (*Fig. 5.14*). Tanto os porfiroblastos quanto os grãos recrystalizados apresentam extinção ondulante intensa ou moderada. Todavia os grãos recrystalizados por vezes apresentam grãos e subgrãos muito diminutos localizados em pontos

restritos ao longo dos contatos entre cristais maiores, sugerindo superposição de mecanismos de *bulging recrystallization* (Fig. 5.13) (e.g. Stipp *et al.*, 2002a, b).

Figura 5.13.
Fotomicrografia de agregado de quartzo recrystalizado em formação ferrífera fácies magnetita. Observar grãos grossos com formas irregulares e contatos interlobados indicativos de recrystalização por migração de bordas de grãos. Amostra DR-049A, polarizadores cruzados. (lado maior da fotomicro. 1,3 mm).

Figura 5.14.
Porfiroclastos alongados de quartzo (ribbon) com subgrãos grossos internos, envoltos por matriz recrystalizada muito fina em domínios lenticulares. Amostra DR-049A, polarizadores cruzados. (lado maior da fotomicro. 3,2 mm).

(2) Agregados de quartzo fino dinamicamente recrystalizado formando uma matriz com raros grãos médios ricos em subgrãos internos com mesma granulação dos grãos recrystalizados na matriz, gerados principalmente nas bordas dos cristais maiores. Os grãos da matriz apresentam-

se leve a moderadamente alongados segundo a foliação milonítica e apresentam extinção leve a moderadamente ondulante (*Fig. 5.14*). Esse padrão microestrutural é tipicamente associado à recrystalização dinâmica por rotação de subgrãos (*e.g. Stipp et al., 2002a, b*).

(3) Lâminas lenticulares de maior deformação envolvendo lentes mostrando microestruturas tipo 1 e 2 (descritas acima) internamente, formadas por grãos recrystalizados de granulação extremamente fina (*Fig. 5.15*). Por vezes esses domínios são relativamente enriquecidos em clorita e magnetita de forma que a granulação mais fina do quartzo deve, em parte, ser resultado do impedimento do crescimento dos grãos causado pela presença de clorita e magnetita entre os contatos (*Fig. 5.15*).

(4) Franjas de pressão com quartzo fibroso orientado perpendicularmente em relação às paredes de cristais de magnetita.

5.2.7. Rochas Metassedimentares e Metavulcanossedimentares de Fácies Xisto Verde

Rochas metassedimentares de metavulcanossedimentares de fácies xisto verde ocorrem nas proximidades da Zona de Cisalhamento Faxinal.

A lâmina DR-049XF consiste de um filito carbonático milonitizado formado por sericita (55%), carbonato (20%), minerais opacos (15%), clorita (8%), quartzo (2%) e traços de apatita. Apresenta uma xistosidade anastomosada penetrativa com dobras intrafoliais sem raiz e pares de estruturas SC em padrão caótico (*Fig. 5.16*).

O quartzo ocorre associado à sericita em lentes restritas. Apresenta extinção ondulante fraca a moderada e, apesar do intenso cisalhamento, não mostra sinais de recrystalização dinâmica. Geralmente grãos individuais de quartzo ou agregados de poucos cristais (em torno de três ou quatro cristais) aparecem dispersos em meio à matriz sericítica.

Sericita juntamente com minerais opacos e subordinadamente clorita formam lentes composicionalmente distintas (*Fig. 5.16*), comumente dobradas segundo padrão isoclinal. Os minerais opacos são finos e estão dispersos em meio a matriz sericítica. A clorita aparece concentrada preferencialmente em domínios restritos, talvez refletindo contribuições exalativas.

Figura 5.15. Leitões com quartzo muito fino recrystalizado envolvendo lentes com quartzo de granulação grossa, formando uma microestrutura lenticularizada. Notar que os domínios com quartzo mais fino são relativamente enriquecidos em magnetita e clorita. Amostra DR-049A, polarizadores descruzados e cruzados (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

*Figura 5.16.
Fotomicrografia de filito carbonático milonitizado formado por sericita, carbonato, minerais opacos e clorita.
(lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).*

*Fig. 5.17.
Fotomicrografia de rocha metavulcanoclástica formada por porfiroclastos de plagioclásio envoltos por matriz fina recristalizada formada por carbonato + clorita + quartzo ± feldspato, e lentes ricas em clorita.
(lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).*

Carbonato, sericita e subordinadamente minerais opacos formam leitos subordinados ocorrentes em domínios restritos.

Estas rochas ocorrem associadas a rochas metavulcanoclásticas de contribuição básica milonitizadas, onde porfiroclastos de plagioclásio intensamente saussuritizado são envoltos por matriz fina dinamicamente recristalizada formada por carbonato + quartzo + clorita $\pm$ feldspato, além de lentes ricas em clorita (Fig. 5.17). A lâmina DR-049XE apresenta ainda fragmentos de pseudotaquilito (Fig. 5.18) deformados e paralelizados à foliação milonítica.

Figura 5.18. Fotomicrografia mostrando fragmento de pseudotaquilito lenticularizado e paralelizado à foliação milonítica. Rocha metavulcanoclástica de contribuição básica milonitizada na Zona de Cisalhamento Faxinal, amostra DR-049XE, polarizadores descruzados (lado maior da fotomicrografia 10,2 mm).

5.2.8. Milonitos

A lâmina DR-104A representa um metabasito milonítico presente na zona de contato entre a Suíte Alto Turvo e o Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha na região da Serra do Azeite (Fig. 3.2). Consiste de um xisto metabásico metassomatizado, formado essencialmente por quartzo, clorita, biotita, epidoto, plagioclásio e carbonato. Apresenta textura lenticularizada com 10 a 15% de porfiroclastos arredondados de mineral opaco, titanita, apatita, quartzo e raros cristais de plagioclásio saussuritizado, em meio à matriz dinamicamente recrystalizada, onde leitos ricos em biotita e clorita se alternam com lentes quartzosas e porções restritas com plagioclásio recrystalizado em menor granulação.

O quartzo presente nos leitos quartzosos apresenta granulação média a fina, quando recrystalizado dinamicamente, envolvendo porfiroclastos de quartzo com extinção ondulante. Os grãos recrystalizados encontram-se praticamente livres de deformação, conforme indicado pela extinção ondulante fraca a ausente. Podem apresentar contatos bastante irregulares, indicativos de recrystalização por migração de borda de grãos, ou contatos retos sugestivos de processos de recrystalização estática (Stipp *et al.*, 2002a, b).

O plagioclásio ocorre recrystalizado em certos domínios, com granulação bem mais fina em relação ao quartzo, ou ainda como porfiroblastos intensamente saussuritizados.

Clorita, provavelmente rica em ferro (verde escuro, com cor de interferência cinza azulado), juntamente com biotita laranja escuro encontram-se associadas e orientadas segundo a foliação milonítica, em lâminas restritas.

Epidoto microcristalino é muito abundante em leitos restritos, associado a feldspato, e talvez quartzo, dinamicamente recrystalizado. Também ocorre epidoto em grãos ou agregados de granulação média, anédrico a subédrico, disperso na matriz.

Carbonato ocorre em leitos restritos dispersos por toda matriz. Os demais acessórios (minerais opacos, apatita, rutilo) ocorrem como porfiroclastos arredondados ou, por vezes euédricos.

A amostra DR-048 (milonito básico) apresenta fraturas de espessura centimétrica preenchidas por pseudotaquilito.

Milonitos graníticos ocorrentes em domínios de influência da Zona de Cisalhamento Faxinal apresentam foliação lenticularizada definida pela presença de porfiroclastos de feldspatos (microclínio e plagioclásio) e agregados lenticulares de quartzo amoldados por matriz fina recrystalizada (*Fig. 5.19*).

Os porfiroclastos de feldspato apresentam formas irregulares e contatos sinuosos, ou formas lenticulares, e aparecem envolvidos por mantos ou finas películas de grãos muito finos (poucos micrômetros de diâmetro) dinamicamente recrystalizados por processos de *bulging* (*e.g.* Stipp *et al.*, 2002a, b; Passchier & Trouw, 2005).

O quartzo presente em agregados lenticulares monominerálicos ocorre como grãos relativamente grossos de formas e granulação fortemente irregulares, e contatos interlobados entre grãos, indicativos de recrystalização dinâmica por processos de migração de bordas de grãos (*Fig. 5.20*). Entretanto, ocorrem grãos muito finos (poucos micrômetros de diâmetro) isolados ou formando pequenos agregados desenvolvidos ao longo de bordas de grãos, indicando superposição de processos de *bulging recrystallization* (*Fig. 5.20*). Também ocorrem porfiroclastos fortemente alongados (*ribbons*) concordantemente em relação à foliação milonítica.

A matriz é formada predominantemente por sericita e quartzo, com feldspato subordinado, todos de granulação muito fina, com dimensões da ordem de poucos micrômetros.

Figura 5.19. Fotomicrografias mostrando foliação lenticularizada em milonito granítico, onde porfiroclastos de feldspato e agregados lenticulares de quartzo são envolvidos por matriz fina formada por sericita + quartzo $\pm$ feldspato. Amostra DR-049XJ, Zona de Cisalhamento Faxinal (lado maior das fotomicrografias 3,2 mm).

Figura 5.20. Fotomicrografia mostrando detalhe de agregado monomineralico de quartzo em milonito granítico. Grãos com formas fortemente irregulares e contatos interlobados entre grãos indicativos de recrystalização dinâmica por migração de borda de grãos. Notar a presença de grão muito finos isolados ou em pequenos agregados desenvolvidos ao longo de bordas de grãos, indicativos de superposição de processos de bulging recrystallization. Amostra DR-049XJ, Zona de Cisalhamento Faxinal (lado maior da fotomicrografia 1,3 mm).

5.3. Química Mineral

Somente uma amostra de biotita anfibolito da Suíte Alto Turvo foi analisada em microsonda eletrônica. O anfibólio presente na amostra DR-176 é do tipo cálcico e classifica-se como hornblenda magnesiânica (*Fig. 5.21*) segundo nomenclatura de Leake *et al.* (1997). Contudo, ocorre variação composicional considerável (*Fig. 5.21*), com uma zonação marcada pelo incremento de Al, Al (iv), Na e Fe dos núcleos em direção às bordas dos cristais, acompanhado pelo decréscimo nos teores de Si e Mg (*Fig. 5.22a-f*). A variação no conteúdo de Ti é aleatória (*Fig. 5.22b*). Conforme discutido anteriormente (capítulo 4.3), com o aumento da temperatura o anfibólio presente em metabasitos tende a se enriquecer em Ti, Al, Na e K, e se empobrecer em Si e Fe+Mg+Mn±Ca total. Dessa forma, podemos concluir que a zonação química apresentada deve estar ligada à progressão do metamorfismo (aumento nas condições de temperatura).

Fig. 5.21. Classificação dos anfibólios cálcicos segundo Leake *et al.* (1997).

O plagioclásio na amostra DR-176 apresenta-se como finos cristais recristalizados na matriz, por vezes com geminação polissintética bem formada. Localmente alguns cristais um pouco maiores apresentam zonação óptica marcada por extinção concêntrica. A figura 5.23 apresenta um perfil composicional de um cristal relativamente mais grosso marcado pelo decréscimo contínuo nos teores de anortita do núcleo em direção à borda do cristal (de An₃₃ Ab₆₇ a An₂₇ Ab₇₃). Os cristais finos da matriz apresentam composição em torno de An₂₆ Ab₇₃.

Figura 5.22. Diagramas binários para o anfibólio presente na amostra DR-176. Conteúdos em átomos por fórmula unitária.

Figura 5.23. Perfis composicionais em plagioclásio presente em anfibolito da Suíte Alto Turvo.

A biotita presente na amostra DR-176 não mostra variações composicionais significantes com relação aos teores de Ti, Al (iv), Al (vi) e X_{Mg} (Fig. 5.24a-d). Apresenta os menores teores de Ti e maiores teores de X_{Mg} se comparada com as biotitas presentes em outros litotipos (Fig. 5.24a-d).

Figura 5.24. Diagramas binários para biotita presente na amostra DR-176 (Suíte Alto Turvo). Teores de Ti e Al em átomos por fórmula unitária. Conteúdo de K₂O em porcentagem.

5.4. Metamorfismo

A análise petrográfica revelou que a Suíte Alto Turvo compreende um conjunto de rochas de protolito ígneo básico a intermediário, formado principalmente por metagabros, metaleucogabros e metacumulatos (metanortositos; metapiroxenitos transformados em actinolita xisto/fels), em geral de aspecto ígneo. Os registros metamórficos presentes nesta unidade são heterogêneos e evidenciam uma história polifásica e diacrônica. É possível reconhecer duas fases de metamorfismo principais, relacionadas a ciclos diferentes (como será discutido a frente), denominados de M1 (fácies granulito) e M2 (fácies anfibolito a xisto verde inferior).

A associação de minerais metamórficos presentes nas rochas preservadas de retrometamorfismo (plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio ± quartzo ± hornblenda), associada às evidências macro e microscópicas de fusão parcial, sugerem que a reação de quebra da hornblenda (C) foi ultrapassada (Fig. 5.25).

A reação (C) introduz a associação ortopiroxênio + clinopiroxênio em metabasitos de pressão baixa à intermediária e representa a transição clássica entre as fácies anfibolito e

granulito (Pattison, 2003). Segundo os resultados experimentais disponíveis para rochas metabásicas sumarizados por Pattison (2003), essa reação ocorre no intervalo de 825-890°C e 3-10 kbar (Fig. 5.25). Em algumas rochas a hornblenda foi quase totalmente consumida (e.g. amostra AT-489, Tabela 5.1), permanecendo essencialmente como inclusões em cristais de plagioclásio, enquanto em outras rochas ela é mineral essencial (e.g. amostras UD-288 e UD-291). Contudo, é provável que parte da hornblenda tenha se cristalizado a partir do líquido silicático formado pela reação (C).

A abundância de ortopiroxênio e a ausência de granada indicam que a rocha não alcançou a reação (E), limitando um campo de pressão abaixo de aproximadamente 13 kbar (Fig. 5.25).

Domínios microestruturais com cristais parcialmente corroídos de plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio envolvidos por poças ou filetes de quartzo e/ou microclínio e/ou mineral opaco mimetizando líquido, sugerem uma reação do tipo $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Hbl} (+ \text{H}_2\text{O}?) = \text{Fundido}$. As feições microestruturais indicam que todo o microclínio, e a maior parte do quartzo se cristalizaram a partir do líquido silicático gerado na reação. Contudo, raramente ocorrem cristais arredondados de quartzo envoltos por microclínio mimetizando líquido, indicando que uma pequena proporção de quartzo é residual. Raros cristais de ortopiroxênio apresentam bordas de reação com formação de clinopiroxênio.

Fig. 5.25. Grade petrogenética com as principais reações experimentalmente determinadas para rochas metamórficas de composição básica (modificado de Pattison, 2003). Em cinza escuro e claro encontram-se os campos prováveis de estabilidade para o pico metamórfico dos eventos M1 e M2, respectivamente, da Suíte Alto Turvo. Referências das reações (A) a (G) conforme Fig. 4.18.

Os primeiros sinais de superposição do metamorfismo M2 sobre o M1 foram observados em rochas com microestrutura da fase granulítica ainda preservada, definida principalmente pelos minerais félsicos, porém com transformação parcial a total dos piroxênios e da hornblenda castanho escuro. Minerais metamórficos formados nesta transformação compreendem hornblenda azul, actinolita, epidoto e clinozoisita, clorita, biotita, quartzo e carbonato.

A hornblenda retrometamórfica é fibrosa, fortemente pleocróica (azul marinho-verde oliva-amarelo pálido) e aparece essencialmente em rochas relativamente enriquecidas em hornblenda castanho escuro. As relações texturais sugerem que sua formação se deu por reação de consumo de hornblenda castanho escuro + clinopiroxênio + plagioclásio, gerando ainda epidoto, quartzo e localmente biotita marrom esverdeada. Apesar de não ter sido analisada em microsonda eletrônica, a hornblenda retrometamórfica apresenta feições ópticas que permitem classificá-la como riebeckita. A substituição de piroxênio ou hornblenda por riebeckita metamórfica tem sido tipicamente observada em rochas de composição mais alcalina metamorfizadas em condições de fácies xisto verde. Outra transformação metamórfica observada consiste de simplectitos com epidoto + biotita verde + quartzo $\pm$ clorita (rica em ferro) $\pm$ carbonato, formados ao longo dos contatos entre cristais de plagioclásio. Nas bandas pobres em hornblenda castanho a actinolita aparece no lugar da hornblenda azul, geralmente associada a clorita, biotita e epidoto.

Como em alguns domínios os granulitos máficos passam diretamente para associações de fácies xisto verde, é possível que, em parte, este retrometamorfismo esteja associado ao mesmo ciclo metamórfico.

Termos cuja associação mineral relacionada ao metamorfismo M1 foi totalmente obliterada ocorrem ao longo das faixas miloníticas onde a Suíte Alto Turvo entra em contato com as rochas dos complexos Turvo-Cajati e Atuba. A amostra DR-176 (analisada em microsonda eletrônica, vide capítulo 5.3) é um exemplo destas rochas. A paragênese progressiva hornblenda + andesina + biotita $\pm$ epidoto, associada à ausência de clorita progressiva indica que a rocha foi metamorfizada em condições de fácies anfibolito. Considerando os dados experimentais de Liou *et al.* (1974) e Apter & Liou (1983), conforme discutido anteriormente, temperaturas mínimas ao redor de 600°C são esperadas (Fig. 5.25). Contudo, a zonação composicional dos porfiroblastos de hornblenda na amostra DR-176 (bordas enriquecidas em Al e Na e empobrecidas em Si em relação aos núcleos, capítulo 5.3) indica um metamorfismo progressivo com aumento das condições de temperatura. Esse padrão sugere que os granulitos básicos foram retrometamorfizados em condições de fácies xisto verde e, posteriormente, re-metamorfizados até

a fácies anfibolito, caracterizando dois ciclos metamórficos e provavelmente geotectônicos distintos.

Adicionalmente, no mesmo afloramento de coleta da amostra DR-176 ocorrem faixas de concentração da deformação onde o biotita anfibolito foi totalmente transformado em clorita xisto milonítico, indicando retrometamorfismo em fácies xisto verde. A presença de clorita abundante sugere temperaturas inferiores à 475°C, conforme dados experimentais de Liou *et al.* (1974).

A evolução do metamorfismo M2 também ficou registrada nas microestruturas de agregados de quartzo, conforme discutido no capítulo 5.2.

As microestruturas presentes em bandas quartzosas de formações ferríferas deformadas pela Zona de Cisalhamento Faxinal indicam uma fase de recrystalização por migração de bordas de grãos preservada em boudins de granulação interna relativamente grossa. Os boudins são envoltos por matriz recrystalizada de granulação relativamente média com microestruturas ópticas indicativas de recrystalização por rotação subgrãos. Também ocorrem cristais muito finos (poucos micrômetros) desenvolvidos isoladamente ou em pequenos agregados ao longo dos contatos entre grãos grossos e médios, indicativos de processos de *bulging recrystallization*. Considerando que os processos de recrystalização dinâmica ocorrem associados à temperatura crescente de *bulging recrystallization* (280-400°C) para rotação de subgrãos (400-500°C) e migração de borda de grãos (> 500°C) (Stipp *et al.*, 2002a, b), podemos concluir, com base nas relações microestruturais, que a progressão da milonitização ocorreu concomitantemente com o decréscimo da temperatura (de fácies anfibolito a xisto verde inferior).

O metamorfismo de fácies xisto verde inferior também foi registrado nas intercalações de filito carbonático presentes ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal, na região de Barra do Turvo, formados pela associação sericita + carbonato + clorita ± quartzo.

A discrepância entre as rochas metassedimentares e os granulitos máficos em termos de ambiência tectônica e evolução metamórfica sugere que as primeiras constituem terrenos exóticos justapostos ao longo da zona de cisalhamento.

5.5. Geotermobarometria

Estimativas das condições de temperatura de pico metamórfico para a amostra de biotita anfibolito (DR-176) foram realizadas utilizando principalmente o geotermômetro hornblenda-plagioclásio, calibração de Holland & Blundy (1994), com o auxílio do programa HB-PLAG (Holland & Blundy, 1998). Comparativamente aplicamos o geotermobarômetro de Gerya *et al.*

(1997) com a expressão modificada por Zenk & Schulz (2004). Os resultados são apresentados na tabela 5.2 e na figura 5.26.

Tabela 5.2. Resultados geotermobarométricos para amostra DR-176, Suíte Alto Turvo.

Amostra	Pressão (kbar) assumida	T (°C)	P (kbar) calculada	Posição	Método	Geotermômetro
DR-176	6	652 ± 35		borda	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-176	6	579 ± 21		núcleo	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
DR-176		475	3,3	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		481	3,7	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		528	4,8	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		535	4,8	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		557	5,2	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		573	5,4	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
DR-176		574	5,8	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)

A calibração de Holland & Blundy (1994) forneceu temperaturas entre 558 e 687°C, assumindo uma pressão de 6 kbar como referência. Considerando as zonações químicas em anfibólio e plagioclásio, foram obtidas temperaturas utilizando composições de bordas e núcleos dos minerais (*Tabela 5.2*). Dois pares minerais com composições de núcleo forneceram temperaturas entre 558 e 600°C (assumindo pressão de 6 kbar como referência), enquanto os pares de composições de borda forneceram temperaturas entre 617 e 687°C, assumindo a mesma pressão (*Tabela 5.2*). O geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004) forneceu estimativas entre 475-481°C e 3,3-3,7 kbar (núcleo), 528-535°C e 4,8 kbar (porções intermediárias) e 557-574°C e 5,2-5,8 kbar (borda do anfibólio). As temperaturas obtidas pelo geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004) são da ordem de 43-130°C menores em relação àquelas fornecidas geotermômetro de Holland & Blundy (1994), na mesma faixa das variações observadas em relação aos dados geotermobarométricos do Complexo Atuba (capítulo 4.5). Também neste caso essa variação pode ser explicada pela divergência entre a associação considerada na calibração de Gerya *et al.* (1997), e a observada na amostra DR-176.

5.6. Interpretação de Trajetórias *P-T*

Embora parte dos dados geotermobarométricos deva ser considerada com precaução, principalmente no que se refere às estimativas de pressão, combinando os resultados obtidos com os campos de estabilidade das paragêneses determinados com base na petrografia, é possível interpretar uma trajetória *P-T* horária para o metamorfismo M2 (*Fig. 5.27*). A trajetória para o metamorfismo M1 (*Fig. 5.27*) foi interpretada por critérios petrográficos e microestruturais combinados com dados experimentais disponíveis na literatura. Embora existam incertezas nestas

interpretações, os padrões metamórficos identificados evidenciam a existência de dois ciclos metamórficos distintos com fases progressivas e retrógradas.

Figura 5.26. Resultados geotermobarométricos da amostra DR-176, Suíte Alto Turvo. As curvas são referentes às estimativas utilizando o par hornblenda-plagioclásio com a calibração de Holland & Blundy (1994), enquanto os pontos utilizando o geotermobarômetro de Gerya et al. (1997) modificado por Zenk & Schulz (2004). As áreas preenchidas em azul e cinza representam estimativas utilizando composições de borda e núcleo de minerais, respectivamente. A seta em vermelho representa a tendência do núcleo em direção às bordas do anfíbólio formado no ciclo M2.

Figura 5.27. Trajetórias metamórficas interpretadas para os eventos metamórficos M1 (em vermelho) e M2 (em azul). Os campos em amarelo e rosa correspondem aos resultados do geotermômetro de Holland & Blundy (1994) para pares de núcleo e borda de minerais, respectivamente.

6. GRUPO VOTUVERAVA E SEQUÊNCIA SERRA DAS ANDORINHAS

O mapa geológico da porção estudada do Terreno Apiaí, incluindo rochas do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas (Supergrupo Açungui) é apresentado na figura 6.1.

6.1. Descrições Macroscópicas

6.1.1. Grupo Votuverava

As rochas do Grupo Votuverava podem ser divididas em dois domínios metamórficos e estruturais limitados pela Zona de Cisalhamento Ribeira (Faleiros *et al.*, 2007) (Fig. 6.2).

O domínio ao norte da zona de cisalhamento compreende rochas metassedimentares de fácies xisto verde inferior com foliação principal dada pelo acamamento primário. O litotipo dominante compreende metarritmito silto-argiloso, às vezes carbonoso (ardósia), finamente laminado e bandado, com cores violáceas ou cinzentas. A laminação é formada pela alternância entre leitos milimétricos ora sílticos ora argilosos, enquanto o bandamento é definido por leitos paralelos de espessuras subcentimétricas a decimétricas marcados por cores diferentes. É marcante um deslocamento planar muito pronunciado. Comumente ocorrem intercalações lenticulares de dezenas a centenas de metros de anfibólio xisto ou anfibólio fels. Também ocorrem intercalações métricas de filito com contribuição carbonática e metarenito. Camadas milimétricas a centimétricas de metachert são de ocorrência restrita, de modo geral. No entanto, podem ser muito abundantes em alguns afloramentos, onde a litologia dominante é constituída por metargilito.

As rochas deste domínio apresentam uma clivagem ardosiana paralela ao acamamento sedimentar primário que, por sua vez, encontra-se dobrada por uma clivagem de crenulação espaçada pouco desenvolvida. Localmente as duas foliações geram uma lineação de intersecção bem evidente. Por vezes observa-se uma lineação mineral com crescimento de sericita. Bancos métricos de rochas com estruturas primárias mais maciças, onde somente observa-se a fina clivagem ardosiana como foliação principal são de ocorrência restrita.

Figura 6.1. Mapa geológico da porção estudada do Terreno Apiaí. Perfil geológico adaptado de Faleiros *et al.* 2007.

Legenda

Rochas Alcalinas (Mesozóico)

olivina gabro, olivina
basalto

Formação Iporanga (Ediacarano)

1 2 3 (1) filito e ardósia, (2) meta-
conglomerado, (3) quartzito

Plúton Itaóca (Ediacarano)

granitóides calcio-alcalinos
sin-tectônicos

Grupo Lajeado (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

4 5 (4) mármore
(5) filito e ardósia

Seqüência Serra das Andorinhas (Neoproterozóico a Mesoproterozóico)

6 7 8 9 (6) micaxistos finos localmente com granada, quarto xisto,
(7) Mármore da Tapagem, (8) quartzito, (9) rochas calciossilicáticas

Grupo Votuverava (Mesoproterozóico)

10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

(10) filito e ardósia, (11) micaxistos finos localmente com granada, (12) granada micaxistos grossos, estauroлита-granada micaxistos e micaxistos com cianita, (13) actinolita xisto/fels, (14) anfibolito, (15) quartzito, (16) rochas calciossilicáticas, (17) mármore, (18) metaconglomerado, (19) granada micaxistos (Formação Perau), (20) quartzito (Formação Perau).

Gnaiss Tigre (Paleoproterozóico)

Senogranitos heterogeneamente milonitizados

↺↻ eixo de sinforme com flanco invertido
↺↻ eixo de antiforme
↔ zona de cisalhamento transcorrente
↗↘ zona de cavalgamento ou empurrão
→ lineação de estiramento
— xistosidade paralela ao acamamento sedimentar
— xistosidade
— foliação milonítica

Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Ribeira, ainda no domínio ao norte desta, começam a aparecer faixas cisalhadas estreitas (dezenas de metros de espessuras), com foliações anastomosadas de alto ângulo ($> 70^\circ$) e lineações de estiramento predominantemente subhorizontais, podendo apresentar ainda dobras intrafoliais. Essas faixas cisalhadas geralmente limitam blocos com litologias distintas e apresentam diversos veios de quartzo principalmente paralelos à foliação, com espessuras centimétricas a subdecimétricas e grandes extensões laterais. A lineação de estiramento nestes domínios foi reconhecida principalmente em paredes de metachert ou veios de quartzo.

Na Zona de Cisalhamento Ribeira os metarritmitos acima descritos apresentam as laminações e acamamentos primários intensamente fatiados e transpostos, juntamente com as foliações metamórficas pré-cisalhamento. Na faixa de mais alta deformação da zona de cisalhamento foram observadas faixas de filonito, milonito e ultramilonito. É notória a quantidade de veios de quartzo leitoso principalmente de espessuras centimétricas, que ocorrem como feixes paralelos à foliação milonítica, apresentando-se estirados e boudinados. De ocorrência mais restrita foram identificados veios extensionais de espessuras subcentimétricas e comprimentos decimétricos, geralmente indeformados, cortando a foliação milonítica.

No domínio ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, é marcante a mudança litológica, metamórfica e estrutural. Os metarritmitos dão lugar a quartzo-sericita a sericita-quartzo xistos finos, às vezes carbonosos, de cores amareladas a acinzentadas, com intercalações subordinadas de anfíbolitos. Diferente das rochas metassedimentares ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, onde o acamamento primário era reconhecido em todos os afloramentos e representava a estrutura principal, neste domínio prevalece uma xistosidade anastomosada que em geral transpõe totalmente o acamamento sedimentar. Ocorre uma laminação de segregação metamórfica formada por leitos milimétricos ricos em quartzo alternados com leitos de mesmas espessuras ricos em sericita. A ocorrência comum de biotita e granada, e local de estauroilita e cianita, indica metamorfismo mais intenso em relação às rochas do domínio ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira. Lineações de estiramento são bem desenvolvidas neste domínio.

6.1.2. Seqüência Serra das Andorinhas

Na área estudada a Seqüência Serra das Andorinhas ocorre ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, apresentando características metamórficas e estruturais semelhantes ao Grupo Votuverava. Entretanto, diferencia-se deste principalmente pela escassez de intercalações

de rochas metabásicas e abundância de corpos, geralmente lenticulares, de rochas calciossilicáticas e quartzitos.

No âmbito da subunidade siliciclástica (basal) predominam afloramentos de sericita-quartzo xisto e sericita quartzito com transições para filonitos formados por sericita, quartzo e clorita, ricos em veios de quartzo estirados e boudinados, concordantes com a foliação. Termos ricos em clorita e granada ocorrem localmente, mostrando, neste caso, coloração verde escura.

A estrutura principal consiste de uma foliação anastomosada de natureza milonítica com uma lineação de estiramento mineral muito bem desenvolvida associada. Em alguns domínios a lineação de estiramento é mais desenvolvida que a foliação, caracterizando tectonitos tipo L.

Também são comuns intercalações de camadas, por vezes de centenas de metros de espessura, formadas por micaxistos carbonáticos bandados. Localmente ocorrem intercalações de corpos de anfibolito com cor verde escura.

6.2. Descrições Microscópicas

6.2.1. Grupo *Votuverava*

Os filitos e ardósias presentes no domínio ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira são formados essencialmente por quartzo e sericita, que geralmente representam de 70 a 90% da rocha (*Tabela 6.1*). Clorita e carbonato geralmente são essenciais podendo individualmente representar de 5 a 15% da rocha total. Acessórios comuns compreendem estilpnomelano, turmalina, epidoto, biotita, titanita, minerais opacos, apatita e zircão. Turmalina esverdeada-acastanhada e minerais opacos podem alcançar proporções de 8% (*Tabela 6.1*). Localmente ocorrem camadas centimétricas a decimétricas de sericita turmalinito xistoso.

Os filitos e ardósias geralmente apresentam uma laminação definida pela alternância entre leitos ricos em quartzo e leitos ricos em micas. Localmente a laminação é formada por micas clásticas, indicando relíquias de uma laminação primária (S_0).

Apresentam uma foliação metamórfica S_1 constituída por uma xistosidade penetrativa, sub-paralela à laminação primária, com isorientação de sericita, quartzo, muscovita, clorita e estilpnomelano. Localmente minerais orientados nessa xistosidade apresentam-se dobrados e rompidos, desenhando uma crenulação S_2 oblíqua (*Fig. 6.3*) que, em geral, não produz foliação penetrativa, mas localmente forma quartzo e sericita, orientados em uma xistosidade espaçada.

A foliação S_3 relaciona-se com a deformação da Zona de Cisalhamento Ribeira, sendo caracterizada por lenticularização de foliações anteriores e recristalização parcial ou total de sericita, quartzo, clorita e, localmente, biotita.

Tabela 6.1. Proporção entre fases minerais de metapelitos do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas.

Amostra	Se	Ms	Qtz	Chl	Bt	Grt	St	Ky	Kfs	Pl	Car	Stp	Ep	Op	Tur	Ttn
EP001G	60	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	12	-	8	tr	-
F34D (1)	20	-	30	05	40	-	-	-	-	-	-	5	-	tr	tr	-
F35A	40	-	30	15	-	-	-	-	-	-	14	-	-	tr	2	tr
F35B	40	-	35	-	-	-	-	-	-	-	15	-	5	2	tr	3
F47	40	-	50	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-
GD121A-1	45	-	40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	5	-
GD121A-2	45	-	50	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	4	-
GD121C	22	-	40	-	-	-	-	-	20	10	5	3	-	tr	tr	-
GD121E	50	-	30	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	7	8	-
GD179B	35	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	tr	tr	-
IP132A	tr	-	17	50	-	tr	-	-	-	13	7	-	-	3	-	-
IP530	-	35	20	25	-	-	-	-	-	-	15	-	-	5	tr	-
M014	-	45	40	tr	10	3	-	-	-	-	-	-	-	tr	1	-
M31D	-	40	5	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	55	-
M117	-	40	5	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	55	-
M198	-	14	50	tr	25	10	-	-	tr	-	-	-	-	1	tr	-
M214C	-	25	40	tr	27	5	-	-	tr	-	-	-	tr	1	1	-
SM-403	35	-	40	01	15	03	06	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-430	60	-	30	-	06	04	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-
SM-443	-	20	30	-	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-447	30	-	40	-	25	-	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-
SM-448B	-	20	60	-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-
SM-450	40	-	25	-	30	-	05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-450B	-	60	20	-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-
SM-452	-	40	20	02	10	-	06	-	-	20	-	-	-	01	01	-
SM-453	15	-	10	-	75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-455	-	10	60	01	20	02	03	04	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-455C	70	-	20	-	09	-	-	-	-	-	-	-	-	01	-	-
SM-470	40	-	35	05	15	-	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-
SM-481	40	-	25	10	05	-	-	-	-	-	20	-	-	-	-	-
SM-490B	-	05	20	01	05	04	03	-	-	60	-	-	-	-	02	-
SM-490D	-	40	30	05	15	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-490A-1	-	40	30	01	20	06	03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-490A-2	-	40	30	01	20	06	03	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-491	-	10	-	-	10	-	-	-	05	70	-	-	-	02	-	-
SM-493	-	20	40	-	15	05	20	-	-	-	-	-	-	tr	-	-
SM-494	10	-	70	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SM-496	-	10	07	02	70	05	-	-	-	03	-	-	-	03	-	-
SM-505	-	25	40	-	30	04	-	-	-	-	-	-	-	-	01	-

No interior da zona de cisalhamento o quartzo ocorre como grãos recristalizados dinamicamente na matriz; como porfiroclastos estirados com extinção ondulante e subgrãos internos; e como *ribbons* mono e policristalinos. A sericita/muscovita apresenta-se comumente muito fina, lenticularizada e recristalizada na matriz milonítica, geralmente associada com clorita. Carbonato ocorre associado a vênulas estiradas e incorporadas à foliação milonítica. A biotita, quando presente ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, é essencialmente de natureza clástica.

Rochas de ocorrências muito raras presentes no interior da Zona de Cisalhamento Ribeira consistem de xistos grossos porfiroblásticos compostos por clorita, quartzo, feldspato, biotita, minerais opacos e granada. A clorita é porfiroblástica, pisciforme e ocupa 50% da rocha. Quartzo e feldspato são microcristalinos e recristalizados na matriz. O feldspato apresenta formas arredondadas e extinção concêntrica, sugerindo zonamentos composicionais metamórficos. Os minerais opacos encontram-se fortemente estirados devido à intensa milonitização. A granada é euédrica, pós-cinemática em relação à uma foliação anterior à milonitização (S_1 ou S_2), e encontra-se parcialmente substituída por biotita retrometamórfica. A clorita também pode ocorrer como sombras de deformação na granada, como resultado de retrometamorfismo. A estrutura desta rocha consiste de um bandamento diferenciado formado pela alternância entre lâminas lepidoblásticas ricas em clorita e leitos granoblásticos constituídos por quartzo e feldspato. Esta foliação encontra-se dobrada e lenticularizada, definindo a foliação milonítica S_3 . Como produtos do cisalhamento, a clorita e o quartzo encontram-se fortemente estirados, lenticularizados e com extinções ondulantes ou ainda recristalizados na matriz milonítica. A grande abundância de clorita (50%) e feldspato (15%) sugere que esta rocha pode ser de natureza originalmente vulcano-clástica, com contribuições básicas na deposição.

Os metabasitos presentes ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira geralmente são isotropos e apresentam texturas ígneas preservadas (blastofíticas, blastosubofíticas). Os minerais essenciais são actinolita, hornblenda e epidoto (*Tabela 6.2*). A hornblenda é idiomórfica, zonada, verde-acastanhada e em parte representa relíquias ígneas. A actinolita ocorre como poiquiloblastos orientados aleatoriamente na matriz. O epidoto apresenta-se como agregados microcristalinos preservando formas reliquias de plagioclásio tabular, arranjados aleatoriamente. Minerais acessórios compreendem quartzo intersticial, poiquiloblastos de minerais opacos, apatita acicular e clorita.

Em porções mais próximas à Zona de Cisalhamento Ribeira ocorrem xistos básicos compostos essencialmente por clorita, quartzo, carbonato, andesina e minerais opacos, além de apatita e sericita como acessórios. Apresentam um bandamento correlacionável com a foliação S_3 das rochas metassedimentares, onde leitos carbonáticos alternam-se com leitos ricos em clorita e quartzo recristalizado. Internamente ao bandamento os minerais apresentam uma intensa orientação preferencial de forma. A andesina é de natureza ígnea e ocorre como porfiroclastos fraturados ou cristais idiomórficos ripiformes em meio a matriz fina composta por clorita e quartzo. Essa feição sugere uma natureza ígnea básica para o protolito destas rochas. Os minerais opacos encontram-se fortemente estirados e lenticularizados. A sericita ocorre como sombras de deformação em porfiroclastos e como alteração de plagioclásio.

Ocorrem também metabasitos isotrópicos com textura ígnea reliquiar parcialmente preservada, reconhecida pela presença de plagioclásio (andesina-labradorita) tabular ou ripiforme em orientação aleatória e quartzo intersticial. A matriz é muito fina e constituída por agregados microcristalinos de carbonato com clorita intersticial. Em geral a matriz representa de 50 a 65% da rocha. Vênulas de carbonato e clorita cortam todas as estruturas.

Tabela 6.2. Proporção entre fases minerais de metabasitos do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas (compilado de Faleiros, 2003 e Faleiros & Campanha, 2004). Abreviações segundo Kretz (1983).

Amostra	Hbl	Act	Pl	Ep	Chl	Car	Qtz	Op	Ap	Se
F199B	35	25	10	5	15	5	5	tr	tr	-
GD109A	40	30	20	5	-	-	tr	5	tr	-
GD177	10	50	20	15	5	-	tr	tr	tr	-
GD486A	15	45	tr	20	2	-	10	5	3	-
GD487	-	-	8	-	30	20	30	10	2	tr
GD532	-	-	10	-	15	50	5	8	-	-
M161I	30	40	20	5	-	-	tr	5	tr	-

Ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira é comum a presença de xistos grossos, laminados, com porfiroblastos de biotita e granada. Em domínios locais essas rochas transicionam para micaxistos com estaurolita e, localmente estaurolita e cianita. Estas rochas apresentam uma laminação formada pela alternância entre leitos lepidoblásticos ricos em micas e leitos granoblásticos formados por quartzo poligonizado. A mineralogia essencial dos xistos consiste de quartzo, biotita, muscovita e granada (localmente estaurolita). Minerais acessórios compreendem turmalina, minerais opacos, clorita, feldspato e epidoto (localmente cianita).

O quartzo forma bandas muito contínuas alternadas com leitos micáceos. Muscovita e biotita podem apresentar-se bastante alongadas e, por vezes, recristalizadas em leitos pobres em quartzo. O quartzo nestes leitos apresenta-se como ribbons policristalinos. Essas evidências indicam a natureza milonítica da foliação principal.

Ocorrem biotitas de três gerações. A mais antiga apresenta-se como finas inclusões em granada, orientadas em uma foliação externamente destruída. A biotita de segunda geração ocorre como porfiroblastos de micafish com inclusões de uma foliação retilínea discordante da externa. As formas externas fortemente lenticularizadas são decorrentes da superposição da foliação milonítica S₃. A biotita da terceira geração é mais fina, fortemente estirada e associada à muscovita nos leitos micáceos, sendo portanto, sin-milonítica.

A granada presente em xistos sem estaurolita e cianita nas proximidades da Zona de Cisalhamento Ribeira é porfiroblástica, euédrica e apresenta zonação textural marcada por núcleos ricos em inclusões e bordas livres destas. As inclusões nos núcleos de porfiroblastos são orientadas segundo foliação retilínea, com orientação divergente da xistosidade externa (Fig. 6.4), correlacionável com aquelas encontradas na biotita de segunda geração.

Figura 6.3. Fotomicrografia mostrando micrólitos com xistosidade S_1 preservada em meio a uma crenulação espaçada S_2 (lado maior da fotomicrografia 1,3 mm).

Figura 6.4. Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de Grt com inclusões orientadas em foliação retilínea divergente da externa. Amostra M-214C, polarizadores cruzados (lado maior da fotomicrografia 5,5 mm).

A xistosidade externa (S_3) invariavelmente aparece defletida em torno dos porfiroblastos. Localmente ocorre granada fina com formas lenticularizadas, cristalizadas nos leitos ricos em quartzo, sugerindo uma geração de granada sin-milonítica.

A granada presente em xistos com estaurolita ao sul da zona de cisalhamento é porfiroblástica, euédrica a subédrica ou com bordas parcialmente corroídas (Fig. 6.5 e 6.6). A maior parte dos cristais de granada apresenta inclusões orientadas segundo foliação interna retilínea a pouco ondulada, concordante a subconcordante com a xistosidade externa (Fig. 6.5). Alguns porfiroblastos truncam a xistosidade externa (Fig. 6.6), enquanto em outros casos esta é defletida em torno dos cristais, sugerindo que a granada cresceu em fases tardias a posteriores ao desenvolvimento da xistosidade (Fig. 6.5).

Figura 6.5. Fotomicrografia de porfiroblasto de granada com borda parcialmente corroída, com inclusões orientadas segundo foliação levemente ondulada concordante com a xistosidade externa. Notar a xistosidade externa pouco defletida em torno do cristal no canto direito da fotomicrografia e cristal poiquiloblástico de estaurolita na porção superior. Amostra SM-490A, Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Polarizadores descruzados. (lado maior da fotom. 2,6 mm)

Figura 6.6. Fotomicrografia de porfiroblasto euédrico de granada truncando e incluindo a xistosidade externa. Amostra SM-490B, Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Polarizadores descruzados (lado maior da fotomicrografia 1,3 mm).

Comparando o padrão dos xistos fora e dentro da zona de influência da Zona de Cisalhamento Ribeira, é possível interpretar que a xistosidade principal presente fora da zona de cisalhamento é a mesma preservada em núcleos de porfiroblastos de granada presente em rochas no interior desta estrutura.

A estaurolita é porfiroblástica e comumente poiquiloblástica, podendo ser euédrica, subédrica, anédrica, ou com bordas leve a fortemente corroídas. A maior parte dos cristais apresenta inclusões orientadas segundo uma foliação interna ondulada (rotacionada) paralela à xistosidade externa nas bordas dos cristais, sugerindo crescimento sin-cinémático (*Fig. 6.7*). Alguns cristais de estaurolita incluem parcialmente cristais euédricos de granada (*Fig. 6.8*). Rochas observadas localmente apresentam porfiroblastos euédricos de estaurolita que truncam e incluem a xistosidade externa, indicando crescimento posterior à geração desta.

No interior da zona milonítica ocorrem anfíbolitos caracterizados por porfiroclastos de anfíbólio envoltos por matriz fina constituída por plagioclásio, quartzo e hornblenda, além de epidoto, apatita e ilmenita como acessórios (*Fig. 6.9 e 6.10*). Os porfiroblastos de anfíbólio apresentam zonação textural marcada por núcleos de cor verde claro com fraco pleocroísmo (actinolita) e bordas de cor verde escura e fortemente pleocróica (tschermakita) (*Fig. 6.10*). Essa zonação textural (e composicional), associada à presença de hornblenda (tschermakita) como único anfíbólio na matriz, sugere que a milonitização da Zona de Cisalhamento Ribeira ocorreu concomitantemente com a progressão do metamorfismo.

O plagioclásio na matriz encontra-se totalmente recrystalizado dinamicamente indicando temperaturas de metamorfismo relativamente altas ($> 500^{\circ}\text{C}$). Apresenta uma fraca orientação preferencial de forma e normalmente mostra geminação polissintética bem formada.

A hornblenda na matriz é acicular e encontra-se disposta em orientação paralela à foliação lenticularizada.

O epidoto ocorre como microcristais idiomórficos a subidiomórficos concentrados em certos leitos na matriz, porém aparentemente não está em paragênese com a hornblenda, enquanto a clorita é tipicamente retrometamórfica, e não se encontra presente em todas as amostras de anfíbolito.

Os metabasitos presentes ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira são constituídos essencialmente por hornblenda (tschermakita) e plagioclásio (andesina) (*Tabela 6.2*). Acessórios compreendem ilmenita, quartzo e epidoto. A hornblenda é euédrica, verde escura, e localmente apresenta zonação textural com núcleos de cor verde claro e fraco pleocroísmo (actinolita).

Figura 6.7. Fotomicrografia mostrando porfiroblasto euédrico de estaurolita com foliação interna ondulada concordante com a xistosidade externa nas bordas do cristal. Notar a xistosidade externa defletida assimetricamente em torno do porfiroblasto. Amostra SM-490, Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Polarizadores cruzados + placa de gipso. (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm)

Figura 6.8. Fotomicrografia mostrando estaurolita porfiroblástica englobando parcialmente cristal euédrico de granada. Amostra SM-490C, Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Polarizadores descruzados (lado maior da fotomicrografia 3,2 mm).

Figura 6.9. Fotomicrografia mostrando porfiroblasto de anfibólio zonado com núcleo actinolítico e borda de hornblenda. Amostra M-161I (lado maior da fotomicrografia 2,8 mm).

Figura 6.10. Fotomicrografia mostrando matriz com plagioclásio (andesina) recrystalizado dinamicamente em anfibolito milonítico. Amostra M-161I, polarizadores cruzados (lado maior da fotomicrografia 0,7 mm).

6.2.2. Sequência Serra das Andorinhas

A rocha dominante presente na porção leste desta unidade, na zona de junção da Zona de Cisalhamento Ribeira com a Falha da Lancinha (*Fig. 6.1*), consiste de quartzo-clorita-muscovita-carbonato-feldspato xisto (calciossilicático) com um bandamento primário (S_0/S_1) formado pela alternância entre leitos ricos em carbonato e feldspatos e leitos grano-lepidoblásticos constituídos por muscovita, clorita e quartzo. A muscovita pode ser idiomórfica (reliquiar), lenticularizada ou recrystalizada na matriz, onde se associa com quartzo e clorita muito finos e xenomórficos. Porfiroclastos lenticularizados de feldspatos (plagioclásio e microclínio), apresentam fraturas internas. Acessórios compreendem turmalina, titanita, zircão e minerais opacos.

As micas orientadas na xistosidade S_0/S_1 encontram-se dobradas e rompidas desenhando uma crenulação S_2 fortemente oblíqua, bem formada nos leitos mais micáceos. Uma lenticularização generalizada sobrepõe-se as foliações mencionadas caracterizando a foliação milonítica S_3 , que gerou quartzo ribbons, lenticularização e fraturamento de feldspatos, e texturas pisciformes. Turmalina, titanita e minerais opacos parecem ser essencialmente clásticos.

Também ocorrem corpos de xisto grosso, porfiroblástico, formado por muscovita, quartzo, biotita, granada, clorita, turmalina e minerais opacos. O quartzo nestas rochas forma ribbons policristalinos e monocristalinos fortemente alongados segundo foliação milonítica, alternados com leitos ricos em muscovita e biotita. Tanto a muscovita quanto a biotita são fortemente alongadas e lenticularizadas, definindo texturas pisciformes. A granada é euédrica a levemente lenticularizada, e apresenta dimensões variando entre 5 e 10 mm. Localmente identifica-se mica branca e fina como pseudomorfos de granada, com inclusões orientadas segundo uma foliação ondulada tendendo ao paralelismo com a xistosidade externa nas bordas, sugerindo a existência de antiga granada sin-cinemática. Minerais opacos aparecem fortemente alongados na matriz.

6.2.3. Microestruturas de agregados de quartzo

Os agregados de quartzo presentes nas rochas do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas evidenciam variações nos mecanismos de recrystalização dinâmica do quartzo acompanhando a variação de intensidade de metamorfismo. As microestruturas ópticas de agregados de quartzo observadas podem ser divididas em quatro tipos principais (tipos I, II, III e IV).

Veios de quartzo deformados (e bandas quartzosas) associados às rochas de fácies xisto verde, zona da clorita, ocorrentes no domínio ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam a microestrutura do tipo I, caracterizada por agregados policristalinos de quartzo internamente formados por grãos reliquiais relativamente grossos e pequenas quantidades de grãos muito finos recrystalizados (Fig. 6.11a). Os grãos grossos apresentam formas irregulares e contatos serrilhados, provavelmente relacionados com a época de crescimento dos veios. Exibem extinção irregular e ondulante indicativa de deformação intracristalina. Os grãos recrystalizados e subgrãos relacionados são muito finos e desenvolvidos predominantemente ao longo dos contatos entre os grãos grossos reliquiais, ou ao longo de microfraturas (Fig. 6.11a). Essas microestruturas sugerem que a recrystalização se deu por mecanismos de *bulging recrystallization*. A proporção de grãos recrystalizados é muito contrastante dentro de diferentes domínios de amostras individuais (de 5 a 40%). Porfiroclastos totalmente envolvidos por grãos recrystalizados de granulação fina, definindo texturas manto-núcleo típicas, ocorrem localmente, sugerindo uma menor contribuição de processos de recrystalização dinâmica por rotação de subgrãos (e.g. Stipp *et al.*, 2002a, b).

A microestrutura do tipo II ocorre em veios de quartzo deformados e lâminas ricas em quartzo presentes em biotita-muscovita xistos (zona da biotita), presentes no interior da Zona de Cisalhamento Ribeira. Essa microestrutura é caracterizada pela presença de raros porfiroclastos de quartzo alongados segundo a foliação (*ribbons monocristalinos*) envoltos por uma matriz constituída por grãos finos dinamicamente recrystalizados. Os porfiroclastos apresentam razão axial entre 7:1 e 20:1, extinção irregular e ondulante e subgrãos que não estão restritos às bordas dos *ribbons*, mas também ocorrem internamente aos grãos (Fig. 6.11b). Os grãos recrystalizados e subgrãos apresentam formas poligonais e as mesmas dimensões, sugerindo que foram formados por rotação progressiva de subgrãos (e.g. Stipp *et al.*, 2002a, b). As proporções modais dos grãos recrystalizados variam entre 40 e 90%. Os grãos recrystalizados na matriz apresentam uma orientação preferencial de forma segundo uma obliquidade entre 10 e 25° em relação à orientação dos eixos maiores dos *ribbons*, formando uma microestrutura comparável com milonitos SC do tipo 2 de Lister & Snoke (1984).

A microestrutura do tipo III ocorre em veios de quartzo deformados encaixados por granada-biotita-muscovita xistos (zona da granada) presentes no interior da Zona de Cisalhamento Ribeira. É caracterizada pela presença de porfiroclastos de quartzo *ribbon* moderadamente alongados (razão de forma entre 2:1 e 5:1) em meio a uma matriz dinamicamente recrystalizada constituída por grãos relativamente grossos (Fig. 6.11c). Os *ribbons* e os grãos recrystalizados apresentam extinção ondulante. Os grãos formadores da matriz representam

aproximadamente 80% da rocha, são fortemente irregulares em termos de formas e granulação, e apresentam contatos interlobados (Fig. 6.11c), indicando que a recrystalização dinâmica foi controlada por processos de migração de borda de grãos (e.g. Stipp *et al.*, 2002a, b). Contudo, os porfiroclastos apresentam localmente subgrãos relativamente finos desenvolvidos principalmente em direção às bordas dos grãos, associados com grãos poligonais de mesma granulação, sugerindo uma contribuição menor de processos de rotação de subgrãos. Os grãos recrystalizados na matriz apresentam-se levemente alongados (razão axial $< 3:1$) e orientados preferencialmente a aproximadamente 40° em relação à orientação dos ribbons.

Figura 6.11. Fotomicrografias de microestruturas ópticas de agregados de quartzo presentes em amostras do Grupo Votuverava. A) microestrutura tipo I, grãos finos recrystalizados ao longo de microfraturas e bordas de grãos (*bulging recrystallization*). B) microestrutura tipo II, ribbons de quartzo envolvidos por grãos finos recrystalizados na matriz, e com subgrãos internos (rotação de subgrãos). C) microestrutura tipo III, raros ribbons de quartzo em matriz relativamente grossa com contatos fortemente irregulares entre os grãos (migração de bordas de grãos com contribuição de rotação de subgrãos). D) microestrutura tipo IV, grãos grossos com formas e dimensões contrastantes, contatos irregulares entre os grãos e fraca extinção ondulante (migração de borda de grãos). Lado maior das fotomicrografias 1,39 mm.

A microestrutura do tipo IV é tipicamente encontrada em agregados de quartzo presentes em xistos formados por quartzo, biotita, muscovita e granada (zona da granada), ocorrentes no domínio ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. É caracterizada por grãos recrystalizados de

granulação grossa com formas e dimensões irregulares, contatos interlobados ou serrilhados e ausência de orientação preferencial de forma e porfiroclastos (100% de grãos recristalizados) (Fig. 6.11d). Essas feições indicam processos de recristalização por migração de borda de grãos. O quartzo apresenta ainda inclusões de micas orientadas concordantemente com a foliação milonítica externa, indicando que a migração de bordas de grãos foi suficiente para ultrapassar os obstáculos da matriz. A ocorrência de extinção ondulante pode indicar a natureza sin-tectônica da recristalização ou então estar associada com uma superposição de deformação tardia. Os grãos de alguns domínios mostram formas poligonais, contatos retos e junções trípticas a aproximadamente 120°, sugestivos de superposição de recristalização estática.

6.3. Química Mineral

Foram analisadas em microsonda eletrônica quatro amostras do Grupo Votuverava, sendo três metapelitos (F-035B, M-198A e M-214C) e um metabasito (M-216A), e duas amostras da Sequência Serra das Andorinhas, um metapelito (M-161F) e um metabasito (M-161I). As fases analisadas compreendem granada, biotita, muscovita, clorita, plagioclásio e hornblenda.

6.3.1. Metapelitos

Grupo Votuverava

Os metapelitos analisados do Grupo Votuverava são formados pelas associações granada + biotita + muscovita + quartzo $\pm$ plagioclásio $\pm$ ilmenita $\pm$ monazita (M-214C), granada + biotita + muscovita + quartzo + clorita $\pm$ plagioclásio $\pm$ ilmenita $\pm$ monazita (M-198A) e muscovita + clorita + quartzo + plagioclásio $\pm$ carbonato (F-035B).

A granada presente na amostra M-214C é relativamente fina (< 2mm), euédrica ou com bordas parcialmente corroídas, e apresenta zonação microestrutural definida pela presença de núcleos ricos em inclusões de quartzo e minerais opacos, ambos alongados e orientados segundo uma foliação retilínea discordante da foliação externa, e bordas livres de inclusões. Apesar de pouca variação composicional, apresenta zonação química aproximadamente simétrica, com núcleos pontuais de composição Alm₆₇ Sp₂₄ Prp₅ Grs₄, seguidos por decréscimo contínuo dos teores de essartita (até 17%) e grossulária (até 3%) e incremento nos conteúdos de almandina (até 73%) e piropo (até 7%) em direção às bordas dos cristais (Fig. 6.12). Esse padrão sugere um

único estágio de crescimento, e ausência de modificações nas bordas dos cristais relacionada a efeitos de difusão pós-crescimento.

A granada presente na amostra M-198A é fina e predominantemente euédrica. Um cristal analisado apresenta zonação química forte e complexa, distinguindo-se ao menos duas fases de crescimento. A primeira fase apresenta zonação química reversa, com núcleo pouco espesso de composição $\text{Sps}_{46} \text{Alm}_{42} \text{Grs}_8 \text{Prp}_4$, com tendência de crescimento dos teores de espessartita (até 49%) e grossulária (até 10%) e queda dos conteúdos de almandina (até 39%) e piropo (até 3%) em direção às bordas do domínio (Fig. 6.12). A segunda fase apresenta zonação química normal, com aumento contínuo dos teores de almandina (até 65%) e piropo (até 7%), e queda contínua dos teores de espessartita (até 23%) em direção às bordas do cristal. O perfil químico do componente grossulária apresenta no início um leve aumento de 10% para 11%, seguido de queda contínua até 4% nas bordas do cristal (Fig. 6.12). Também neste caso não ocorrem zonações marginais reversas devido a trocas catiônicas retrogradadas.

Cristais de plagioclásio são muito finos e pouco abundantes nas amostras M-214C e M-198A, ocorrendo na matriz associado ao quartzo em leitos granoblásticos. Apresenta composição pouco variável na amostra M-214C ($\text{Ab}_{83,6-84,9} \text{An}_{14,6-16,1} \text{Or}_{0,4-0,5}$), enquanto na amostra M-198A somente um cristal com composição $\text{Ab}_{98,8} \text{An}_{0,9} \text{Or}_{0,3}$ foi analisado. O plagioclásio na amostra F-035B é clástico e não foi analisado.

Figura 6.12. Perfis composicionais em cristais de granada presente em amostras do Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira.

Variações composicionais para a biotita das amostras M-198A e M-214C (zona da granada) podem ser observadas quanto aos conteúdos de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, Ti, Al e K (Fig. 6.13). Os valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ situam-se nos intervalos de 0,518-0,567 (M-198A) e 0,581-0,614 (M-

214C), sem nenhuma variação sistemática entre posições núcleo e borda dos cristais ou sítios microestruturais distintos (cristais presentes na matriz ou em sombras de deformação ao redor de granada). Os teores de TiO_2 variam nos intervalos de 1,13-1,67% (M-198A) e 1,53-1,88% (M-214C). A relação entre os conteúdos de K_2O e $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mostra uma correlação negativa fraca para amostra M-214C e uma correlação positiva fraca para amostra M-198A (Fig. 6.13). O padrão da amostra M-198A sugere cloritização parcial no sentido de perda dos conteúdos de K_2O e TiO_2 . O gráfico relacionando X_{Mg} versus Al no sítio tetraédrico mostra correlações negativas leves para as duas amostras. Os gráficos relacionando Ti com Al nos sítios tetraédrico e octaédrico apresentam padrões planos, com grande variação dos conteúdos de Al frente a pouca variação em Ti (Fig. 6.13).

A muscovita presente nas amostras M-214C e M-198A (zona da granada) apresenta variações composicionais importantes e sistemáticas. Os gráficos relacionando Si com Na e Mg apresentam fortes correlações negativa e positiva, respectivamente (Fig. 6.14). O conteúdo de Fe^{2+} mostra correlações negativa e positiva com relação ao conteúdo de Si, respectivamente para as amostras M-214C e M-198A (Fig. 6.14). A variação do teor de Ti apresenta uma correlação negativa em relação ao Si para amostra M-214C, e padrão aleatório para amostra M-198A (Fig. 6.14). A muscovita da amostra F-35B (zona da clorita) apresenta teores significativamente menores de Ti e Fe^{2+} e significativamente maiores de Na em relação às outras amostras do Grupo Votuverava (Fig. 6.14). Os teores de Mg são aproximadamente iguais. O conteúdo de Mg da muscovita tende a decrescer com o aumento da temperatura e diminuição da pressão, enquanto o conteúdo de Na tende a crescer com o aumento da temperatura, de forma que as variações composicionais da muscovita presente nas rochas do Grupo Votuverava são consistentes com reequilíbrios incompletos associados com a progressão do metamorfismo. Por outro lado, o comportamento quanto ao Ti para amostra M-214C foge ao padrão esperado, uma vez que, normalmente, este elemento tende a ser expelido da muscovita com o aumento da temperatura. A muscovita do Grupo Votuverava mostra também uma tendência de diminuição do componente fengita com a progressão do metamorfismo, consistente com o padrão descrito por vários autores em diferentes terrenos metamórficos de pressão baixa a intermediária (e.g. Mather, 1970; Wang *et al.*, 1986; Dempster & Tanner, 1997; Graeßner & Schenk, 1999). Esse padrão tem sido interpretado como relacionado com o reequilíbrio contínuo de micas brancas detríticas e formação de muscovita por reações de transferência de rede (*net-transfer reaction*) (e.g. Miyashiro & Shido, 1985).

Figura 6.13. Gráficos binários relacionando os conteúdos de Al^{IV} contra $Mg/(Mg+Fe)$ e Ti , Al^{VI} contra Ti , e K_2O contra TiO_2/Al_2O_3 em biotita presente em metapelitos do Grupo Votuverava e Sequência Serra das Andorinhas. Conteúdos de Al e Ti em átomos por fórmula unitária, e de K_2O em porcentagem.

Cristais de clorita presentes em dois sítios microestruturais distintos (truncando ou paralela à xistosidade principal) na amostra M-198A não apresentaram variações composicionais significativas. Os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ variam entre 0,501 e 0,535 (cristais truncando a xistosidade) e entre 0,497 e 0,511 (cristais paralelos à xistosidade), com forte relação entre as posições analisadas dentro dos cristais, para ambos os tipos microestruturais. Análises de bordas de cristais apresentam $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,497 e 0,503, enquanto análises de núcleos entre 0,510 e 0,535. O conteúdo de Al_{total} apresenta variações nos intervalos 2,800-2,916 a.f.u. (cristais truncando a xistosidade) e 2,775-2,939 a.f.u. (cristais paralelos à xistosidade). Neste caso também ocorre uma tendência de diminuição do teor de Al dos núcleos (2,829-2,939 a.f.u.) em direção às bordas (2,775-2,833) dos cristais. A clorita presente na amostra F-035B apresenta valores de $Fe/(Fe+Mg)$ variando de 0,379 a 0,398, e teor de Al_{total} entre 2,807 e 2,965 a.f.u..

Figura 6.14. Diagramas binários para a mica branca presente nas amostras do Grupo Votuverava e Sequência Serra das Andorinhas. Amostras M-214C(diamante escuro), M-198A (diamante claro), M-161F (quadrado) e F-35B (triângulo).

Sequência Serra das Andorinhas

Somente uma amostra (F-161F) de metapelito da Sequência Serra das Andorinhas foi analisada em microsonda eletrônica. Esta amostra é formada pela associação Bt + Ms + Chl + Qtz + Pl (clástico) + Kfs (clástico), tendo sido analisados cristais de biotita, muscovita e clorita.

A biotita não apresenta variações composicionais importantes, nem sistemáticas (Fig. 6.13). Os valores de $Fe/(Fe+Mg)$ variam entre 0,534 e 0,556, enquanto os teores de TiO_2 entre 1,40 e 1,88%. Esses valores são intermediários em relação àqueles apresentados pelas amostras da zona da granada (M-198A e M-214C) pertencentes ao Grupo Votuverava.

Apesar de pouca variação composicional, a muscovita exhibe correlações positivas entre Si versus Mg e Fe^{2+} , e negativa entre Si e Na, semelhante ao padrão da amostra M-198A (Fig. 6.14). O conteúdo de Ti varia aleatoriamente (Fig. 6.14).

A clorita apresenta valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ muito pouco variados (entre 0,528 e 0,539) e conteúdo de Al_{total} entre 2,766 e 2,881 a.f.u., sem variação sistemática com relação à posição dentro dos cristais, ou aos sítios microestruturais distintos.

6.3.2. Metabasitos

O anfibólio presente nos anfibolitos M-161I (Seqüência Serra das andorinhas) e M-216B (Grupo Votuverava) é do tipo cálcico, segundo nomenclatura de Leake *et al.* (1997), e apresenta zonações óptica e química fortes, com composições de actinolita, hornblenda magnesianas e tschermakita respectivamente no núcleo, porções intermediárias e bordas dos cristais (Fig. 6.15). Grande variação composicional também pode ser vista nos diagramas binários da figura 6.16, onde se observam fortes correlações negativas entre os teores de Si versus Al_{total} , Si versus $\text{Al}_{\text{total}}+\text{Na}$, Si+Mg versus $\text{Al}_{\text{total}}+\text{Na}$ e Si+Fe versus $\text{Al}_{\text{total}}+\text{Na}$; e fortes correlações positivas entre Al (iv) versus Na e Al_{total} versus Ti (Fig. 6.16).

Esta zonação é marcada pelo incremento de Al, Al (iv), Na, Fe e Ti dos núcleos em direção às bordas dos cristais, acompanhado pelo decréscimo nos teores de Si e Mg, provavelmente ligada à progressão do metamorfismo (aumento nas condições de temperatura).

Figura 6.15. Classificação de anfibólios cálcicos segundo nomenclatura de Leake *et al.* (1997), com análises químicas de anfibólio presentes em amostras do Grupo Votuverava (M-216B) e da Seqüência Serra das Andorinhas (M-161I).

O plagioclásio presente nas amostras M-161I e M-216B apresenta grande variação composicional, marcada pelo acréscimo nos teores de anortita e decréscimo nos teores de albita (An_{24-43} Ab_{57-76} e An_{25-36} Ab_{64-75} , respectivamente para amostras M-161I e M-216B) do núcleo em direção às bordas dos cristais. Esse padrão também é coerente com a progressão do metamorfismo, com aumento das condições de temperatura.

Figura 6.16. Diagramas binários para o anfibólio presente em anfibólitos do Grupo Votuverava e Sequência Serra das Andorinhas. Teores de Si, Al, Ti, Na e Fe expressos em átomos por fórmula unitária.

6.4. Metamorfismo

De acordo com as paragêneses minerais as foliações S_1 e S_2 presentes nas ardósias e filitos do Grupo Votuverava ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira foram geradas em condições de fácies xisto verde, principalmente na zona da clorita. Apesar da ausência de paragêneses conclusivas, uma vez que sericita e clorita podem ocorrer em metamorfismo mais intenso, a abundância de estruturas sedimentares primárias bem preservadas e a ocorrência local de cloritóide (identificados somente em campo), confirmam o metamorfismo na fácies xisto verde inferior. O primeiro aparecimento da biotita em metapelitos geralmente ocorre em temperaturas ao redor de 400°C, podendo se dar através da reação (1) (Bucher & Frey, 1994) (Fig. 6.17):

Figura 6.17. Grade petrogenética no sistema KFMASH com principais reações metamórficas para metapelitos não afetados por anatexia parcial (adaptado de Spear & Cheney, 2000, inédito). Abreviações segundo Kretz (1983).

Devido à ausência generalizada de biotita metamórfica nas rochas presentes ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira, essa temperatura é um provável limite máximo para o metamorfismo a que foram submetidas. De acordo com Bucher & Frey (1994) o cloritóide pode ser o primeiro mineral metamórfico formado em “metapelitos normais” em temperaturas próximas a 300°C, o que limita um intervalo entre 300 e 400°C para o pico de temperatura nessa zona metamórfica.

Os metabasitos do Grupo Votuverava ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam a associação metamórfica actinolita + epidoto + clorita + albita $\pm$ quartzo $\pm$ carbonato $\pm$ hornblenda ígnea reliquiar. De acordo com Bucher & Frey (1994) a associação diagnóstica do início da fácies xisto verde é dada pelo primeiro aparecimento de actinolita e epidoto em presença de clorita e pode ser formada em temperaturas ao redor de $280^{\circ} \pm 30^{\circ}\text{C}$ em pressões menores que 6kbar, pelas reacções (F) e (G) (*Fig. 6.18*).

No caso analisado, não é rara a ocorrência de finas bordas de hornblenda na actinolita, sugerindo condições um pouco mais intensas de metamorfismo, porém, como o plagioclásio possui conteúdo de anortita abaixo de 17%, essas rochas não alcançaram a fácies anfíbolito. Liou *et al.* (1974) determinaram que a partir de 475°C começa a instabilidade da clorita, que tende a reduzir seu volume na rocha. Levando-se em conta que os metabasitos no domínio ao norte da

Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam clorita estável, o metamorfismo não deve ter alcançado essa temperatura neste domínio. Considerando as condições metamórficas apresentadas pelas rochas metassedimentares relacionadas, as paragêneses dos metabasitos são coerentes com metamorfismo em temperaturas entre 300 e 400°C.

Figura 6.18. Grade petrogenética para rochas metabásicas, reunindo as principais reações determinadas experimentalmente. Referência para reações (A) a (G) conforme Fig. 4.18; reações (H) e (I) segundo Bucher & Frey (1994). Em cinza escuro e claro encontram-se os campos prováveis de estabilidade para o pico metamórfico das rochas metabásicas ao norte e sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, respectivamente.

Nas rochas metassedimentares do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira uma foliação pré- S_3 (S_1 ou S_2) é preservada somente como relíquias inclusas em granada e biotita. A paragênese da xistosidade S_3 com quartzo + muscovita + biotita + granada associada à ausência de clorita sugerem que a produção de biotita e granada se deu pela reação (2) discutida acima, que deve ocorrer entre 500-520°C (Bucher & Frey, 1994), e 518-550°C (Spear & Cheney, 2000, inédito) (Fig. 6.17).

A paragênese granada + biotita + estauroлита + muscovita + quartzo + ilmenita ± plagioclásio encontrada em rochas do Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira, associada à ausência de clorita progressiva, sugere que as rochas atravessaram a reação (3). Segundo grade petrogenética de Spear & Cheney (2000, inédito) a reação (3), no campo de estabilidade da cianita, deve ocorrer ao redor de 586°C a 5,5 kbar e 644°C a 11,7 kbar. A ausência de aluminossilicato sugere que a reação (4) não foi alcançada, limitando um campo de temperatura de $615 \pm 29^\circ\text{C}$ para o pico metamórfico (Fig. 6.17). A ocorrência de cianita em rochas da mesma unidade sugere evolução no campo de estabilidade deste aluminossilicato, fornecendo um campo de pressão de $8,6 \pm 3,1$ kbar (Fig. 6.17).

A paragénese granada + biotita + estaurolita + cianita + muscovita + quartzo + ilmenita $\pm$ plagioclásio presente em rochas do Grupo Votuverava também ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira sugere que as rochas cruzaram a reação (4), considerando que a granada é um mineral adicional provavelmente estabilizado pela presença de manganês. Segundo grade petrogenética de Spear & Cheney (2000, inédito) a reação (4) deve ocorrer ao redor de 618°C a 6,2 kbar e 644°C a 11,7 kbar (*Fig.6.17*). A abundância de estaurolita sugere que a reação (12), que deve ocorrer ao redor de 644°C a 11,7 kbar e 688°C a 7,7 kbar (*Fig.6.17*), não foi ultrapassada. O campo de estabilidade limitado pelas reações (4) e (12) fornece condições de $653 \pm 35^\circ\text{C}$ e $8,9 \pm 2,7$ kbar para as condições de pico para essa zona metamórfica.

A paragénese hornblenda + andesina (An_{35-45}) $\pm$ epidoto presentes nas rochas anfibolíticas ocorrentes no domínio ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira indica condições metamórficas de fácies anfibolito. A presença de hornblenda e plagioclásio no início da fácies anfibolito ocorre primeiramente em temperaturas ao redor de 500°C e pressões de 5 kbar, quando o metamorfismo segue a geoterma da cianita (Bucher & Frey, 1994). Considerando que os anfibolitos apresentam pequenas quantidades de epidoto e clorita progressiva é ausente, o metamorfismo destas rochas deve ter ocorrido entre 550 e 600°C, considerando os trabalhos experimentais de Liou *et al.*, (1974) e Apter & Liou (1983), conforme discutido anteriormente (*Fig. 6.18*).

Nas rochas quartzosas e veios de quartzo deformados do Grupo Votuverava é possível observar uma nítida transição dos mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo do domínio ao norte para o domínio ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira (ZCR), acompanhando a transição das zonas metamórficas. Quatro zonas de recristalização dinâmica do quartzo foram reconhecidas a partir de microestruturas ópticas dos agregados de quartzo:

- (1) zona de *bulging recrystallization* (ao norte da ZCR, associada à zona da clorita);
- (2) zona de recristalização por rotação de subgrãos (interior da ZCR, associada à zona da biotita);
- (3) zona de recristalização por rotação de subgrãos combinada com migração de borda de grãos (interior da ZCR, associada à zona da granada); e
- (4) zona de recristalização por migração de borda de grãos (ao sul da ZCR, associada à zona da granada).

Stipp *et al.* (2002) analisando rochas quartzosas deformadas num intervalo de temperatura entre 250 e 700°C concluíram que, para o quartzo, o mecanismo de *bulging recrystallization* ocorre entre 280 e 400°C, a recristalização por rotação de subgrãos entre 400 e 500°C e a recristalização por migração de borda de grãos acima de 500°C. Os autores propuseram que, na falta de outros geotermômetros, as microestruturas poderiam ser utilizadas para estimativas de temperatura.

6.5. Geotermobarometria

6.5.1. Metapelitos portadores de granada

Cálculos geotermobarométricos das condições de pico metamórfico em duas amostras de metapelitos portadores de granada (M-198A e M-214C) foram realizados usando o programa THERMOCALC (Powell & Holland, 1988) versão 3.26 (2006), no módulo *average PT calculations*. Devido a ausência de quaisquer evidências de difusões retrógradas nos perfis químicos em granada, utilizou-se análises de bordas de cristais com os melhores fechamentos estequiométricos, juntamente com as composições mais adequadas de biotita, muscovita, plagioclásio e clorita selecionadas por critérios químicos.

Os valores de *P* e *T* calculados com o THERMOCALC para as amostras M-198A e M-214C (*Fig. 6.19; Tabela 6.3*) caem no campo da cianita, sendo consistentes com as observações petrográficas. A amostra M-198A forneceu condições de $552 \pm 14^\circ\text{C}$ e $6,9 \pm 1,7$ kbar, e $551 \pm 15^\circ\text{C}$ e $6,8 \pm 1,7$ kbar. As estimativas da amostra M-214C ($633 \pm 27^\circ\text{C}$ e $6,3 \pm 1,1$ kbar; $629 \pm 27^\circ\text{C}$ e $6,1 \pm 1,1$ kbar) são da ordem de 80°C maiores e 0,5-0,8 kbar menores em relação à amostra M-198A (*Tabela 6.3*).

Tabela 6.3. Resultados geotermobarométricos para amostras de metapelitos do Supergrupo Açungui.

Amostra	Associação	P (kbar)	T (°C)	Posição	Método	Referência
M-198A	Grt-Bt-Ms-Qtz	$6,9 \pm 1,7$	552 ± 14	borda/matriz	<i>average PT</i>	THERMOCALC
M-198A	Grt-Bt-Ms-Qtz	$6,8 \pm 1,7$	551 ± 15	borda/matriz	<i>average PT</i>	THERMOCALC
M-214C	Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	$6,3 \pm 1,1$	633 ± 27	borda/matriz	<i>average PT</i>	THERMOCALC
M-214C	Grt-Bt-Ms-Pl-Qtz	$6,1 \pm 1,1$	629 ± 27	borda/matriz	<i>average PT</i>	THERMOCALC
M-161F	Bt-Chl-Ms-Qtz	4 (mínima)	484 ± 09	matriz (n=42)*	biotita-muscovita	Hoisch (1989)
F-035B	Chl-Ms-Qtz-Car	5 (assumida)	388 ± 12	matriz (n=8)*	clorita-quartzo	Vidal <i>et al.</i> (2001)
F-035B	Chl-Ms-Qtz-Car	5 (assumida)	392 ± 04	matriz (n=8)*	Al-em-clorita	Cathelineau (1988)
F-035B	Chl-Ms-Qtz-Car	5 (assumida)	389 ± 04	matriz (n=8)*	Al-em-clorita	Jowett (1991)

*n = número de minerais ou pares minerais utilizados nos cálculos.

6.5.2. Metapelitos livres de granada

Para as rochas metassedimentares livres de granada foram utilizados os geotermômetros biotita-muscovita (amostra M-161F) segundo calibração de Hoisch (1989) e clorita-quartzo (amostra F-035B) segundo Vidal *et al.* (2001). Neste último caso também se utilizou comparativamente os geotermômetros de Cathelineau (1988) e Jowett (1991).

Os valores de temperatura para amostra M-161F calculados com o geotermômetro biotita-muscovita segundo Hoisch (1989) situam-se entre 475 e 493°C (Fig. 6.19; Tabela 6.3), considerando uma pressão mínima de 4 kbar fornecida pela reação polimórfica andalusita-cianita. Embora estes dados devam ser considerados com precaução, representam as melhores estimativas possíveis para a mineralogia apresentada pela amostra.

Figura 6.19. Dados geotermobarométricos para metapelitos do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas. Os resultados das amostras M-214C e M-198A correspondem a estimativas realizadas com o THERMOCALC. Os resultados das amostras M-161F e F-35B foram obtidos com os geotermômetros biotita-muscovita de Hoisch (1989) e clorita-quartzo de Vidal *et al.* (2001), respectivamente.

Análises de clorita foram utilizadas para estimar temperaturas de metamorfismo para rochas cuja associação mineral não permitem cálculos geotermométricos mais robustos. A tabela 6.1 apresenta valores de temperatura calculados com três termômetros diferentes baseados na química mineral da clorita. As temperaturas obtidas para a amostra F-035B (entre 376 e 400°C, assumindo pressão de 5 kbar) são consistentes com os intervalos estimados com base na identificação petrográfica.

Diversos estudos têm demonstrado a dependência da composição da clorita e sua temperatura de formação (e.g. Cathelineau & Nieva, 1985; Cathelineau, 1988; Jowett, 1991; Vidal *et al.*, 2001). Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) trabalhando nos campos geotermiais de Los Azufres (México) reconheceram um aumento sistemático no teor de Al presente no sítio tetraédrico de cloritas (Al^{IV}) com o aumento da temperatura, decorrente de metamorfismo termal e hidrotermal. Relações menos fortes também foram observadas entre temperatura e vacância octaédrica ou conteúdo de Fe. Com base nestas observações Cathelineau & Nieva (1985) e Cathelineau (1988) propuseram duas regressões lineares que correlacionam o conteúdo de Al^{IV} em clorita com sua temperatura de formação. Jowett (1991) modificou a equação de Cathelineau & Nieva (1985) de modo a levar em conta o efeito dos valores de X_{Fe} ($Fe/Fe+Mg$) no conteúdo de Al^{IV} , com aplicações para cloritas com $X_{Fe} < 0,6$. Contudo, diversos pesquisadores têm questionado a aplicabilidade deste geotermômetro, principalmente por causa de contaminações das análises de clorita com fases associadas, e ausência de equilíbrio (e.g. Shau *et al.*, 1990; Jiang *et al.*, 1994; Essene & Peacor, 1995). Shau *et al.* (1990) e Jiang *et al.* (1994) argumentam que o conteúdo de Al bem como as vacâncias octaédricas na clorita são influenciadas por contaminações de outras fases que não podem ser detectadas por análises em microsonda eletrônica. Dessa maneira, Jiang *et al.* (1994) sugerem que o geotermômetro clorita não deve ser aplicado para obtenção de temperaturas de rochas metamórficas de fácies xisto verde ($T > 300^\circ C$). Essene & Peacor (1995) apresentam uma discussão crítica sobre a utilização e os problemas relacionados à aplicação da composição de argilo-minerais como geotermômetro, concluindo que, embora a utilização deste método não forneça estimativas robustas de temperatura, ele pode ser usado para aproximações e indicações a serem consideradas com cautela. Em trabalho recente, Vidal *et al.* (2001) derivam um modelo de solução sólida para cloritas aluminosas presentes em metapelitos em uma faixa de P - T entre 100 e 850°C e 0,5 e 20 kbar, e propõem um geotermômetro baseado no equilíbrio $2 \text{ clinocloro} + 3 \text{ Mg-sudoita} = 4 \text{ Mg-amesita} + 7 \text{ quartzo} + 4 \text{ H}_2\text{O}$, para associações minerais com clorita associada com quartzo. Os resultados de Vidal *et al.* (2001) são compatíveis com os geotermômetros empíricos clássicos baseados nos conteúdos de Al^{IV} e vacâncias em clorita.

6.5.3. Metabasitos

Estimativas das condições de temperatura de pico metamórfico para as amostras de anfibolito do Grupo Votuverava (M-216B) e da Sequência Serra das Andorinhas (M-161I) foram realizadas utilizando principalmente o geotermômetro hornblenda-plagioclásio, calibração de Holland & Blundy (1994), com o auxílio do programa HB-PLAG (Holland & Blundy, 1998). Tentativamente, aplicamos o geotermobarômetro de Gerya *et al.* (1997) modificado por Zenk & Schulz (2004). Como os minerais (anfíbólio e plagioclásio) de ambas as amostras apresentam zonação composicional, utilizou-se também pares de núcleos e porções intermediárias, visando estimar condições de temperatura anteriores ao pico metamórfico. Os resultados são apresentados na tabela 6.4 e na figura 6.20.

Figura 6.20. Resultados geotermobarométricos para metabasitos do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas. As curvas correspondem ao geotermômetro hornblenda-plagioclásio segundo calibração de Holland & Blundy (1994). Os quadrados representam os resultados do geotermobarômetro de Gerya *et al.* (1997) modificado por Zenk & Schulz (2004).

Estimativas usando a calibração de Holland & Blundy (1994) para vários pares de composições minerais forneceram temperaturas entre 454 e 674°C (M-216B) e 466 e 696°C (M-161I), assumindo uma pressão de 7 kbar de referência. Para a amostra M-216B foram obtidas temperaturas entre 454 e 460°C para pares de núcleos, e 610 e 674°C para pares de bordas,

considerando a mesma pressão. Para amostra M-161I foram obtidos intervalos de temperatura de 466-500°C (pares de núcleos), 580-644°C (porções intermediárias) e 628-696°C (pares de bordas).

Tabela 6.4. Resultados geotermométricos para amostras de metabasitos.

Amostra	Associação	Pressão (kbar) *assumida	T (°C)	Posição	Método	Referência
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7*	483 ± 17	núcleo	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7*	612 ± 32	intermediário	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7*	662 ± 34	borda	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	1,3	384	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	2,4	437	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	2,7	437	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	4,5	512	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	5,8	565	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	6,5	585	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	6,9	612	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7,0	609	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7,1	611	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7,1	615	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-161I	Hbl-Pl-Ep	7,7	625	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7*	457 ± 03	núcleo	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7*	642 ± 32	borda	Hbl-Pl	Holland & Blundy (1994)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	2,1	419	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	2,3	431	núcleo	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	5,2	552	intermediário	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7,1	614	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7,2	615	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7,4	618	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7,4	623	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)
M-216B	Hbl-Pl-Ep	7,7	627	borda	Amp	Zenk & Schulz (2004)

As estimativas utilizando o geotermobarômetro de Zenk & Schulz (2004) para o anfibólio da amostra M-216B forneceram condições entre 614-267°C e 7,1-7,7 kbar (bordas), 552°C e 5,2 kbar (porções intermediárias) e 419-431°C 2,1-2,3 kbar (núcleos). O anfibólio da amostra M-161I forneceu condições entre 612-625°C e 6,9-7,7 kbar (bordas), 512-585°C e 4,5-6,5 kbar (porções intermediárias), e 384-437°C e 1,3-2,7 kbar (núcleos). Considerando as duas amostras essas estimativas de temperatura são entre 3 a 84°C menores em relação àquelas fornecidas pelo geotermômetro de Holland & Blundy (1994), sendo em geral consistentes com os valores médios obtidos (Tabela 6.4).

Os valores de pressão estimados para o pico metamórfico das amostras de anfibolito (ao redor de 7,4 kbar) são entre 0,5 e 1,1 kbar maiores em relação aos valores obtidos com o THERMOCALC para as amostras de micaxistos com granada.

6.6. Cálculo e Interpretação de Trajetórias *P-T*

6.6.1. Metapelitos com granada

Trajetórias *P-T* para os micaxistos com granada do Grupo Votuverava (M-198A e M-214C) foram calculadas utilizando o método de termodinâmica diferencial (Spear & Selverstone, 1983; Spear, 1989), ou método de Gibbs, para cristais de granada com zonação química associada ao crescimento progressivo (conforme descrito no capítulo 3.6). Os cálculos foram realizados no sistema químico $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO-MnO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ (MnNCKFMASH) usando o programa GIBBS (Spear & Menard, 1989; Spear *et al.*, 1991), com modelos de atividade e mistura fornecidos com o programa (banco de dados termodinâmicos: Gibbs Tutorial Thermo.dat).

As amostras utilizadas para os cálculos contêm as paragêneses granada + biotita + clorita + plagioclásio + muscovita + quartzo (M-198A) e granada + biotita + plagioclásio + epidoto + muscovita + quartzo (M-214C). Considerando o fluido, essas associações apresentam variância quatro no sistema MnNCKFMASH. Utilizou-se como temperaturas e pressões de referência para as duas amostras os valores médios obtidos com o THERMOCALC, e como variáveis monitoras os valores de X_{alm} , X_{grs} , X_{sps} e X_{an} . As atividades dos membros finais da granada e do plagioclásio foram calculadas segundo Berman (1990) e Fuhrman & Lindsley (1988), respectivamente. Assumimos, conforme obrigatoriedade do banco de dados utilizado, H_2O , quartzo, cianita, sillimanita, feldspato potássico e muscovita como substâncias puras. O fluido foi modelado como puro H_2O , com pressão de fluidos = pressão total. As atividades dos membros finais da biotita foram calculadas conforme descrito no capítulo 3.6.

A trajetória *P-T* calculada para amostra M-198A sugere dois eventos metamórficos distintos (Fig. 6.2I). As estimativas do núcleo iniciam-se ao redor 508°C e 7,2 kbar e seguem um caminho de descompressão acompanhada de resfriamento até aproximadamente 486°C e 6,4 kbar. A partir deste ponto segue-se compressão associada a aquecimento até as condições de pico bórico ao redor de 530°C e 8,4 kbar. Segue-se novo episódio de descompressão, neste caso associado a aquecimento, até o pico térmico em 552°C e 6,9 kbar (condições *P-T* de referência).

A trajetória *P-T* calculada para amostra M-214C é muito diferente daquela mostrada pela amostra M-198A, sugerindo perda parcial do registro metamórfico. Nesse caso a trajetória segue uma descompressão praticamente isotérmica de aproximadamente 2 kbar, iniciando-se em condições de 610°C e 8,3 kbar e atingindo o pico metamórfico em 633°C e 6,3 kbar (condições *P-T* de referência).

Figura 6.21. Trajetórias P - T calculadas com o método de Gibbs para metapelitos com granada do Grupo Votuverava ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Ver texto para explicações.

Figura 6.22. Trajetória P - T interpretada com base em geotermobarometria e interpretações petrográficas para metabasitos do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira. Os campos em amarelo, rosa e verde se referem às estimativas usando o geotermômetro hornblenda-plagioclásio (Holland & Blundy, 1994) para pares de núcleo, porções intermediárias e bordas, respectivamente. Os pontos em branco correspondem às estimativas usando o geotermobarômetro de Gerya et al. (1997) modificado por Zenk & Schulz (2004). Campos em cinza e azul conforme Fig. 6.18.

6.6.2. Metabasitos

Combinando os resultados geotermobarométricos com os campos de estabilidade das paragéneses determinados com base na petrografia e dados experimentais disponíveis na literatura, é possível interpretar uma trajetória P - T horária para o metamorfismo das amostras de

anfibolito presentes nas unidades ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira (*Fig. 6.22*). A trajetória retrógrada é indicada pela formação tardia de clorita, indicando que as rochas atravessaram a reação (A) (*Fig. 6.22*) em sentido inverso.

Em função da ausência de paragêneses conclusivas quanto às condições de pressão e indisponibilidade de geobarômetros aplicáveis para as associações minerais presentes, não foi possível até o momento estimar trajetórias metamórficas para os metapelitos e metabasitos presentes no Grupo Votuverava no domínio ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira.

Contudo, o padrão metamórfico geral das unidades analisadas indica um metamorfismo tipicamente barrovidiano, diferente daquele caracterizado para as rochas do Complexo Turvo-Cajati, onde ocorrem registros de alta pressão preservados.

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise estrutural foi realizada com base em procedimentos clássicos (*e.g.* Turner & Weiss, 1968; Ramsay & Huber, 1983, 1987; McClay, 1987) envolvendo a descrição e análise em campo das relações geométricas e cinemáticas das estruturas tectônicas, tomada de atitude de estruturas com bússola, hierarquização destas com base em critérios de superposição, além de tratamento em escritório com o auxílio de estereogramas, seções e mapas. As atitudes de estruturas referidas abaixo são descritas segundo a notação CLAR (rumo do mergulho/mergulho).

7.1. Terrenos Curitiba e Luís Alves

7.1.1. Complexo Turvo-Cajati

Geometria

A estrutura principal do Complexo Turvo-Cajati consiste de uma xistosidade lenticularizada de natureza milonítica e bandamento composicional paralelos definidos pela orientação preferencial de minerais micáceos e lentes/lâminas estiradas de composição quartzo-feldspática e micácea alternadas. No caso de intercalações de mármore, a xistosidade é paralela ao acamamento sedimentar, comumente preservado.

Em termos de geometria o Complexo Turvo-Cajati foi dividido em três domínios estruturais TC-1 e TC-2 (região da Serra do Azeite, *Fig. 7.1*) e TC-3 (região de Barra do Turvo, *Fig. 7.2*).

A xistosidade principal no domínio TC-1 apresenta direção geral E-W, com mergulhos baixos a altos principalmente para sul. Os pólos dessa xistosidade distribuem-se segundo guirlanda de círculo máximo, embora somente no quadrante NE (*Fig. 7.1*), com concentração pontual máxima de dados ao redor da atitude $191^{\circ}/48^{\circ}$. Esse padrão sugere dobras fechadas a apertadas, inclinadas, com flanco invertido e vergência para norte. O plano AC ajustado apresenta atitude $287^{\circ}/74^{\circ}$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado $107^{\circ}/16^{\circ}$ (*Fig. 7.1*). Uma lineação de estiramento bem desenvolvida apresenta atitude relativamente constante, com caimentos baixos para ESE ou WSW e densidade máxima de dados em $101^{\circ}/03^{\circ}$ (*Fig. 7.1*). A lineação de estiramento coincide com o eixo construído da dobra interpretada pela análise de orientação em estereograma (*Fig. 7.1*).

Figura 7.1. Mapa de domínios estruturais do Complexo Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Figura 7.2. Mapa de domínios estruturais do complexos Turvo-Cajati e Atuba na região de Barra do Turvo com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

A macroestrutura mapeada do domínio TC-2 compreende dobras fechadas a apertadas, com traço axial de direção aproximada E-W, desenhadas por camadas e lentes dobradas de quartzito e mármore, bem como pela inflexão da xistosidade observada em fotografias aéreas (Fig. 3.2). O conjunto de dobras forma um anticlinório com flanco norte invertido. Em perfil observam-se dobras fechadas a isoclinais, inclinadas, com flanco invertido e vergência para norte (Fig. 3.2).

As atitudes da xistosidade principal são bastante dispersas, embora predominem mergulhos baixos para SE ou NW. Em estereograma ocorrem três concentrações pontuais máximas de pólos da xistosidade ao redor das atitudes $158^{\circ}/33^{\circ}$, $148^{\circ}/21^{\circ}$ e $282^{\circ}/07^{\circ}$ (Fig. 7.1). Contudo, o estereograma contendo linhas de isofrequência dos pólos da xistosidade sugere distribuições segundo duas guirlandas de círculo máximo com atitudes dos planos AC ajustados de $109^{\circ}/83^{\circ}$ e $055^{\circ}/86^{\circ}$ (Fig. 7.1). Estes dados sugerem superposição de dois dobramentos cilíndricos segundo eixos aproximados $289^{\circ}/07^{\circ}$ e $235^{\circ}/04^{\circ}$, respectivamente (Fig. 7.1).

Em afloramentos foram descritas dobras de amplitude métrica, isoclinais, com eixo subhorizontal ($120^{\circ}/08^{\circ}$, $124^{\circ}/02^{\circ}$, $305^{\circ}/08^{\circ}$, $115^{\circ}/01^{\circ}$ e $170^{\circ}/44^{\circ}$) e plano-axial de médio a alto mergulho ($205^{\circ}/88^{\circ}$, $230^{\circ}/65^{\circ}$, $215^{\circ}/73^{\circ}$ e $194^{\circ}/40^{\circ}$) (diagrama DR-245/246, Fig. 7.1). Localmente ocorrem dobras isoclinais recumbentes. As atitudes da foliação principal nestas dobras distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo, indicando dobramento cilíndrico segundo eixo construído caindo 6° para o azimuth 116° (diagrama DR-245/246, Fig. 7.1). Esse padrão de dobras se aproxima a um dos padrões caracterizados em estereograma pela análise de orientação geral do domínio TC-2, e também ao padrão estrutural mapeado em campo (Fig. 7.1).

A lineação de estiramento exhibe caimentos baixos a moderados para SE e ESE, com densidade máxima de valores ao redor de $115^{\circ}/21^{\circ}$ (Fig. 7.1).

A macroestrutura do domínio TC-3 em mapa é caracterizada por dobras fechadas a isoclinais, com traço axial NE, desenhadas por camadas de mármore e quartzito. Em perfil observam-se dobras levemente assimétricas.

A xistosidade principal no domínio TC-3 é predominantemente subvertical com direção geral ENE. Foliações de mergulho baixo a moderado ocorrem subordinadamente. Os pólos da xistosidade principal distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com plano AC aproximado de atitude $257^{\circ}/72^{\circ}$, refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo estimado caindo 18° para o azimuth 077° (Fig. 7.2). Ocorre concentração pontual máxima dos pólos da xistosidade ao redor das extremidades da guirlanda (densidade máxima de dados ao redor da atitude $351^{\circ}/84^{\circ}$) sugerindo dobras fechadas a isoclinais, pouco inclinadas, com vergência para norte. Em afloramentos ocorrem dobras decimétricas, fechadas a isoclinais, com eixo subhorizontal

(235°/01°, 255°/08°) e plano-axial subvertical (351°/80°, 140°/85°), conforme mostrado no diagrama DR-201 da figura 7.2. A xistosidade principal medida nestas dobras dispõe-se ao longo de guirlanda de círculo máximo, refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado com caimento de 6° para o azimuth 232° (diagrama DR-201, *Fig. 7.2*).

Uma lineação de estiramento mineral bem desenvolvida apresenta caimentos predominantemente baixos para ENE ou WSW, embora ocorram lineações com caimentos moderados a subverticais (*Fig. 7.2*). A densidade máxima de dados ocorre ao redor da atitude 090°/12° (*Fig. 7.2*).

Cinemática

Embora diferentes tipos de indicadores cinemáticos tenham sido observados com certa frequência nos três domínios estruturais do Complexo Turvo-Cajati, a presença de indicadores com sentidos opostos associada à presença de dobras fechadas a isoclinais com eixos paralelos à lineação de estiramento torna a interpretação cinemática uma tarefa complexa.

Em função das características estruturais das rochas (micaxistos finos com raros porfiroblastos) não identificamos padrões cinemáticos consistentes na porção norte do domínio TC-1. Contudo, na porção sul ocorrem indicadores sinistrais com componente extensional de topo para ESE associado (*Fig. 7.3d*).

Indicadores cinemáticos nas rochas do domínio TC-2 (*e.g.* porfiroclastos ou porfiroblastos rotacionados com sombras de deformação assimétricas, pares de estruturas SC) foram identificados com pouca frequência. Contudo, ocorre uma variação sistemática em relação às posições geométricas do domínio estrutural. Em posições de flanco normal em relação às macrodobras mapeadas (extremo leste e extremo sul do domínio), onde o Complexo Turvo-Cajati é sotoposto pelo Complexo Atuba, ocorrem indicadores cinemáticos de topo para WNW compatíveis com empurrão para este rumo (*Fig. 7.3a-c*), observados em lâminas petrográficas orientadas e em afloramentos. Indicadores identificados em campo (*e.g.* *boudins* sigmoidais, objetos losangulares isolados) e lâminas petrográficas (*e.g.* porfiroblastos com sombras de deformação assimétricas) na porção norte do domínio (flanco invertido) sugerem movimentação de topo para ESE, sugerindo movimentação direcional sinistral com componente extensional de topo para ESE subordinado. Contudo, não são raros afloramentos onde ocorre coexistência entre indicadores cinemáticos de topo para ESE e WNW.

Indicadores cinemáticos foram identificados localmente no domínio TC-3. Predominam indicadores sinistrais na região de influência das zonas de cisalhamento Putunã (*Fig. 7.3e-f*) e Faxinal, e indicadores de topo para SE na região centro-sul do domínio, em posição de flanco

invertido de estrutura antiformal mapeada (Fig. 3.6). O contato norte entre o domínio TC-3 e a Formação Capiuru é dado por zona de cisalhamento inversa de alto ângulo com indicadores de topo para SW, indicando empurrão da Formação Capiuru sobre o Complexo Turvo-Cajati.

Figura 7.3. Indicadores cinemáticos observados em rochas do Complexo Turvo-Cajati. a) porfiroblasto com sombra de deformação assimétrica do tipo delta, extremo leste do domínio TC-2, flanco normal. b) estrutura SC em granada micaxisto, porção norte do domínio TC-2, flanco invertido. c) porfiroclasto com sombra de deformação assimétrica do tipo sigma, extremo sul do domínio TC-2, flanco normal. d) trama SC' em micaxisto, porção sul do domínio TC-1, flanco invertido. e) porfiroblasto com sombra de deformação assimétrica do tipo sigma, domínio TC-3, Zona de Cisalhamento Putunã. f) trama SC e mica fish, Zona de Cisalhamento Putunã.

7.1.2. Complexo Atuba

Geometria

As rochas do Complexo Atuba nas regiões da Serra do Azeite e Barra do Turvo apresentam uma intensa foliação de natureza milonítica, com bandamento composicional de espessura centimétrica a decimétrica e laminação associados.

Baseado na variação e distribuição de diferentes atitudes da foliação em mapa a área de ocorrência desta unidade foi dividida em três domínios estruturais CA-1 e CA-2 (região da Serra do Azeite) e CA-3 (região de Barra do Turvo).

A macroestrutura do Complexo Atuba na região da Serra do Azeite, incluindo os domínios CA-1 e CA-2, é caracterizada por uma mega-antiforme com traço axial de direção ESE, desenhada pela orientação das foliações tectônicas observadas em campo e fotografias aéreas e pelos contatos com o Complexo Turvo-Cajati (*Fig. 3.2*). As atitudes da foliação mergulham predominantemente para sul em ambos os flancos da macrodobra, indicando inversão do flanco norte.

O domínio CA-1 exibe foliação de direção geral WNW e mergulhos baixos a altos principalmente para o rumo SSW, com densidade máxima de medidas em torno da atitude $192^{\circ}/45^{\circ}$ (diagrama CA-1, *Fig. 7.4*). A lineação de estiramento associada exibe caimentos baixos para ESE, com densidade máxima ao redor de $113^{\circ}/15^{\circ}$ (diagrama CA-1, *Fig. 7.4*). A relação geométrica entre foliação e lineação de estiramento sugere movimentações principalmente direcionais neste domínio.

O domínio CA-2 apresenta foliação de direção NE com mergulhos baixos a moderados para SE e E. A densidade máxima de dados situa-se ao redor da atitude $157^{\circ}/39^{\circ}$ (diagrama CA-2, *Fig. 7.4*). A lineação de estiramento apresenta-se bem constante em termos de orientação, com caimentos baixos para ESE e quantidade máxima de medidas em torno de $108^{\circ}/30^{\circ}$ (diagrama CA-2, *Fig. 7.4*).

Combinando os dados estruturais dos domínios CA-1 e CA-2, os pólos da foliação milonítica distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com plano AC aproximado de atitude $290^{\circ}/67^{\circ}$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo estimado $110^{\circ}/23^{\circ}$ (*Fig. 7.4*). Ocorre distribuição amplamente dominante de pólos da foliação no quadrante NW do estereograma, com concentração pontual máxima de dados ao redor da atitude $162^{\circ}/40^{\circ}$ (*Fig. 7.4*). Estes dados refletem dobras fechadas a isoclinais inclinadas com vergência para norte.

Figura 7.4. Mapa de domínios estruturais do Complexo Atuba na região da Serra do Azeite com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Dobras inclinadas a recumbentes em escala de afloramento são muito comuns em cortes perpendiculares à lineação de estiramento. No ponto DR-140 observamos dobras isoclinais métricas, cujas atitudes da superfície dobrada dispõem-se segundo guirlanda de círculo máximo do estereograma, refletindo dobramento cilíndrico com eixo estimado caindo 2° para o azimute 114° (diagrama DR-140, *Fig. 7.4*). Atitudes de plano-axiais ($210^\circ/23^\circ$, $195^\circ/65^\circ$ e $190^\circ/75^\circ$) e de eixos de dobras ($295^\circ/01^\circ$, $113^\circ/04^\circ$ e $110^\circ/05^\circ$) indicam dobras inclinadas com vergência para norte (diagrama DR-140, *Fig. 7.4*). Esses dados pontuais são compatíveis e corroboram com o padrão de dobramento observado em mapa e interpretado pela análise de orientação da foliação principal no estereograma.

As rochas do Complexo Atuba no domínio CA-3 (região de Barra do Turvo) ocorrem no núcleo de uma antiforme regional envolvida por rochas metassedimentares do Complexo Turvo-Cajati, caracterizando uma janela estrutural. A distribuição das atitudes da foliação em mapa também indica estrutura antiformal. Contudo, nesta região as estruturas dos complexos Atuba e Turvo-Cajati são fortemente discordantes em termos de orientação, diferentemente do padrão observado na região da Serra do Azeite.

As rochas do Complexo Atuba no domínio CA-3 apresentam uma intensa foliação milonítica de direção NNE com mergulhos altos a moderados, com média mergulhando 85° para o azimute 293° (diagrama CA-3, *Fig. 7.2*). Apesar de distribuição principalmente pontual, as concentrações subordinadas de foliações de mergulho moderado permitem ajustar uma guirlanda de círculo máximo de atitude $023^\circ/86^\circ$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado $203^\circ/04^\circ$ (*Fig. 7.2*). A distribuição dos pólos da foliação sugere dobras apertadas a isoclinais. A lineação de estiramento exibe caimentos principalmente baixos para SSW, com quantidade máxima de medidas em torno de $199^\circ/25^\circ$ (diagrama CA-3, *Fig. 7.2*), sendo paralela ao eixo de dobra interpretado no estereograma.

Alguns afloramentos próximos ao contato norte com as rochas do Complexo Turvo-Cajati (*e.g.* DR-530, *Fig. 7.2*) apresentam foliação de orientação contrastante, onde uma média geral apresenta mergulhos em torno de 70° para o azimute 330° . Estes dados mostram uma obliquidade em torno de 40° em relação à orientação da foliação regional do domínio CA-3. No afloramento DR-530 foram descritas dobras apertadas a isoclinais, inclinadas, com flanco invertido, com eixo subhorizontal ($260^\circ/18^\circ$, $258^\circ/20^\circ$, $250^\circ/21^\circ$) e plano axial com altos mergulhos para NW ($330^\circ/59^\circ$, $332^\circ/56^\circ$, $344^\circ/70^\circ$). Em estereograma os pólos da foliação milonítica distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo com plano AC ajustado de atitude $073^\circ/67^\circ$, refletindo dobramento cilíndrico segundo eixo aproximado $253^\circ/23^\circ$ (*Fig. 7.2*).

Cinemática

Indicadores cinemáticos em escala de afloramento são abundantes nas rochas do Complexo Atuba, nos três domínios estruturais, embora muitas vezes permitam interpretações ambíguas devido à ocorrência comum de indicadores sugestivos de movimentos opostos em afloramentos individuais. Em afloramentos foram identificados os seguintes tipos de indicadores: (a) boudins assimétricos dos tipos banda de cisalhamento (*Fig. 7.5a*) e dominó (*Fig. 7.6d*) (Passchier & Coelho, 2006); (b) objetos losangulares isolados (Passchier & Coelho, 2006) (*Fig. 7.5b, 7.6a-c*); (c) pares de foliações SC e SC' (*e.g.* Passchier & Trouw, 2005; Passchier & Coelho, 2006) e SC₁ (Ramsay & Lisle, 2000); (d) objetos isolados com sombras de deformação assimétricas do tipo sigma, delta e phi (Passchier & Coelho, 2006) (*Fig. 7.6e-h*), (e) dobras assimétricas. Contudo, em lâminas petrográficas orientadas, porfiroclastos estirados, manteados e com sombras de deformação são predominantemente simétricos, e mesmo quando levemente assimétricos são em geral ambíguos quanto à indicação de movimentação (*Fig. 7.5c-d*). Em lâmina petrográfica raramente observou-se estruturas do tipo SC. Exceções a esse padrão ocorrem ao longo de zonas miloníticas retrometamórficas presentes no domínio CA-1, onde pares de estruturas SC e porfiroclastos rotacionados com sombras de deformação assimétricas, sistematicamente indicativos de movimentação sinistral, foram observados em campo e lâminas petrográficas (*Fig. 7.5e-f*).

Os indicadores cinemáticos de campo presentes no domínio CA-1 indicam, predominantemente, movimentação direcional sinistral. Associado ao padrão geométrico do domínio descrito anteriormente, essa indicação cinemática é compatível com rampas laterais sinistrais com componente extensional de topo para ESE subordinada. Esse padrão corrobora em parte com as observações de Dehler *et al.* (2000, 2007) e Machado *et al.* (2007). Contudo, deve-se notar que, no limite norte do domínio estrutural, ocorre uma inversão tectônica, com rochas do Complexo Atuba recobrendo rochas do Complexo Turvo-Cajati. Essa situação indica que, em algum momento, houve cavalgamento do Complexo Atuba sobre o Complexo Turvo-Cajati. No limite sul do domínio CA-1 ocorre o inverso, onde o Complexo Atuba é recoberto pelo Complexo Turvo-Cajati.

A parte de certa ambigüidade pontual, o domínio CA-2 é dominado por indicadores cinemáticos de topo para WNW ou NW. Considerando o padrão geométrico, com foliação milonítica predominantemente de baixo ângulo e lineação de estiramento oblíqua tendendo à lineações de mergulho, a cinemática é compatível com cavalgamento para WNW, com o Complexo Atuba recobrendo o Complexo Turvo-Cajati. Esse padrão é compatível com o descrito por Campos Neto (1983) e contrário ao modelo de Dehler *et al.* (2000, 2007).

Figura 7.5. Indicadores cinemáticos observados em rochas do Complexo Atuba. a) boudin assimétrico do tipo banda de cisalhamento, domínio CA-2. b) Objeto losangular isolado, domínio CA-1. c e d) tramas ambíguas quanto à cinemática, domínio CA-2. e) trama SC e porfiroclasto com sombra de deformação assimétrica, zona transcorrente retrógrada no limite entre os domínios CA-1 e CA-2. f) porfiroclasto com sombra de deformação assimétrica, mesma lâmina anterior.

Não foram observados padrões cinemáticos consistentes no domínio CA-3 devido à presença constante de indicadores cinemáticos opostos em afloramentos individuais. Tomando como exemplo o afloramento DR-530, onde realizamos descrições detalhadas, ocorrem indicadores cinemáticos abundantes (e.g. boudins assimétricos, objetos isolados, porfiroclastos

manteados tipo sigma, delta e phi, estrutura tipo dominó, veios extensionais sigmoidais) com assimetrias sinistrais e destrais em mesmas proporções (*Fig. 7.6*). A presença das dobras isoclinais com flanco invertido por todo afloramento (ver *Fig. 4.2c*) permite interpretar que parte dos indicadores cinemáticos foi invertida pelo dobramento conforme também interpretado na Serra do Azeite.

Figura 7.6. Indicadores cinemáticos observados no ponto DR-530. a-c) boudins losangulares isolados. d) boudin assimétrico tipo dominó. e-h) porfiroclastos manteados dos tipos sigma (e), delta (f) e phi (g, h).

7.1.3. Suíte Alto Turvo

Geometria

As rochas da Suíte Alto Turvo em geral apresentam uma foliação pouco marcada, definida pela orientação preferencial de forma dos minerais. Entretanto, localmente ocorrem gnaisses com bandamento bem marcado, e intercalações métricas de anfibolito com intensa xistosidade penetrativa.

Em termos de orientação a Suíte Alto Turvo foi dividida em três domínios denominados de AT-1 (região da Serra do Azeite), AT-2 e AT-3 (região de Barra do Turvo).

A foliação principal no domínio AT-1 apresenta orientação dispersa, com mergulhos altos a moderados, principalmente para os rumos SSE e SE, conforme mostra o diagrama AT-1 (*Fig. 7.7*). Apesar da lineação de estiramento apresentar atitude bastante variável, predominam caimentos subhorizontais para E (diagrama AT-1, *Fig. 7.7*). Pontualmente ocorrem dobras isoclinais reclinadas de escala de afloramento. Atitudes medidas em campo incluem eixo caindo 70° para o azimute 150° , e plano axial mergulhando 57° para o azimute 165° .

A Suíte Alto Turvo no domínio AT-1 é intrudida pelo Granito Alto Jacupiranguinha, que apresenta uma foliação protomilonítica a milonítica, penetrativa e homogênea (sem bandamentos) definida pelo estiramento de porfiroclastos e isorientação de cristais em matriz fina a muito fina, recristalizada dinamicamente. A foliação apresenta mergulhos moderados para SE, com média estimada mergulhando 55° para 138° (diagrama GAJ, *Fig. 7.7*). A lineação de estiramento associada apresenta caimentos moderados para ESE, com média de $100^\circ/47^\circ$ (diagrama GAJ, *Fig. 7.7*).

A orientação das estruturas o domínio AT-2 (região de Barra do Turvo) é fortemente contrastante em relação ao domínio AT-1. Enquanto no domínio AT-1 foliação e lineação de estiramento são aproximadamente concordantes com aquelas observadas nas rochas das outras unidades adjacentes (complexos Atuba e Turvo-Cajati), no domínio AT-2 ocorrem grandes contrastes de orientação entre as diferentes unidades.

A foliação no domínio AT-2 é predominantemente subvertical de direção em torno de N-S, com distribuição pontual e densidade máxima de medidas ao redor da atitude $113^\circ/81^\circ$ (diagrama AT-2, *Fig. 7.7*). A lineação de estiramento pode ser dividida em dois grupos com orientações diferentes (*Fig. 7.7*): SSW/subhorizontal (densidade máxima em $198^\circ/12^\circ$) e SSW/subvertical (concentração máxima em torno de $213^\circ/80^\circ$) (*Fig. 7.7*).

Figura 7.7. Mapas de domínios estruturais da Suíte Alto Turvo nas regiões da Serra do Azeite e de Barra do Turvo, com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

O domínio AT-3 corresponde aos arredores da Zona de Cisalhamento Faxinal, onde a foliação e a lineação de estiramento são defletidas para a direção geral E-W. A foliação milonítica apresenta direção ENE com mergulhos altos a moderados ($\geq 35^\circ$) principalmente para ESE, com densidade máxima de medidas em torno de $169^\circ/84^\circ$ (Fig. 7.7). Contudo, a foliação milonítica apresenta-se dobrada em padrão apertado a isoclinal com eixo subhorizontal. Embora não tenham sido medidas dobras individuais em afloramento, a distribuição dos pólos da foliação milonítica permitem ajustar uma guirlanda de círculo máximo de atitude $269^\circ/70^\circ$, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo $089^\circ/20^\circ$ (Fig. 7.7). A lineação de estiramento cai para rumo em torno de E, com densidade máxima de medidas ao redor de $091^\circ/21^\circ$ (Fig. 7.7).

Cinemática

Registros cinemáticos são escassos e em geral enigmáticos nas rochas da Suíte Alto Turvo, com exceção dos arredores das zonas de cisalhamento.

No domínio AT-1 (Serra do Azeite) faixas de clorita xisto de ocorrência local (anfibolito transformado em decorrência de retrometamorfismo em fácies xisto verde) apresentam pares de foliações SC macroscópicas indicativas de movimentação oblíqua com componente extensional de topo para sul e componente direcional sinistral subordinado. Esses dados corroboram com as descrições de Dehler *et al.* (2007, Fig. 5D, pág. 182) para esse domínio. Entretanto, ressaltamos que é uma estrutura local associada a faixas retrometamórficas e, portanto, ao final do metamorfismo M2 descrito no capítulo 6 (itens 6.3 a 6.6).

O padrão geométrico do Granito Alto Jacupiranguinha, que intrude a porção norte da Suíte Alto Turvo na Serra do Azeite, associado aos indicadores cinemáticos observados em campo, sugere regime tectônico de empurrão para NW, sendo, portanto, compatível com a cinemática dos domínios CA-2 e TC-2 dos complexos Atuba e Turvo-Cajati, respectivamente. Essa situação sugere que o Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha é sin-tectônico em relação ao evento que gerou as foliações miloníticas dessas unidades. A idade Rb/Sr de 594 ± 32 Ma obtida em rochas do Granito Alto Jacupiranguinha (Campagnoli, 1996), pode ser interpretada como a idade da deformação e metamorfismo desta unidade.

Granulitos máficos parcialmente retrometamorfizados do domínio AT-2 apresentam boudins e objetos isolados losangulares com assimetrias indicativas de movimentação normal com bloco leste descendo em relação ao bloco oeste, observados no plano vertical mutuamente perpendicular à foliação e à lineação de estiramento (plano YZ do elipsóide de deformação) (Fig. 7.8). No plano horizontal XZ (perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento) ocorrem indicadores destrais e sinistrais, sendo assim inconclusivos. Ressalta-se que ao menos

parte destes indicadores cinemáticos são certamente relíquias da fase de metamorfismo M1, em fácies granulito, e não podem ser interpretados conjuntamente com os indicadores da fase M2.

Figura 7.8. Indicadores cinemáticos da Suíte Alto Turvo na região de Barra do Turvo.

Figura 7.9. Bloco diagrama com modelo geométrico e cinemático para os complexos Atuba e Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite.

O domínio AT-3 (Zona de Cisalhamento Faxinal) apresenta indicadores cinemáticos predominantemente sinistrais (objetos assimétricos, tramas SC, porfiroclastos manteados) observados no plano XZ, embora ocorram indicadores destrais subordinados. Ressalta-se aqui a presença marcante de dobras intrafoliais no interior da zona de cisalhamento, podendo complicar a interpretação cinemática em uma análise mais detalhada.

7.1.4. Discussão

Na região da Serra do Azeite um anticlinório com eixo E-W/subhorizontal e flanco norte invertido foi mapeado em campo, demonstrado pela análise de orientação em estereograma e confirmado pela confrontação com dobras observadas em escala de afloramento.

O padrão cinemático com aparente cinemática direcional sinistral com componente extensional de topo para ESE ocorre nos domínios CA-1, TC-1 e porção norte do domínio TC-2, exclusivamente em posições de flanco invertido em relação ao anticlinório mapeado. Essa situação sugere que a geração dos indicadores cinemáticos é anterior ao dobramento segundo eixo paralelo à lineação de estiramento. O padrão cilíndrico com eixo subhorizontal das dobras indica que as superfícies dobradas, no caso uma foliação gnáissica ou outra xistosa de temperatura moderada a alta, em ambos os casos de caráter milonítico, eram originalmente subhorizontais. Assim, ‘desdobrando’ as foliações miloníticas na Serra do Azeite é possível interpretar que o Complexo Atuba consiste de uma nappe que cavalgou para oeste sobre as rochas do Complexo Turvo-Cajati (Fig. 7.9). O geral paralelismo entre as foliações miloníticas, lineações de estiramento e dobras observadas em ambas as unidades na Serra do Azeite indica que cobertura e embasamento estiveram envolvidos na mesma deformação indicando uma tectônica do tipo *thick skin*.

O modelo geométrico e cinemático para os complexos Atuba e Turvo-Cajati na região da Serra do Azeite é apresentado na figura 7.9.

O modelo de sistemas de nappes dobradas (Fig. 7.9) pode ser extrapolado para região ao leste da Serra do Azeite até o município de Pariqueira-Açu baseado em descrições de campo realizadas neste trabalho. Na região de Pariqueira-Açu ocorrem rochas metassedimentares de fácies xisto verde (Complexo Turvo-Cajati) ricas em estruturas primárias preservadas e duas foliações tectônicas formando pares SC, sendo que os planos de cisalhamento C são paralelos ao acamamento sedimentar (Fig. 7.10). O acamamento sedimentar e os planos de cisalhamento C são subhorizontais (Fig. 7.10), a lineação de estiramento apresenta atitude SE/subhorizontal, e os

pares SC indicam movimentação de topo para NW, corroborando com a cinemática interpretada para a Serra do Azeite. Essas rochas recobrem o Complexo Atuba ao oeste. Assim, podemos interpretar ao menos três nappes principais com características metamórficas distintas (*Fig. 7.11*). A nappe basal seria representada pelas rochas de alta temperatura e alta pressão do Complexo Turvo-Cajati na Serra do Azeite. A nappe intermediária seria representada por rochas de alta temperatura do Complexo Atuba na mesma região e estendendo-se ao oeste em direção à Pariquera-Açu. E a nappe superior seria representada pelas rochas de baixa temperatura do Complexo Turvo-Cajati na região de Pariquera-Açu (*Fig. 7.11*).

Figura 7.10. A fotografia superior mostra o acamamento sedimentar subhorizontal marcado por camadas de cores diferentes. A inferior mostra pares SC indicativos de transporte de topo para oeste com planos de cisalhamento C paralelos ao acamamento sedimentar. Complexo Turvo-Cajati na região de Pariquera-Açu.

O modelo exposto acima pode ser parcialmente extrapolado para região de Barra do Turvo, embora nesta área somente para as rochas do Complexo Turvo-Cajati, uma vez que as estruturas do Complexo Atuba são fortemente contrastantes em termos de orientação. O padrão geométrico do Complexo Turvo-Cajati, com uma xistosidade milonítica dobrada cilindricamente segundo eixo subhorizontal, indica que a foliação principal era originalmente subhorizontal, corroborando com a interpretação de sistemas de nappes dobradas. Contudo, a discordância em relação às estruturas do Complexo Atuba sugere uma tectônica do tipo *thin skin*, onde o embasamento não estaria envolvido na deformação do pacote sedimentar sobreposto. Apesar de poucos dados cinemáticos do Complexo Turvo-Cajati coletados em regiões externas às zonas de influência de faixas miloníticas sinistrais retrógradas, alguns dados coletados em flanco invertido de antifórme mapeada ao sul do domínio TC-3 sugerem movimentação de topo para ENE. Estes dados corroboram com o modelo apresentado para a Serra do Azeite (e região de Pariquera-Açu) com cavalgamentos para oeste dobrados e inversão de indicadores cinemáticos.

Figura 7.11. Modelo de empilhamento de nappes para a região estudada (granitos e zonas de cisalhamento tardias não são indicados no perfil). O empurrão para leste da Formação Capiru sobre o Complexo Turvo-Cajati é interpretado como um retrocavalgamento. Legenda de cores conforme figura 1.3. Complexo Atuba (CA); Complexo Turvo-Cajati (CTC), unidade de alta temperatura e alta pressão (AT-AP), unidade de temperatura baixa a moderada (BT-MT); Formação Capiru (FC).

As zonas de cisalhamento com movimentações direcionais sinistrais de direção WNW-ESE e NE-SW descritas nas regiões da Serra do Azeite e Barra do Turvo, respectivamente, são tipicamente tardias, conforme atestado pelo intenso retrometamorfismo em fácies xisto verde

inferior. Na região da Serra do Azeite o sistema de zonas de cisalhamento de direção WNW-ESE se desenvolveu preferencialmente ao longo dos contatos entre os complexos Atuba e Turvo-Cajati, superpondo a deformação anterior, embora também tenha se desenvolvido em porções internas ao Complexo Atuba. Na região de Barra do Turvo o sistema de zonas com direção NE-SW afeta rochas da Suíte Alto Turvo, do Complexo Turvo-Cajati e biotita-muscovita granitos intrusivos neste.

Parte das zonas de cisalhamento presentes sistema WNW-ESE apresentam características transcorrentes (foliação milonítica de alto ângulo e lineação de estiramento subhorizontal) e parte apresentam foliações de baixo ângulo e lineações direcionais. O padrão das zonas de cisalhamento do sistema sinistral NE-SW, tendo como zonas principais as de Faxinal e Putunã, apresentam características de zonas transcorrentes (foliações subverticais e lineação de estiramento direcionais), embora ocorram também lineações oblíquas ou de mergulho (down-dip), além de dobras cilíndricas com eixo subhorizontal no interior de ambas as zonas de cisalhamento. Esse padrão pode ser explicado como a superposição de deformação transcorrente em foliações e lineações preexistentes, e sugere que as zonas transcorrentes sinistrais provavelmente se desenvolveram por reativação de estruturas preexistentes (provavelmente cavalgamentos). Contudo, parte das zonas de cisalhamento direcionais podem ter se desenvolvido como rampas laterais associadas às movimentações das nappes.

7.2. Terreno Apiaí

7.2.1. Grupo Votuverava

O Grupo Votuverava é limitado ao norte pela Zona de Cisalhamento Agudos Grandes e ao sul pela Falha da Lancinha, sendo que esta última o separa do Terreno Curitiba. Apresenta orientação geral NE-SW, com predomínios de foliações de médio a alto ângulo. Baseado no padrão estrutural o Grupo Votuverava foi compartimentado em três domínios denominados GV-1, GV-2 e GV-3 (*Fig. 7.12*).

O domínio GV-1, situado ao norte da zona de cisalhamento Ribeira e ao oeste da zona de cisalhamento Agudos Grandes (*Fig. 7.12*), caracteriza-se por metamorfismo em fácies xisto verde inferior (zona da clorita), pela presença de estruturas primárias preservadas, e pela ausência de lineações minerais e de estiramento. Um bandamento composicional (S_0) marcado por leitos centimétricos a decimétricos com cores e/ou granulação contrastantes define a estrutura principal.

Em geral este bandamento é paralelo a subparalelo a uma xistosidade ou clivagem ardosiana (S_1) associada a dobras isoclinais fechadas observadas em escala de afloramento.

Os pólos das foliações S_0/S_1 apresentam distribuição principalmente pontual com foliação média mergulhando 89° para o azimute 130° . Entretanto, a distribuição de foliações subordinadas com mergulhos moderados a subhorizontais definem uma guirlanda de círculo máximo, sugerindo dobramento cilíndrico segundo eixo 046/04. A ampla dominância de foliações subverticais caracteriza dobras fechadas a isoclinais (*Fig. 7.12*). Uma maior concentração de pólos no quadrante SE sugere vergência para este rumo.

O domínio GV-2 (*Fig. 7.12*) apresenta orientação estrutural distinta em relação ao domínio anterior, além de ausência ou escassez de estruturas primárias preservadas. Sua macroestrutura é representada por uma sinforme com flanco invertido, com a Seqüência Serra das Andorinhas aflorando no núcleo. A foliação principal neste caso consiste de uma xistosidade penetrativa, por vezes associada a um bandamento metamórfico diferenciado definido pela alternância entre leitos quartzosos e micáceos. Ao microscópio petrográfico esta xistosidade foi caracterizada como uma foliação pré- S_3 , totalmente obliterada pela foliação milonítica S_3 nos domínios da Zona de Cisalhamento Ribeira (capítulo 6.2). O metamorfismo associado é predominantemente de fácies xisto verde superior (zona da granada).

A distribuição dos pólos da xistosidade principal sugere interação entre duas guirlandas de círculo máximo segundo eixos aproximados 073/48 e 010/47 (*Fig. 7.12*). Não é possível com a distribuição geral da xistosidade ajustar uma guirlanda única. Duas concentrações principais de pólos nos quadrantes SW (densidade máxima em 227/33) e SE (densidade em 170/42) sugerem dobras abertas com leve assimetria para SE (*Fig. 7.12*). Os eixos de dobras e lineações de crenulação medidos em campo apresentam caimentos moderados a baixos para nordeste, com densidades máximas contidas em 028/39 e 034/48, respectivamente, sendo consistentes com superposição de duas fases de dobramento quase coaxiais (*Fig. 7.12*). Estes dados corroboram com a distribuição dos pólos da xistosidade principal segundo duas guirlandas de círculo máximo, conforme discutido acima. Uma clivagem de crenulação espaçada medida em campo apresenta direção NE e mergulho predominantemente subvertical com densidade máxima ao redor da atitude 310/89 (*Fig. 7.12*), sendo consistente com o plano axial das dobras interpretadas pela análise de orientação em estereograma. Uma lineação de estiramento definida pelo alongamento preferencial de grãos de quartzo e micas apresenta caimentos principalmente baixos para NE ou SW, com densidade máxima de dados em 242/01 (*Fig. 7.12*).

Figura 7.12. Mapa de domínios estruturais do Grupo Votuverava com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

O domínio GV-3 compreende xistos grossos metamorfizados em condições de fácies xisto verde superior (zona da granada) a anfibolito médio (zona da cianita). Sua macroestrutura é caracterizada por um anticlinório sustentado pelos quartzitos basais da Formação Perau. Neste domínio a foliação principal, caracterizada como uma pré-S₃ (S₁, S₂?) ao microscópio petrográfico (capítulo 6.2), consiste de um bandamento milimétrico diferenciado de natureza metamórfica marcado alternâncias entre leitos micáceos e quartzosos. Ocorre uma xistosidade paralela associada. São comuns porfiroblastos de granada e estaurolita.

Os pólos de xistosidade principal distribuem-se segundo guirlanda de círculo máximo com pólo 054/03 (*Fig. 7.12*), sugerindo dobramento cilíndrico. Concentrações pontuais máximas de pólos no quadrante SE (densidade máxima em 143/42) e submáximas ao redor de 205/80 sugerem dobras inclinadas abertas com vergência para SE (*Fig. 7.12*). Eixos de dobras em escalas de afloramento e amostra de mão identificadas em campo apresentam atitudes bastante dispersas (*Fig. 7.12*). Predominam caimentos baixos para SW (densidade máxima contida em 214/21), embora ocorram atitudes com caimentos altos ($\leq 65^\circ$) a subhorizontais para NE (*Fig. 7.12*). Apesar da dispersão, os eixos são coerentes com o padrão de dobramento interpretado em estereograma. Lineações de crenulação medidas em campo são coaxiais em relação aos eixos de dobra, apresentando caimentos baixos a moderados para SW ou NE (densidade máxima em 215/12) (*Fig. 7.12*). Uma clivagem de crenulação espaçada observada localmente em campo pode ser dividida em dois grupos com base na orientação. Um grupo apresenta mergulhos entre 30 e 50° para SE, enquanto o outro entre 40 e 80° para W (*Fig. 7.12*). Uma lineação de estiramento mineral definida pelo alongamento preferencial de grãos de quartzo e micas apresenta atitude bastante constante, com caimentos baixos para NE ou SW (*Fig. 7.12*). A densidade máxima está contida em 043/06 (*Fig. 7.12*).

7.2.2. Seqüência Serra das Andorinhas

A Seqüência Serra das Andorinhas apresenta orientação estrutural e características metamórficas muito semelhantes ao domínio GV-2 do Grupo Votuverava (*Fig. 7.13*). Sua macroestrutura consiste de uma sinforme com flanco invertido. Estruturas primárias são escassas a ausentes, e a foliação principal caracterizada por uma xistosidade penetrativa por vezes associada a um bandamento metamórfico diferenciado definido pela alternância entre leitos quartzosos, micáceos e carbonáticos. O metamorfismo associado é predominantemente de fácies xisto verde superior (zona da granada).

Figura 7.13. Mapa de domínios estruturais da Sequência Serra das Andorinhas com dados estruturais projetados em diagramas de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.

Os pólos da xistosidade principal distribuem-se ao longo de uma guirlanda de círculo máximo ajustada de atitude 210/32, correspondendo ao plano AC de dobras cilíndricas segundo eixo ajustado 030/58 (Fig. 7.13). Duas concentrações pontuais máximas fracamente assimétricas próximas à charneira sugerida pelo plano AC ajustado sugere dobras abertas com leve assimetria (Fig. 7.13). Os poucos dados de eixos de dobras medidos em campo sugerem duas concentrações ao redor de 353/42 e 054/58 (Fig. 7.13), sendo a última consistente com o pólo da guirlanda AC ajustada sobre a distribuição da xistosidade principal. As atitudes de lineações de crenulação medidas apresentam-se dispersas, porém com concentração máxima em 037/51, também consistente com a dobra interpretada no estereograma (Fig. 7.13). Apesar de poucos dados, uma clivagem de crenulação espaçada observada em campo apresenta distribuição segundo dois grupos distintos quanto a orientação. Um grupo apresenta direção NNE com mergulho subvertical, com densidade máxima ao redor de 104/89, enquanto o outro mostra direção EW com mergulhos altos para N, com densidade máxima em torno de 359/65 (Fig. 7.13). O primeiro grupo é coerente com o plano axial das dobras caracterizadas pela análise de orientação (Fig. 7.13). Somente duas medidas de lineação de estiramento foram obtidas, com atitudes de 350/50 e 026/45.

7.2.3. Discussão

Os padrões de dobras observados ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira (domínios GV-2 e GV-3 do Grupo Votuverava e Sequência Serra das Andorinhas) são discordantes dos padrões presentes nos domínios ao norte desta estrutura.

O padrão de dobras das unidades do Supergrupo Açungui ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira é descrito por Campanha *et al.* (1987), Campanha (1991) e Campanha & Sadowski (1999, 2002). A principal característica está no fato de que a superfície dobrada consiste do acamamento sedimentar.

A macroestrutura do Grupo Lajeado consiste de anticlinais e sinclinais abertos com eixos subhorizontais e escala variando de centenas de metros a quilômetros (fase de dobramento D1), com uma clivagem ardosiana plano-axial empinada associada (S₁) (Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999, 2002). Essa clivagem apresenta altos mergulhos para noroeste, sendo geralmente oblíqua ou perpendicular ao acamamento reliquiar (Campanha & Sadowski, 1999, 2002). Localmente ocorre uma clivagem de crenulação S₂. Segundo os autores as camadas sedimentares estão quase sempre em posição normal, com exceção das proximidades da Zona de Cisalhamento Figueira, onde estão invertidas e com alto ângulo de mergulho para

noroeste. No limite noroeste do Grupo Lajeado ocorrem zonas de cisalhamento inversas, oblíquas ou empurrões ao longo dos contatos entre as formações superiores (Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Campanha & Sadowski, 1999, 2002).

De acordo com Campanha & Sadowski (1999, 2002) o Subgrupo Ribeira, correspondente ao Grupo Votuverava, caracteriza-se por uma deformação mais intensa em relação ao Subgrupo Lajeado (aqui Grupo Lajeado), com dobramento fechado a isoclinal (fase D1) e transposição das camadas sedimentares para a posição da clivagem ardósiana com mergulhos médios a altos em geral para noroeste (S_1). Esta foliação principal encontra-se defletida pela zona de cisalhamento Ribeira, passando de direções nordeste a norte para leste-nordeste (Campanha & Sadowski, 1999, 2002).

Os padrões de dobras descritos neste trabalho para o Grupo Votuvera e a Seqüência Serra das Andorinhas ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam como superfície dobrada uma xistosidade milonítica classificada como pré- S_3 fora dos domínios da Zona de Cisalhamento Ribeira e como S_3 nos domínios desta, de forma que é muito difícil classificar as dobras em termos cronológicos (D_1 , D_2 , D_3 ...). Contudo, estas dobras diferenciam-se das dobras D_1 ao norte da Zona de Cisalhamento Ribeira em termos de orientação. Enquanto os eixos das dobras D_1 ao norte são NE/subhorizontais, as dobras ao sul da zona de cisalhamento são cilíndricas apresentam eixos com caimentos moderados a altos para NE, indicando que a superfície dobrada apresentava originalmente atitude empinada. Deste modo, é possível que as dobras presentes ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira represente uma fase D_4 , posterior a deformação das zonas de cisalhamento transcorrentes.

8. QUANTIFICAÇÃO DA DEFORMAÇÃO FINITA

Estimativas quantitativas da deformação finita em rochas da região da Serra do Azeite foram realizadas a partir da aplicação do método orientação preferencial de forma (OPF) (Launeau & Cruden, 1998). Os objetivos foram obter os tipos de elipsóide deformação e um mapa de distribuição de seus eixos principais. Os resultados foram lançados em diagramas de Flinn e mapas, e confrontados com as previsões propostas pelos modelos teóricos de zonas de cisalhamento e transpressão.

Usualmente o método OPF tem sido aplicado para dedução de tramas ígneas, não sendo encontrado na bibliografia trabalhos em que foi utilizado para obtenção de tramas metamórficas. O método básico aqui utilizado foi o cálculo do tensor de inércia da forma dos grãos (Launeau & Cruden, 1998). Intuitivamente pode-se dizer que, se temos um grão (ou outro objeto qualquer a ser medido, como um seixo ou boudin, etc.), pode ser encontrada uma elipse (2D) e um elipsóide (3D) que melhor se ajusta à forma do grão.

Esse tensor é apenas descritivo de forma do objeto, e não necessariamente corresponde ao elipsóide de deformação finita. Porém, no caso de objetos deformados, cujo estado inicial era aproximadamente equidimensional (tendendo a circular ou esférico), a elipse (elipsóide) de forma deveria aproximar-se da elipse (elipsóide) de deformação finita.

8.1. Base Teórica

8.1.1. Método de Orientação Preferencial de Forma (Launeau & Cruden, 1998)

A razão de forma e a orientação do eixo maior de cada grão podem ser calculadas a partir do tensor de inércia de sua forma (Launeau & Cruden, 1998). São obtidas imagens *raster* das seções, como tais constituídas por *pixels*. Se x_i e y_i são as coordenadas dos *pixels* do grão j , e A é sua área superficial (igual ao número de *pixels*) (Fig. 8.1), então o tensor de inércia ($\mathbf{M}_j$), de sua forma é dado por:

$$\mathbf{M}_j = \begin{vmatrix} m_{xx} & m_{xy} \\ m_{xy} & m_{yy} \end{vmatrix}$$

onde,

$$m_{xx} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)^2;$$

$$m_{xy} = 1/A \sum_i (x_i - x_c)^2 (y_i - y_c);$$

$$m_{yy} = 1/A \sum_i (y_i - y_c)^2$$

são os componentes do tensor e $x_c = 1/A \sum_i x_i$ e $y_c = 1/A \sum_i y_i$ são coordenadas do centróide do grão. A razão de forma do grão pode ser definida como $r = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ onde λ_1 e λ_2 são os autovalores de $\mathbf{M}_j$. Da mesma forma, a direção de máxima elongação do grão (Φ), é dada pelo maior autovetor de $\mathbf{M}_j$.

O tamanho do semi-eixo maior (a), e do semi-eixo menor (b), de uma elipse representando o grão é dado por $a = (\lambda_1)^{1/2}$ e $b = (\lambda_2)^{1/2}$ em unidade de pixels (ou em milímetros se o tamanho do pixel é conhecido).

Figura 8.1. Representação esquemática de uma imagem raster de um grão teórico, com o tensor de inércia ajustado. x_i e y_i são as coordenadas de cada pixel e x_c e y_c são as coordenadas do centróide do grão.

Para correlacionar as orientações preferenciais de forma (OPF) das populações de grãos com a OPF total, introduz-se a média do tensor de inércia de N formas de grãos (Robin, 2002),

$$\mathbf{M} = 1/N \sum_j \begin{vmatrix} \sum_i m_{xxj} & \sum_i m_{xyj} \\ \sum_i m_{xyj} & \sum_i m_{yyj} \end{vmatrix}$$

que efetivamente fornece uma OPF ponderada pela área de cada grão. A razão de forma média dos grãos, $SR_t = (\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ e sua orientação Φ , são dadas pelos autovalores e autovetores máximos de $\mathbf{M}$, respectivamente. As dimensões médias a_t e b_t são calculadas da mesma forma.

A orientação preferencial de uma população de grãos, independente de suas dimensões ou proporções de forma, pode ser calculada utilizando-se a matriz de dispersão normalizada na direção do cosseno ($\mathbf{G}$), de Harvey & Laxton (1980, *apud* Launeau & Cruden, 1998).

$$\mathbf{G} = \begin{vmatrix} g_{xx} & g_{xy} \\ g_{xy} & g_{yy} \end{vmatrix}$$

onde,

$$g_{xx} = 1/N \sum_j \sin(a_j)^2$$

$$g_{xy} = 1/N \sum_j \sin(a_j) \cos(a_j)$$

$$g_{yy} = 1/N \sum_j \cos(a_j)^2$$

Segundo Harvey & Laxton (1980 *apud* Launeau & Cruden, 1998) a intensidade da orientação preferencial é dada por $R_f = \xi_1 / \xi_2$, razão dos autovalores de $\mathbf{G}$, e a orientação preferencial é dada por ψ , o autovetor maior.

8.1.2. Cálculo de elipsóides a partir das elipses de seções perpendiculares

Quando uma seção bidimensional de análise é grande o bastante para representar a distribuição de uma população de grãos, um conjunto de seções paralelas de uma amostra deve fornecer exatamente a mesma anisotropia, tanto em dimensão quanto orientação (caso contrário, um grande número de seções deve ser analisado). Essa anisotropia pode ser representada como uma elipse com a e b sendo os eixos maior e menor e α sendo a orientação do eixo maior tomada no sistema de coordenada da seção. Com estes parâmetros podem-se calcular os tensores quadráticos 2-D de forma para três seções ortogonais, e o coeficiente resultante pode ser combinado para calcular o tensor quadrático 3-D do elipsóide correspondente.

Uma vez conhecendo-se a_t e b_t , os eixos maior e menor de um objeto elíptico teórico, com a orientação do eixo maior (α_x), medido em relação à direção x em um plano xy, o tensor quadrático 2-D de forma é dado por

$$\begin{vmatrix} \cos\alpha_x & -\sin\alpha_x \\ \sin\alpha_x & \cos\alpha_x \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} 1/a_t^2 & 0 \\ 0 & 1/b_t^2 \end{vmatrix} \times \begin{vmatrix} \cos\alpha_x & \sin\alpha_x \\ -\sin\alpha_x & \cos\alpha_x \end{vmatrix} = S_{xy}$$

e

$$\begin{vmatrix} xx_{xy} & xy_{xy} \\ xy_{xy} & yy_{xy} \end{vmatrix} = S_{xy}$$

O mesmo procedimento é usado para calcular os tensores 2-D nos planos XZ e YZ. O tensor de forma quadrático 3-D pode ser calculado diretamente como segue:

$$S_{3D} = \begin{vmatrix} (xx_{xz} + xx_{xy}) / 2 & xy_{xy} & xz_{xz} \\ xy_{xy} & (yy_{xy} + yy_{yz}) / 2 & yz_{yz} \\ xz_{xz} & yz_{yz} & (zz_{xz} + zz_{yz}) / 2 \end{vmatrix}$$

O eixo do elipsóide pode ser calculado de:

$$\begin{vmatrix} 1/a^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/b^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/c^2 \end{vmatrix} = R^{-1} \cdot S_{3D} \cdot R$$

com

$$R = \begin{vmatrix} x_a & x_b & x_c \\ y_a & y_b & y_c \\ z_a & z_b & z_c \end{vmatrix}$$

Os inversos das raízes quadradas dos autovalores de S_{3D} fornecem as intensidades a, b e c do elipsóide e suas orientações são dadas pelos três autovetores correspondentes. São utilizadas três seções perpendiculares para calcular os elipsóides. Uma estimativa do erro na determinação

do elipsóide pode ser feita pela comparação dos dados originais com as seções dos elipsóides 3-D calculados.

O programa ELLIPSOID (Launeau & Robin, 2003b, 2005), que utiliza a base teórica discutida acima, permite uma boa avaliação do erro provindo das determinações das elipses médias de cada seção de uma amostra. O programa permite que cada uma das três seções ortogonais de cada amostra seja subdividida em subseções. Podemos considerar um exemplo onde cada seção (AB, AC e BC) seja subdividida em duas subseções (AB₁, AB₂, AC₁, AC₂, BC₁, BC₂), por meio das quais serão calculadas as elipses bidimensionais. As combinações possíveis entre as seis elipses calculadas fornecem oito elipsóides para uma mesma amostra:

AB ₁ AC ₁ BC ₁	AB ₂ AC ₁ BC ₁
AB ₁ AC ₁ BC ₂	AB ₂ AC ₁ BC ₂
AB ₁ AC ₂ BC ₁	AB ₂ AC ₂ BC ₁
AB ₁ AC ₂ BC ₂	AB ₂ AC ₂ BC ₂

A compatibilização entre as três seções ortogonais é realizada a partir da comparação entre os oito elipsóides obtidos para cada amostra. A partir desses elipsóides, o programa calcula dois elipsóides médios (um aritmético e um geométrico).

A escolha da quantidade de subseções a serem consideradas é ilimitada. Por exemplo, a divisão de cada uma das três seções ortogonais em oito subseções gera quinhentos e doze elipsóides.

O método permite ainda trabalhar com seções que não correspondem às seções principais do elipsóide de deformação.

8.2. Procedimentos adotados

O procedimento analítico consiste na determinação das elipses de deformação em três seções perpendiculares entre si de cada amostra. A partir das três elipses (2D) deduz-se o elipsóide (3D) de deformação.

Onze amostras orientadas de gnaisses (orto e paraderivados) foram selecionadas para estudos de quantificação da deformação. Primeiramente as amostras foram cortadas em cubos, sendo marcados três eixos de referência mutuamente perpendiculares (A, B e C – dois eixos por plano). Em seguida preparou-se uma seção delgada para cada corte da amostra, totalizando trinta

e três lâminas (três lâminas por amostra). Este procedimento pode ser observado na figura 8.2. Duas fotomicrografias de diferentes campos de cada seção delgada foram capturadas por meio de uma câmara fotográfica digital acoplada ao microscópio óptico, totalizando 66 imagens. Cerca de cem grãos de feldspato foram digitalizados de cada imagem, quando possível, utilizando-se o programa CorelDraw. Um exemplo é mostrado na figura 8.3. A partir das imagens digitalizadas as elipses de distribuição das tramas de cada seção foram determinadas pelos métodos do tensor de inércia (OPF) com o auxílio do programa SPO de Launeau & Robin (2003a). Os resultados bidimensionais obtidos das três seções de cada amostra foram combinados no programa ELLIPSOID (Launeau & Robin, 2003b, 2005), construindo-se os elipsóides de distribuição das tramas minerais para cada amostra.

Figura 8.2. Esquema de orientação das seções e sub-seções das amostras analisadas.

Figura 8.3. Exemplo de seis subseções com grãos de feldspato digitalizados. Amostra DR-137.

8.3. Resultados e Discussão

A região da Serra do Azeite foi escolhida para quantificação da deformação finita em função de dois fatores principais : (a) estrutura complexa e divergente em relação ao padrão regional, (b) grande concentração de dados estruturais levantados neste trabalho. Os resultados tridimensionais obtidos pelo método do tensor de inércia são apresentados na tabela 8.1 e nas figuras 8.4 a 8.8.

Apesar do método do tensor de inércia não ter sido ainda utilizado na bibliografia para determinação de tramas de rochas metamórficas, simulações computacionais em duas dimensões realizadas por Rodrigues & Faleiros (2007) indicam que as razões de deformação obtidas pelo método se aproximam bastante das razões de deformação simuladas.

Utilizou-se para dedução dos elipsóides de deformação somente cristais de feldspato, que consideramos bons marcadores de deformação nas amostras analisadas. Esta interpretação se baseia na ausência ou escassez de evidências de recrystalização dinâmica do feldspato, apesar das altas temperaturas determinadas para o metamorfismo (de 650°C a 800°C nas amostras analisadas). Esta observação indica eficiente partição da deformação entre camadas menos resistentes à deformação plástica formadas por quartzo e micas em contraposição aos porfiroclastos mais rígidos de plagioclásio e feldspato potássico.

O ajuste de cada elipsóide médio é dado pelo parâmetro $(F)^{1/2}$ (índice de incompatibilidade, em %), que informa se as elipses seccionais convergem para um elipsóide ou hiperbolóide (Launeau & Robin, 2005). As elipses se ajustam a um elipsóide para valores de $(F)^{1/2}$ menores que 10%, sendo que, quanto menor este valor, melhor o ajuste (Launeau & Robin, 2005). Os elipsóides calculados apresentam valores de $(F)^{1/2}$ entre 2,1 e 4,8% (Tabela 8.1), indicando ótimos ajustes.

Tabela 8.1. Resultados tridimensionais médios obtidos pelo método do tensor de inércia.

Amostra	Plano XY	Valores dos principais eixos			Atitudes dos principais eixos			X/Z	K	$(F)^{1/2} *$
		X	Y	Z	X	Y	Z			
DR-122	158/48	1,552	0,990	0,651	104/33	216/30	338/42	2,384	1,088	3,7%
DR-127B	121/32	1,581	0,883	0,717	086/27	184/16	301/58	2,206	3,409	3,8%
DR-129A	042/59	1,360	0,904	0,814	099/42	335/33	222/31	1,671	4,550	4,7%
DR-133B	089/49	1,102	1,009	0,899	147/31	123/33	359/41	1,226	0,756	2,1%
DR-137	167/34	1,619	0,919	0,672	125/27	225/20	347/56	2,409	2,085	2,1%
DR-142	177/51	1,447	1,008	0,671	105/21	216/44	357/39	2,201	0,924	4,5%
DR-146	098/12	1,562	0,910	0,704	113/12	022/03	278/78	2,219	2,447	3,9%
DR-156A	206/73	1,333	1,093	0,686	121/19	352/66	116/14	1,943	0,371	4,6%
DR-164B	151/38	1,247	0,997	0,804	110/31	212/20	331/52	1,551	1,046	3,3%
DR-166	115/35	1,397	1,034	0,692	131/34	126/08	025/55	2,018	0,711	2,7%
DR-243	234/22	2,105	0,858	0,574	173/11	267/19	054/68	3,667	3,493	4,8%

Figura 8.4. Mapa de orientação das foliações e lineações determinadas com o método do tensor de inércia. As setas brancas representam o sentido de transporte tectônico de topo de camada.

Em geral, as foliações e lineações obtidas coincidem com as estruturas medidas em campo.

Em termos de deformação máxima (X/Z) as amostras apresentam valores baixos a altos ($1,226 \leq X/Z \leq 3,667$, Tabela 8.1), considerando a seguinte classificação proposta: muito baixa ($1,0 \leq X/Z < 1,5$), baixa ($1,5 \leq X/Z < 2,0$), moderada ($2,0 \leq X/Z < 3,0$) e alta ($X/Z \geq 3,0$). Das onze amostras analisadas, uma apresenta deformação muito baixa (DR-133B), três mostram deformação baixa (DR-129A, DR-156A, DR-164B), seis deformação moderada (DR-122, DR-127B, DR-137, DR-142, DR-146, DR-166), e uma deformação alta (DR-243) (Tabela 8.1).

Figura 8.5. Orientação dos eixos principais do elipsóide de deformação e parâmetros de forma. Os eixos X, Y e Z em vermelho, verde e azul, respectivamente.

A comparação da distribuição geográfica dos elipsóides com os valores de deformação máxima e os domínios estruturais da Serra do Azeite mostra uma clara relação espacial (Figs. 8.4 e 8.6). Os dados indicam incremento significativo dos valores de deformação máxima da zona de charneira em direção aos dois flancos da macrodobra descrita no capítulo 7 (Fig. 8.6).

Figura 8.6. Perfil mostrando relação entre as razões de deformação máxima (X/Z), parâmetros de forma (K e T) e as posições estruturais na região da Serra do Azeite. Zona de cisalhamento transcorrente (ZTC).

Quanto à forma os elipsóides classificam-se como próximos do tipo com $k=1$ (DR-122, DR-133B, DR-142, DR-164B), levemente oblato (DR-166), moderadamente oblato (DR-156A), moderadamente prolato (DR-127B, DR-129A, DR-137, DR-146) e fortemente prolato (DR-243) (Fig. 8.7, Tabela 8.1). Também se observa variação sistemática da forma dos elipsóides com relação aos domínios estruturais. Apesar de variação complexa, ocorre uma tendência de concentração de tramas prolatas no domínio de charneira e tramas do tipo com $K=1$ em domínios de flancos da macrodobra (Fig. 8.6).

Figura 8.7. Diagrama de Flinn modificado (Ramsay & Huber, 1983) com razões entre os valores principais de deformação finita obtidos pelo método do tensor de inércia.

Coward & Kim (1981) demonstram que as distribuições de deformações em sistemas de nappes podem ser consideradas em termos de combinações entre cisalhamento simples e deformação longitudinal. No caso da Nappe Assynt estudada pelos autores, combinações entre estes dois mecanismos de deformação resultaram em elipsóides variando de oblatos a prolatos, sendo que os elipsóides prolatos não estão necessariamente associados a processos de extensão da nappe paralela ao seu comprimento.

Os dados obtidos no presente trabalho indicam que grande parte da região passou por deformação plana ou aproximadamente plana (isto é sem deformação ao longo do eixo Y do elipsóide de deformação).

A amostra DR-156A, que apresenta trama moderadamente oblata, ocorre em domínio de interferência entre empurrão de orientação N-S e zona de cisalhamento direcional de orientação NW. As evidências metamórficas da amostra indicam superposição de milonitização em condições de fácies xisto verde sobre milonito de alta temperatura anteriormente formado, indicando, conseqüentemente, intensa superposição de deformações. Assim, interpretamos que a trama oblata seja resultante desta superposição.

Entretanto, alguns padrões anômalos de deformação ocorrem localmente, conforme exemplificado pela amostra DR-166, a única com evidências claras de transpressão no sentido de Sanderson & Marchini (1984). Esta amostra apresenta trama levemente oblata, lineação de mergulho (*down-dip*), e indicadores cinemáticos destrais (pares de foliações SC) no plano horizontal perpendicular à lineação de estiramento (plano YZ do elipsóide de deformação). Este padrão de deformação ocorre localizadamente no limite sul do domínio estrutural CA-2 do Complexo Atuba, e indica eixo de vorticidade aproximadamente vertical paralelo à lineação de estiramento.

9. TRAMAS DE EIXOS-C DE QUARTZO

9.1. Introdução

As tramas de orientação preferencial cristalográfica estão relacionadas com os mecanismos de deformação, com a forma do elipsóide de deformação finita e com o padrão da deformação progressiva (coaxial ou não-coaxial) (Schmid & Casey, 1986). No caso de deformações não-coaxiais, podem indicar o sentido de rotação. As tramas cristalográficas podem também fornecer informações sobre as condições metamórficas em que ocorreu a deformação, uma vez que a ativação de diferentes sistemas de deslizamentos intracristalinos é governada pela temperatura, pressão de confinamento e quantidade de fluidos presentes no momento da deformação (Lister & Dornsiepen, 1982).

Medidas de eixo-c de quartzo em trinta e uma seções delgadas de rochas metamórficas foram realizadas por intermédio de uma platina universal de quatro eixos. Utilizou-se principalmente amostras orientadas em campo, cortadas no plano XZ do elipsóide de deformação finita (plano perpendicular à foliação e paralelo à lineação de estiramento. Contudo, também foram usadas amostras cortadas no plano YZ do elipsóide de deformação e também amostras não orientadas. Os eixos-c medidos foram lançados como linhas em redes estereográficas de igual área, semi-esfera inferior, e são representados por curvas de isofrequência. Os dados lançados nos estereogramas têm como referência as direções principais do elipsóide de deformação finita (X, Y, Z).

Descrições detalhadas dos procedimentos utilizados nas medições podem ser encontradas em vários trabalhos presentes na literatura geológica, dentre os quais podemos citar Turner & Weiss (1963), Wahlstrom (1969) e Passchier & Trouw (2005).

9.2. Descrição das Tramas de Eixos-c

Das trinta e uma amostras estudadas, sete correspondem a rochas do Complexo Turvo-Cajati, onze do Complexo Atuba e quinze da Suíte Alto Turvo.

9.2.1. Complexo Turvo-Cajati

As tramas de eixo-c de quartzo das amostras do Complexo Turvo-Cajati podem ser divididas em três tipos principais:

- (a) Padrões complexos com distribuição principal de eixos-c em máximos pontuais ao redor dos eixos X e Y do elipsóide de deformação finita, com concentrações subordinadas difusas ao longo de guirlandas de círculo máximo pouco oblíquas em relação aos planos XY e/ou YZ, além de concentrações pontuais subordinadas ao redor do eixo Z (*Fig. 9.1*, DR-296D e DR-329).
- (b) Padrões com distribuição de eixos-c em máximos pontuais ao redor do eixo Y do elipsóide de deformação e em posições intermediárias entre os eixos Z e X, e/ou ao redor desses eixos (*Fig. 9.1*, DR-129AB, DR-129B e DR-243A). Em alguns casos as concentrações em posições intermediárias entre os eixos Z e X tendem a se concentrar em guirlandas de círculo mínimo ao redor de Z (*Fig. 9.1*, DR-129B).
- (c) Guirlandas cruzadas do tipo I (Lister, 1977) assimétricas, com concentrações de eixos-c ao longo de guirlandas de círculo mínimo em torno de Z conectadas com guirlanda de círculo máximo passando pelo eixo Y (*Fig. 9.1*, DR-247). A amostra DR-247 apresenta concentração pontual máxima em torno do eixo Y e concentrações pontuais subordinadas em posições intermediárias entre os eixos Y e Z.

Nas amostras do Complexo Turvo-Cajati existe uma clara correlação entre o tipo de trama de eixos-c de quartzo e o litotipo e/ou zona metamórfica correspondente. O padrão descrito em (a), com concentrações principais em torno dos eixos X e Y do elipsóide de deformação ocorre em bandas quartzosas de paragnaisses da zona da associação sillimanita-feldspato potássico (capítulo 3.2), equilibrados em temperaturas ao redor de ou superiores a 800°C (capítulo 3.5). O padrão descrito em (b) ocorre em rochas de ampla variação metamórfica (desde a zona da granada até a zona da associação cianita-feldspato potássico), enquanto o padrão em guirlanda cruzada do tipo I assimétrica foi encontrado em cianita quartzito presente na zona da associação estauroлита-cianita.

Figura 9.1. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos do Complexo Turvo-Cajati.

9.2.2. Complexo Atuba

Os padrões de eixo-c das rochas do Complexo Atuba podem ser agrupadas em seis tipos principais:

- Distribuição em guirlandas simples de círculo máximo podendo ser simétrica sobre o plano YZ (*Fig. 9.2*, DR-166A) ou assimétrica em relação a este plano (*Fig. 9.2*, DR-257C). Internamente às guirlandas ocorrem concentrações pontuais máximas em torno dos eixos Y e Z do elipsóide de deformação.
- Padrão transicional entre distribuições em guirlandas cruzadas do tipo I (Lister, 1977) assimétricas e guirlanda simples de círculo máximo (*Fig. 9.2*, DR-127BA).
- Distribuição de eixos-c principalmente em máximos e submáximos pontuais ao redor do eixo Y ou em posições intermediárias entre os eixos X e Z, tendendo a formar concentrações em guirlandas de círculo mínimo ao redor do eixo Z (*Fig. 9.2*, DR-142C, DR-156AC). Este padrão se aproxima de distribuições em guirlandas cruzadas do tipo I levemente assimétricas.
- Distribuição principalmente em concentrações pontuais máximas em torno do eixo Y e submáximas em posições intermediárias entre os eixos Y e Z do elipsóide de deformação, tendendo a se concentrar em guirlandas de círculo máximo cruzadas em torno do plano

- YZ (Fig. 9.2, DR-122C, DR-164BC). A geometria geral se assemelha aos padrões em guirlandas cruzadas do tipo II simétricas.
- (e) Padrão em guirlanda de círculo máximo em torno do plano XY, com concentrações pontuais máximas em torno do eixo Y e subordinadas em torno dos eixos X e Z (Fig. 9.2, DR-137B).
- (f) Padrão complexo com distribuição pontual máxima em torno do eixo Y e subconcentrações espalhadas tendendo a seguir guirlanda de círculo máximo oblíqua em relação aos planos YZ e XY (Fig. 9.2, DR-118AA).

Figura 9.2. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos do Complexo Atuba.

Nas amostras do Complexo Atuba não ocorre correlação entre o litotipo e o tipo de trama de eixo-c, embora padrões clássicos como guirlanda simples e guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas ocorram em amostras coletadas em zonas miloníticas tardias associadas a deformações em condições de fácies xisto verde.

9.2.3. *Suíte Alto Turvo*

As rochas da Suíte Alto Turvo apresentam sete tipos principais de tramas de eixos-c de quartzo:

- (a) Distribuição em guirlandas simples assimétricas com concentrações pontuais máximas ao redor do eixo Y do elipsóide de deformação (*Fig. 9.3*, DR-104A, F281).
- (b) Distribuição em guirlandas cruzadas do tipo I simétricas, com concentrações de eixos-c seguindo guirlandas de círculo mínimo em torno do eixo Z não conectadas com guirlanda de círculo máximo incompleta em torno do eixo Y (*Fig. 9.3*, DR-049A).
- (c) Padrões transicionais entre guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas e guirlanda simples (*Fig. 9.3*, DR-112F e SM-173). A amostra DR-112F apresenta concentrações pontuais máximas em torno do eixo Y e concentrações subordinadas ao redor do eixo Z, enquanto a amostra SM-173 mostra concentrações máximas em torno do eixo Z, subordinadas entre Z e Y e escassas ao redor de Y.
- (d) Guirlandas cruzadas do tipo II incompletas com concentrações pontuais máximas ao redor dos eixos Y e Z, e submáximos intermediários entre estes (*Fig. 9.3*, DR-049XJ). A amostra DR-049XJ apresenta a guirlanda de um dos lados incompleta, marcada por concentrações pontuais, definindo uma assimetria.
- (e) Concentrações pontuais máximas ao redor do eixo Z, com forte assimetria, com concentração subsidiária em torno do eixo Y (*Fig. 9.3*, DR-108B).
- (f) Distribuição em concentrações pontuais em posições intermediárias entre os eixos Z e X do elipsóide de deformação, com ausência de concentrações em torno do eixo Y (*Fig. 9.3*, DR-047).
- (g) Padrões complexos variando de distribuições aleatórias (*Fig. 9.3*, DR-183, DR-041B, DR-045) com transições para distribuições pontuais em torno de Z (DR-048, DR-175), ao redor de Y (DR-178C) ou intermediárias entre X e Z e ao redor de Y (DR-181).

Figura 9.3. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos da Suíte Alto Turvo.

As tramas de eixos-c das amostras da Suíte Alto Turvo apresentam forte correlação com o domínio metamórfico analisado. Os padrões aleatórios ocorrem em granulitos preservados a parcialmente retrometamorfizados em condições de fácies xisto verde, onde o quartzo ocorre em

pequenos agregados intersticiais mimetizando líquido silicático (capítulo 6.2). Os padrões com fraca orientação cristalográfica preferencial ocorrem em amostras de granulito máfico onde o quartzo apresenta indícios de deformação intracristalina e/ou recristalização dinâmica, enquanto os padrões com forte orientação preferencial ocorrem em milonitos de protolito ígneo ou metassedimentar presentes ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal.

9.3. Discussão

9.3.1. Padrão da Deformação Progressiva

Uma das informações mais importantes indicadas pelas tramas de eixos-c de quartzo nas unidades estudadas é a coexistência entre tramas complexas enigmáticas ou claramente decorrentes de superposição de deformações e tramas simples similares àquelas previstas em modelagens numéricas (*e.g.* Lister & Willians, 1979; Lister & Hobbs, 1980) e classicamente descritas na literatura para rochas naturalmente deformadas.

Padrões em guirlandas cruzadas do tipo I podem ser correlacionados com tramas resultantes de deformação plana prevista pelo modelo B de Lister & Hobbs (1980). Segundo Price (1985) a guirlanda de círculo mínimo pode ser ampla, porém, reconhecível em baixas deformações, tornando-se levemente mais distinta em altas deformações. Quanto melhor desenvolvida a guirlanda parcial sobre Y, maior o componente de deformação plana em relação ao de achatamento (Price, 1985).

Tramas em guirlandas cruzadas do tipo II podem ser correlacionadas com aquelas resultantes de deformação plana prevista pelo modelo C de Lister & Hobbs (1980). No entanto, Schmid & Casey (1986) ao analisarem diversos trabalhos presentes na literatura, concluíram que existem fortes evidências de que as tramas em guirlandas cruzadas do tipo II são típicas de deformação por estiramento.

A coexistência entre tramas indicativas de deformação coaxial e não-coaxial não é facilmente explicável. Price (1985) afirma que deformações não-coaxiais fora de zonas de cisalhamento não são compelidas a cisalhamento simples e deformação plana e, consequentemente, padrões de tramas mais similares àqueles resultantes de deformação por estiramento ou achatamento coaxiais podem ser gerados.

Lister & Willians (1979) simularam a sobreposição de deformação coaxial em rochas que haviam sido previamente submetidas à deformação não-coaxial e concluíram que as mudanças na

cinemática da deformação podem modificar as tramas, complicando assim suas interpretações. No entanto, apesar da modificação, as tramas devem preservar a assimetria (Lister & Willians, 1979).

As tramas em guirlandas simples ou guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas são tipicamente relacionadas com deformações não-coaxiais, correlacionáveis com tramas previstas como resultado de cisalhamento simples (*e.g.* Lister & Hobbs, 1980; Lister & Willians, 1979).

As rochas dos complexos Turvo-Cajati e Atuba apresentam coexistência entre tramas simétricas e assimétricas, sugerindo superposição e/ou combinação de deformações coaxiais e não-coaxiais, ou partição da deformação. Contudo, os padrões observados principalmente para o Complexo Turvo-Cajati fogem aos padrões modelados numericamente (*e.g.* Lister & Willians, 1979; Lister & Hobbs, 1980). As evidências microestruturais também são complexas, uma vez algumas rochas apresentam indícios de deformação não-coaxial (*e.g.* porfiroblastos e porfiroclastos com sombras de deformação assimétricas, pares de foliações SC), enquanto outras apresentam indicações de deformação coaxial (*e.g.* sombras de deformação simétricas em torno de porfiroblastos e porfiroclastos).

Outros fatores importantes a serem levados em conta são as altas temperaturas do metamorfismo principal das amostras estudadas de ambas as unidades (em geral entre 650 e 800°C; capítulos 3.4, 3.5, 4.4 e 4.5) e a dominância de processos de recristalização por migração de bordas de grãos e crescimento de minerais sobre processos de deformação intracristalina (deformação por movimentação de vacâncias ou deslocações na estrutura cristalina do mineral). Extensa literatura sobre tramas de eixos-c de quartzo em rochas naturalmente deformadas mostra claramente que rochas metamorfizadas em altas temperaturas apresentam tramas predominantemente simétricas, geralmente com padrões mais complexos, ao passo que os padrões clássicos modelados numericamente são encontrados em rochas deformadas em condições de fácies xisto verde. Faleiros (2003) descreve uma variação desse tipo ocorrida ao longo da Zona de Cisalhamento Ribeira. Nesse exemplo, milonitos associados a deformações em condições de fácies xisto verde inferior a médio, zonas da clorita e biotita, cuja recristalização dinâmica do quartzo é dominada por processos de *bulging recrystallization* ou rotação progressiva de subgrãos, apresentam tramas assimétricas com padrões clássicos (distribuição pontual ao redor de Z; guirlanda simples, guirlanda cruzada do tipo I; *Fig. 9.4*). Rochas da zona da granada, cuja recristalização do quartzo ocorre por migração de bordas de grãos, apresentam tramas pontuais simétricas (*Fig. 9.4*). Exemplo semelhante é descrito por Stipp *et al.* (2002a).

Figura 9.4. Tramas de eixos-c de quartzo de tectonitos da Zona de Cisalhamento Ribeira (compilado de Faleiros, 2003).

Estudos experimentais indicam que tramas de orientação cristalográfica preferencial podem se desenvolver por meio de dois mecanismos principais (*e.g.* Green *et al.*, 1970; Tullis *et al.*, 1973). Em baixas temperaturas e/ou altas razões de deformação as tramas podem se desenvolver por rotação de grãos de diferentes granulações ou por deslizamento intracristalino e conseqüente rotação de grãos (ver revisão de Law, 1990). Sob condições onde mecanismos de recrystalização por migração de bordas de grãos são dominantes as tramas devem se associar ao processo de recrystalização (*e.g.* Law, 1990). Embora existam numerosas teorias para tramas cristalográficas desenvolvidas em decorrência de deformação por deslizamento intracristalino (*e.g.* Hobbs, 1985), tramas desenvolvidas durante a recrystalização por migração de bordas de grãos são pobremente estudadas (Wenk *et al.*, 1990).

Conforme descrito anteriormente, os padrões em guirlanda simples e guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas em rochas do Complexo Atuba ocorrem em zonas miloníticas tardias, associadas a deformações em condições de fácies xisto verde, conforme evidenciado pela cristalização de clorita + epidoto + carbonato em bandas de cisalhamento (*e.g.* Fig. 9.2, tramas DR-257C, DR-127BA, DR-156AC e DR-142C). Evidências de deformação intracristalina são abundantes nestas rochas, de forma que as tramas cristalográficas devem estar associadas a este processo. Os agregados de quartzo presentes em rochas do Complexo Atuba não submetidas a deformações em fácies xisto verde (*e.g.* Fig. 9.2, DR-164BC, DR-137C e DR-122C) apresentam microestruturas indicativas de recrystalização por migração de bordas de grãos, e tramas de eixos-c em padrões simétricos.

A trama em guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas apresentada pela amostra DR-247 (cianita quartzito) do Complexo Turvo-Cajati, similar a tramas simuladas como resultado de cisalhamento simples (*e.g.* Lister & Hobbs, 1980; Lister & Willians, 1979), representa uma exceção. O quartzo apresenta granulação muito variável (grossa a fina), com formas e contatos entre grãos fortemente irregulares indicativos de recrystalização por migração de bordas de grãos. Contudo, ocorrem grãos finos de poucos micrômetros isolados ou em pequenos agregados formados ao longo de contatos entre os grãos maiores, indicativos de superposição de *bulging recrystallization*. Os grãos grossos apresentam extinção ondulante irregular com lamelas de deformação orientadas em duas direções principais a aproximadamente 40° entre si, provavelmente relacionadas à superposição de deformação tardia em condições de baixa temperatura. Interpretamos que o padrão de orientação preferencial de eixos-c desta amostra é resultado desta última fase de deformação.

Tramas cristalográficas com distribuições aleatórias ou fraca orientação preferencial ocorrem em granulitos máficos da Suíte Alto Turvo (*e.g.* Fig. 9.3, tramas DR-183, DR-041B, DR-045). Essas tramas são consistentes com as microestruturas indicativas de que o quartzo se cristalizou a partir de fundido silicático, indicando ausência de deformação durante e posterior ao crescimento do quartzo. Essas tramas ocorrem em rochas presentes no núcleo da unidade, em localização distante das zonas de borda fortemente deformadas. Ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal ocorrem padrões assimétricos previstos para deformações associadas a cisalhamento simples, embora as evidências microestruturais indiquem predominância de mecanismos de recrystalização dinâmica por migração de bordas de grãos e/ou rotação de subgrãos (capítulo 6.2).

9.3.2. Sistemas de deslizamento ativados

A orientação cristalográfica preferencial em agregados de quartzo é um indicador da temperatura da deformação, uma vez que o padrão da trama é controlado pela importância relativa de diferentes sistemas de deslizamento intracristalino (e.g. Law, 1990). O sistema de deslizamento basal $\langle a \rangle$ é dominante em baixas temperaturas e altas razões de deformação, produzindo tramas com eixos-c concentrados ao redor da direção Z do elipsóide de deformação finita (Fig. 9.5). Com aumento da temperatura o sistema de deslizamento romboédrico $\langle a \rangle$ torna-se ativado, produzindo concentrações em orientações intermediárias entre os eixos Y e Z (Fig. 9.5). Finalmente, em altas temperaturas e baixas razões de deformação, o sistema de deslizamento prismático $\langle a \rangle$ pode atuar, resultando em concentrações máximas ao redor o eixo Y (e.g. Tullis *et al.*, 1973; Lister & Dornsiepen, 1982; Hobbs, 1985; Schmid & Casey, 1986). Deformações em temperaturas muito altas podem resultar em concentrações de eixos-c na direção X do elipsóide de deformação, como resultado do deslizamento prismático $\langle c \rangle$ (Blacic, 1975; Mainprice *et al.*, 1986).

Figura 9.5. Correlação entre as posições de concentrações máximas de eixos-c de quartzo e os sistemas de deslizamentos intracristalinos ativados (Toy *et al.*, 2008). X corresponde à direção da lineação de estiramento e Z o pólo da foliação.

As tramas de eixos-c de quartzo de rochas do Complexo Turvo-Cajati são caracterizadas principalmente por concentrações pontuais máximas em torno do eixo Y do elipsóide de deformação, indicando ativação principal do sistema de deslizamento prismático $\langle a \rangle$ e, conseqüentemente, altas temperaturas de deformação. Entretanto, ocorrem concentrações subordinadas em posições próximas aos eixos Z e X, e intermediárias entre estes, sugerindo ativações subordinadas dos sistemas de deslizamento basal $\langle a \rangle$, romboédrico e prismático $\langle c \rangle$.

Deve-se ressaltar as tramas das amostras DR-296D e DR-329, com concentrações principais ao redor do eixo X do elipsóide de deformação, indicando dominância do sistema de deslizamento prismático $\langle c \rangle$ sobre o sistema prismático $\langle a \rangle$. Essa transição é coerente com os

dados petrográficos e geotermobarométricos indicativos de temperaturas mínimas ao redor de 800°C para essas amostras. Evidências microestruturais da ativação do sistema de deslizamento prismático <c> são dadas pela abundância de cristais de quartzo com extinção tipo tabuleiro de xadrez, definida por subgrãos com combinações de limites paralelos aos planos basal e prismático (Kruhl, 1996). Adicionalmente, são comuns nas amostras do Complexo Turvo-Cajati cristais de quartzo com bordas retangulares, parcialmente paralelas ao plano romboédrico. Essa microestrutura sugere alta mobilidade das bordas de grãos levando a rápida recristalização por migração de bordas de grãos e crescimento secundário de grãos em altas temperaturas (Gapais & Barbarin, 1986).

A trama em guirlandas cruzadas do tipo I assimétricas da amostra DR-247 sugere ativações combinadas dos sistemas de deslizamento prismático <a>, basal e romboédrico, sugerindo deformação em temperaturas médias. Neste caso não ocorrem concentrações ao redor do eixo X do elipsóide de deformação. Conforme discutido anteriormente, esta trama provavelmente é resultado de superposição de deformação tardia em condições de fácies xisto verde.

As tramas cristalográficas de rochas do Complexo Atuba preservadas de retrometamorfismo também são caracterizadas por concentrações pontuais máximas em torno do eixo Y do elipsóide de deformação, indicando ativação principal do sistema de deslizamento prismático <a> (e.g. DR-118A, DR-122C, DR-137B, DR-164BC). Nas tramas desta unidade a presença de concentrações subordinadas em posições intermediárias entre os eixos X-Z e Y-Z indicam também ativações combinadas dos sistemas de deslizamento romboédrico e basal <a>. Tendências de concentrações de eixos-c próximas ao eixo X do elipsóide de deformação são raras e inconclusivas nesta unidade (e.g. DR-137B, DR-164BC), levantando a possibilidade de ativação subordinada do sistema de deslizamento prismático <c>. As temperaturas máximas de metamorfismo estimadas para o Complexo Atuba (>700°C) poderiam ser suficientes para essa ativação.

Os padrões de distribuição de eixos-c observados nas amostras milonitizadas em condições de fácies xisto verde do Complexo Atuba e da Suíte Alto Turvo indicam ativações principais combinadas dos sistemas de deslizamento basal, romboédrico e prismático <a>. Fogem ao padrão geral as tramas das amostras DR-047 e DR-108B, cujas concentrações principais ao redor do eixo Z do elipsóide de deformação e em posições intermediárias entre os eixos Z e X sugerem ativações dos sistemas basal e romboédrico <a>, sugerindo deformações em baixas temperaturas.

10. DISCUSSÃO

10.1. Padrões Metamórficos Frente aos Dados Geocronológicos Disponíveis

As unidades litotectônicas estudadas apresentam padrões metamórficos internos e trajetórias metamórficas completamente diferentes e, provavelmente, só tiveram uma evolução próxima no final da colagem brasileira, já em período retrometamórfico associado à exumação dos terrenos. Essa interpretação é evidente na figura 10.1, onde são mostradas as trajetórias metamórficas de todas as unidades estudadas, reconstruídas pela união de dados petrológicos e microestruturais, cálculos geotermobarométricos e dados geocronológicos obtidos neste trabalho e compilados de trabalhos anteriores. Algumas unidades são claramente policíclicas em termos de metamorfismo, enquanto outras são, aparentemente, monocíclicas.

Figura 10.1. Trajetórias metamórficas generalizadas, de todas as unidades estudadas, reconstruídas pela união de dados petrológicos, microestruturais, geocronológicos e cálculos geotermobarométricos. Complexo Turvo-Cajati (TC), Complexo Atuba (CA), Suíte Alto Turvo (AT), Grupo Votuverava (GV). Os trechos pontilhados correspondem às interpretações da trajetória de exumação. Referências para dados geocronológicos: 1 - este trabalho; 2 - idades mínimas baseadas nas idades de intrusões graníticas posteriores; 3 - Siga Júnior (1995), Harara (2001), Hartmann et al. (2000); 4 - Machado et al. (2007); 5 - Campagnoli (1996); 6 - Sato et al. (2003); * - intervalo de idade mais provável.

O padrão metamórfico do Complexo Turvo-Cajati (Terreno Curitiba) apresenta grandes semelhanças com padrões associados aos orógenos colisionais fanerozóicos, tais como o Orógeno Himalaiano. A trajetória metamórfica horária reconstruída para parte do Complexo Turvo-Cajati, com uma fase progressiva de alta pressão (entre 10 e 12 kbar) e pico metamórfico em altas temperaturas ($\sim 700\text{--}800^\circ\text{C}$) sugere um ambiente colisional. As pressões máximas obtidas sugerem profundidades entre 35 e 40 km. Também ocorrem gradientes metamórficos inversos.

A preservação de registros de trajetórias P - T completas no zoneamento composicional de porfiroblastos de granada (de 500 a 800°C) é surpreendente, uma vez que o pico metamórfico de grande parte das rochas do Complexo Turvo-Cajati ocorreu em condições de altas temperaturas, tendo atingido o início da fácies granulito (conforme indicado pelo início da fusão incongruente da biotita). Essa evidência aliada à preservação de microestruturas indicativas da presença de fundido silicático em escala de grãos em rochas migmatizadas regionalmente podem ser interpretadas como reflexos de taxas de resfriamento e exumação relativamente rápidas. Os registros mais antigos das trajetórias calculadas pelo método de Gibbs ($500\text{--}600^\circ\text{C}$ e 10-12 kbar) ocorrem em campos transicionais entre as fácies eclogito-epidoto anfíbolito de alta pressão (Fig. 3.X), levantando a possibilidade de uma evolução pretérita com passagens por condições de fácies eclogito (Fig. 10.1). Segue-se uma fase de aquecimento praticamente isobárico e entrada no campo da fácies anfíbolito de alta pressão. O aquecimento isobárico pode ser interpretado como resultado da recomposição das isotermas após fase de subducção, sem erosão concomitante.

As zonas metamórficas mapeadas para o Complexo Turvo-Cajati indicam aumento do grau metamórfico de norte para sul, em direção ao contato com o Terreno Luís Alves, com uma variação entre fácies xisto verde intermediária a superior (zonas da biotita e da granada) até fácies granulito inferior (zona da associação sillimanita-feldspato potássico). Entretanto, próximo às zonas de contato entre as duas unidades (na região de Barra do Turvo), rochas do Complexo Turvo-Cajati previamente metamorfizadas em condições de altas temperaturas ($\sim 800^\circ\text{C}$) apresentam-se intensamente re-metamorfizadas em condições de fácies xisto verde.

As datações U-Th-Pb_{total} em monazita obtidas neste trabalho sugerem que o pico metamórfico de paragneisses do Complexo Turvo-Cajati ocorreu entre 590 e 575 Ma (577 ± 6 Ma e 574 ± 15 Ma), enquanto núcleos de monazita definem um padrão distintamente mais antigo com idades compostas de 606 ± 10 Ma e 616 ± 20 Ma, interpretadas como relacionadas a uma fase de crescimento de monazita anterior ao pico metamórfico. Campagnoli (1996) obteve idades K-Ar de 587 ± 21 Ma em flogopita de rochas calciossilicáticas associadas a paragneisses da zona da associação sillimanita-feldspato potássico na região da Serra do Azeite. Considerando as

faixas de erro desta idade (relacionada a fechamento do sistema isotópico abaixo de aproximadamente 250-300°C) e as datações em monazita, interpretamos que o resfriamento do Complexo Turvo-Cajati abaixo de 250-300°C provavelmente ocorreu entre 565 e 575 Ma. Estes dados sugerem uma taxa de resfriamento de aproximadamente 30°C/Ma (Fig. 10.2) e suportam a interpretação de evolução metamórfica monocíclica para esta unidade.

Figura 10.2. Diagrama termocronológico com taxas de resfriamento interpretadas para os complexos Turvo-Cajati e Atuba.

A análise petrográfica e geotermobarométrica de rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba) nas regiões da Serra do Azeite e Barra do Turvo, sem o auxílio de outras ferramentas, não permite separar inequivocamente ciclos metamórficos diferentes. Resultados geotermobarométricos indicam que o pico metamórfico ocorreu em condições de fácies anfibolito superior sob temperaturas máximas em torno de 740°C, seguido de trajetória com decréscimo da temperatura até aproximadamente 650°C. Embora os dados de pressão não sejam robustos, sugerem pressões entre 5 e 7 kbar. A análise petrográfica e microestrutural permite associar uma última fase de migmatização, responsável pela geração de neossomas graníticos róseos, ao reequilíbrio metamórfico em temperaturas próximas a 650-700°C.

O padrão geocronológico do Complexo Atuba em áreas adjacentes evidencia claramente uma história policíclica (Siga Júnior, 1995; Siga Júnior *et al.*, 1995, 2008; Kaulfuss, 2001; Sato *et al.*, 2003). Idades U-Pb em zircões indicam heranças arqueanas (3200-2900 Ma; 2700-2600 Ma) e paleoproterozóicas (2200-2100 Ma) e sobrecrescimentos neoproterozóicos (~600 Ma) (Sato *et al.*, 2003; Siga Júnior *et al.*, 1995, 2008). As idades neoproterozóicas são atribuídas a neossomas graníticos róseos indicando uma fase de migmatização brasileira, tendo como melhor indicação

idades U-Pb *SHRIMP* de 588 ± 56 Ma (Sato *et al.*, 2003) e ~ 600 Ma (Kaulfuss, 2001) em zonas de sobrecrecimento de zircão. O mesmo padrão é apresentado por idades isocrônicas Rb-Sr em rocha total (598 ± 48 Ma e 595 ± 41 Ma) e minerais (617 ± 14 Ma, 577 ± 17 Ma), idades isocrônicas Sm-Nd em minerais (595 ± 30 Ma) (Siga Júnior *et al.*, 1995), e idades U-Pb intercepto inferior de 556 ± 48 Ma e 569 ± 16 Ma (Kaulfuss, 2001) e 570 ± 45 Ma (Siga Júnior *et al.*, 2008). Embora existam poucos dados geocronológicos na região da Serra do Azeite, os dados disponíveis corroboram com as interpretações em áreas adjacentes. Campagnoli (1996) obteve idades isocrônicas Rb-Sr (rocha total) de 2024 ± 45 Ma e 1931 ± 45 Ma para gnaisses bandados, indicando que o sistema Rb-Sr não foi totalmente alterado pelo metamorfismo brasileiro. Vasconcelos *et al.* (1999) obtiveram idade U-Pb intercepto superior (próximo da concórdia) de 2148 ± 37 Ma em zircões de gnaisses porfiroclásticos associados ao Complexo Atuba ao leste da Serra do Azeite.

Aliando os dados petrológicos obtidos no presente trabalho aos dados geocronológicos disponíveis na literatura, é possível interpretar que o pico metamórfico do Complexo Atuba determinado pela geotermobarometria provavelmente está associado a um ciclo geotectônico paleoproterozóico (1,9-2,0 Ga, dados Rb-Sr isocrônico de Campagnoli, 1996), e o reequilíbrio metamórfico, ainda em condições de fácies anfibolito superior, estaria associado ao Ciclo Brasileiro. Datações recentes pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda de ortognaisses bandados na Serra do Azeite indicam resfriamento abaixo de aproximadamente 490 - 570°C em 594 ± 1 Ma (Machado *et al.*, 2007). Considerando as faixas de erro esses dados estão em conformidade com resultados K-Ar em hornblenda menos precisos (565 ± 39 Ma) apresentados por Campagnoli (1996). Esses dados representam uma idade mínima para o metamorfismo regional neoproterozóico. Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em muscovita de veio pegmatítico intrusivo no Complexo Atuba indicam resfriamento abaixo de 300 - 400°C em 577 ± 3 Ma (Machado *et al.*, 2007), enquanto dados K-Ar em biotita dos ortognaisses bandados indicam resfriamento abaixo de 300 - 250°C em 527 ± 26 Ma (Campagnoli, 1996). Os dados de Machado *et al.* (2007) sugerem uma taxa de resfriamento de aproximadamente $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ (Fig. 10.2).

Os dados geocronológicos disponíveis sugerem que o pico metamórfico de paragneisses migmatíticos do Complexo Turvo-Cajati ($\sim 800^\circ\text{C}$) ocorreu em idade entre 5 e 20 Ma de anos posterior à época em que o Complexo Atuba já estava resfriado abaixo de 490 - 570°C , e aproximadamente na mesma época em que esta unidade estava resfriada abaixo 300 - 400°C . Assim, podemos interpretar que, enquanto as rochas do Complexo Turvo-Cajati ainda encontravam-se subductadas, as rochas do Complexo Atuba já estavam em fase de exumação. Adicionalmente, não existem evidências de aumento do grau metamórfico do Complexo Atuba

quando em contato com o Complexo Turvo-Cajati, e as rochas de ambas as unidades apresentam evidências de retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde associada à milonitização ao longo dos contatos, embora o Complexo Atuba tenha sido mais afetado por este reequilíbrio. Estes dados sugerem que a justaposição entre estas duas unidades foi bastante tardia em relação ao Ciclo Brasileiro, já em períodos tardi-metamórficos.

Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita presente em rochas do Complexo Atuba na região do Anticlinal do Setuva mostram idades de fechamento do sistema isotópico de 588 ± 1 Ma (Siga Júnior *et al.*, 2008), sendo mais antigas em relação aos dados ^{40}Ar - ^{39}Ar em muscovita (577 ± 3 Ma; Machado *et al.*, 2007) e K-Ar em biotita (527 ± 26 Ma; Campagnoli, 1996) para a Serra do Azeite.

A Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves), formada por rochas de protolito ígneo básico a intermediário, apresenta evidências de ao menos dois ciclos metamórficos completos (M1 e M2), com fases progressiva e retrógrada. A fase progressiva do evento M1, caracterizada pela paragênese típica de granulitos máficos de pressão baixa a intermediária (clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ hornblenda), é diagnóstica de temperaturas mínimas ao redor de 850°C para o pico metamórfico (*e.g.* Pattison, 2003). A fase retrógrada, em condições de fácies xisto verde, é representada pela transformação parcial da paragênese acima mencionada, principalmente os minerais máficos, associada à formação de hornblenda azul + actinolita + clorita + epidoto + biotita. O ciclo M2 é representado por metamorfismo em condições de fácies xisto verde a anfibolito associado à obliteração total ou parcial de evidências do metamorfismo anterior. Zonações químicas em anfibólito (núcleos enriquecidos em sílica e empobrecidos em alumínio em relação às bordas) e plagioclásio (núcleos empobrecidos em cálcio e enriquecidos em sódio em relação às bordas) presentes em alguns anfibólitos gerados no segundo ciclo evidenciam a progressão do metamorfismo da fácies xisto verde para anfibolito segundo trajetória metamórfica horária, indicando que os granulitos máficos não foram transformados diretamente em anfibólitos. Esta evidência suporta a interpretação de ao menos dois ciclos metamórficos distintos. A fase retrógrada do segundo ciclo metamórfico estaria associada a transformações mineralógicas em condições de fácies xisto verde ao longo de zonas de cisalhamento direcionais.

A Suíte Alto Turvo é correlata ao Complexo Serra Negra (Silva & Algarte, 1981) e ao Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.*, 1979). Dados geocronológicos disponíveis na literatura sustentam diferentes interpretações quanto às fases de metamorfismo pelo qual o Complexo Granulítico de Santa Catarina passou, embora todos os trabalhos indiquem uma idade de formação dos protolitos ígneos no Arqueano, ao redor de 2,7 Ga (Siga Júnior, 1995; Basei *et al.*, 1998a; Hartmann *et al.*, 2000). Basei *et al.* (1998a) interpretam eventos magmáticos

ao redor das idades 2,6 Ga e 2,4-2,3 Ga, com base em idades isocrônicas Rb-Sr e idades modelo Sm-Nd. Segundo os autores uma fase de metamorfismo regional em fácies granulito (~800°C e 5-8 kbar) teve duração até aproximadamente 2,3 Ga, indicada por idades U-Pb em zircão e isócronas Sm-Nd em minerais, enquanto uma fase de metamorfismo regional em fácies anfibolito teria ocorrido em aproximadamente 2,0 Ga, conforme indicado por isócronas Pb-Pb e Rb-Sr (rocha total). Hartmann *et al.* (2000) interpretam quatro eventos metamórficos (M1 a M4) baseados em idades U-Pb *SHRIMP* em zircão. Os eventos M1 e M3 (fácies granulito) foram datados em 2675 ± 12 e 2168 ± 18 Ma, e o evento M2 (fácies anfibolito) interpretado como tendo ocorrido em idade próxima ao evento M3. O evento M4 é caracterizado pela formação de clorita e epidoto em rochas afetadas por zonas de cisalhamento (Hartmann *et al.*, 2000). Harara (2001) obtém idade U-Pb em zircões esféricos de 2060 ± 6 Ma, interpretada como relacionada à fase de metamorfismo em fácies granulito, e ainda heranças em torno de 2,2-2,1 Ga interpretada como sugestões de um possível metamorfismo anterior. Idades K-Ar em minerais (biotita, anfibólio, plagioclásio) entre 2100 e 1700 Ma indicam que os núcleos do Terreno Luís Alves não foram afetados pela orogenia brasileira (Siga Júnior, 1995).

Com base nos dados discutidos acima, podemos interpretar que o metamorfismo de fácies granulito da Suíte Alto Turvo (M1) tem idade no mínimo paleoproterozóica, e o metamorfismo de fácies xisto verde (M2) idade neoproterozóica. Siga Júnior (1995) apresenta uma idade K-Ar em biotita de 572 ± 25 Ma de rocha proveniente da porção norte do Terreno Luís Alves, nas proximidades da região de Barra do Turvo aqui mapeada. Esse dado pode ser interpretado como uma idade mínima para o metamorfismo brasileiro nesta região. A idade U-Th-Pb_{total} em monazita de 577 ± 6 Ma de paragnaisse do Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo (amostra DR-056) indiretamente também indica um período dentro da história evolutiva neoproterozóica da Suíte Alto Turvo, uma vez que a amostra datada foi afetada por intenso retrometamorfismo associado à colocação entre as duas unidades. Considerando os intervalos de erro entre as duas idades e seus significados geológicos, interpretamos o intervalo entre 570 e 550 Ma como a época mais provável de justaposição entre os dois terrenos tectônicos. Esse intervalo de idade é aproximadamente o mesmo de justaposição entre os complexos Turvo-Cajati e Atuba.

Interpretamos as que as rochas metassedimentares de fácies xisto verde inferior intercaladas às rochas metabásicas da Suíte Alto Turvo representam “terrenos exóticos” justapostos tectonicamente ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal. Além de intercalações métricas, rochas semelhantes na região de Barra do Turvo formam corpos mapeáveis mesmo em escala 1:150.000 ao longo das zonas de cisalhamento Faxinal e Putunã (Fig. 3.6). Ocorrências

semelhantes são descritas por Teixeira & Negri (2003) e correlacionadas às bacias de transição Proterozóico-Fanerozóico, de idade entre o Ediacarano e o Cambriano.

O Grupo Votuverava (Supergrupo Açungui), presente no Terreno Apiaí, foi metamorfizado em condições de fácies xisto verde inferior e anfibolito médio, com variação metamórfica passando pelas zonas da clorita, biotita, granada, estaurolita e da cianita. Este padrão associado aos dados geotermobarométricos caracterizam um metamorfismo tipicamente barroviiano, com pressões intermediárias (abaixo de 8 kbar). As trajetórias metamórficas são horárias, embora apresentem “morfologia” completamente diferente em relação às trajetórias do Complexo Turvo-Cajati. O metamorfismo principal do Grupo Votuverava apresenta trajetória *P-T* com uma fase inicial de compressão associada a um pequeno aumento da temperatura até atingir o pico bórico, seguida de uma trajetória de descompressão praticamente isotérmica. As condições de pressão no pico térmico e início da trajetória preservada são da ordem de 6-7 kbar, enquanto o pico bórico ocorreu ao redor de 8 kbar. Esse padrão indica regime tectônico fortemente contrastante em relação ao regime do Complexo Turvo-Cajati. A trajetória metamórfica calculada pelo método de Gibbs para amostra M-198A do Grupo Votuverava sugere um ciclo metamórfico anterior, com trajetória de queda da pressão e da temperatura concomitantemente. A existência de uma fase de metamorfismo anterior ao Ciclo Brasileiro é sugerida por isócrona Sm-Nd (rocha total) em metabasitos do Grupo Votuverava, sugestiva de idade em torno de 1250 Ma (G.A.C.Campanha e colaboradores, dados inéditos) e idade Ar-Ar entre 1100 e 1200 Ma em cristais de muscovita da Formação Betara (Cury & Siga Júnior, 2005).

Embora não existam datações absolutas diretamente relacionadas ao metamorfismo do Grupo Votuverava e outras unidades do Supergrupo Açungui, critérios de campo e petrográficos indicam que essas unidades apresentam uma fase metamórfica anterior ao período de granitogênese principal relacionada aos batólitos Agudos Grandes, Três Córregos e Cunhaporanga. Datações U-Pb em zircão realizadas por Prazeres Filho (2001, 2005) e Prazeres Filho *et al.* (2003) indicam que os batólitos Três Córregos e Cunhaporanga se formaram num período de aproximadamente 60 Ma em dois eventos principais, sendo um estágio em ambiente de arco magmático entre 650 e 620 Ma e um estágio em ambiente sin-colisional entre 620 e 590 Ma. Um período pós-colisional anorogênico ocorrido no Terreno Apiaí entre 590 e 560 Ma é representado por *stocks* graníticos de tipo A, tais como os *stocks* Capão Bonito, Correias, Sguário, Carambeí, Cerne, Capivara (*e.g.* Cury, 2003; Prazeres Filho *et al.*, 2003; Prazeres Filho, 2005). Datações U-Pb em monazita apresentadas por Leite *et al.* (2007) indicam que o Batólito Agudos Grandes se formou em três estágios magmáticos principais, um estágio principal sin-orogênico

entre 610 e 615 Ma, um estágio intermediário tardi-orogênico entre 600 e 605 Ma e um estágio pós-orogênico entre 585 e 565 Ma.

Considerando as idades de rochas graníticas intrusivas no Supergrupo Açungui, e em parte no Grupo Votuverava, e os dados geológicos de campo e petrográficos podemos interpretar que o metamorfismo principal do Grupo Votuverava ocorreu em idades mínimas de 630-600 Ma. Esse padrão geocronológico sugere que o pico metamórfico do Grupo Votuverava ocorreu em idades da ordem de 10-60 Ma mais antigas em relação ao pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati.

10.2. Padrões Estruturais

10.2.1. Terreno Curitiba

As unidades geológicas presentes nos três domínios tectônicos estudados (Apiáí, Curitiba e Luís Alves) exibem padrões estruturais em parte contrastantes e em parte concordantes, conforme discutido anteriormente no capítulo 7, indicando superposição de diferentes fases de deformação e em alguns casos ciclos geotectônicos.

Os padrões geométricos e cinemáticos dos complexos Turvo-Cajati e Atuba nas áreas mapeadas são compatíveis com sistemas de nappes, uma vez que ocorrem foliações miloníticas predominantemente de baixo ângulo, dobradas segundo padrão cilíndrico com eixo subhorizontal, refletindo foliações originalmente subhorizontais. Os padrões cinemáticos do Complexo Turvo-Cajati nas regiões de Barra do Turvo, Serra do Azeite e Pariquera-Açu são compatíveis com cavalgamentos para oeste. O Complexo Atuba apresenta padrão semelhante apenas na região da Serra do Azeite, sendo que as estruturas desta unidade na região de Barra do Turvo são fortemente contrastantes em termos de orientação em relação ao padrão regional do Complexo Turvo-Cajati. Esse contraste estrutural pode ser interpretado como resultado de regimes tectônicos diferentes, sendo uma tectônica do tipo *thick skin* na região da Serra do Azeite e do tipo *thin skin* na região de Barra do Turvo.

Dobras fechadas a isoclinais com eixo paralelo à lineação de estiramento associada aos cavalgamentos foram responsáveis pela inversão local de indicadores cinemáticos, principalmente na Serra do Azeite, resultando em uma aparente cinemática direcional sinistral com componente de rejeito extensional de topo para SE associado. Essas interpretações são

contrárias o modelo de Dehler *et al.* (2000, 2007) e Machado *et al.* (2007) de que o padrão estrutural observado na Serra do Azeite seria resultado de uma tectônica transtensional regional. Alguns dos argumentos mais fortes que corroboram com o modelo aqui proposto são sumarizados abaixo:

(1) A ocorrência de inversões tectônicas com rochas do Complexo Atuba recobrindo rochas do Complexo Turvo-Cajati. Esta evidência diagnosticamente indica que houve cavalgamento do primeiro sobre o segundo em algum período da história evolutiva neoproterozóica.

(2) A ocorrência de inversões tectônicas internamente ao Complexo Turvo-Cajati, com rochas de menor grau metamórfico recobertas por rochas de maior grau metamórfico.

(3) As assinaturas metamórficas do Complexo Turvo-Cajati, com registros de altas pressões (9-12 kbar) de idade entre 590 e 575 Ma.

(4) Existência de dobras regionais mapeadas, demonstradas pela análise de orientação das estruturas em estereogramas e confirmadas pela comparação com dobras descritas em escala de afloramento. Ressalta-se que Dehler *et al.* (2007) relatam que não ocorrem dobras regionais na Serra do Azeite, e que dobras em escala de afloramento são feições locais e associadas ao próprio cisalhamento. No presente trabalho nós constatamos que dobras com eixo paralelo à lineação de estiramento são feições marcantes na Serra do Azeite, e são invariavelmente observadas em cortes perpendiculares à lineação de estiramento. Adicionalmente o modelo de Dehler *et al.* (2000, 2007) não explica a divergência de orientação da foliação milonítica na Serra do Azeite, com tendências NW ao norte, N-S em domínio central e NE ao sul.

(5) Correlação entre a ocorrência de indicadores cinemáticos opostos e as posições geométricas de dobras mapeadas, indicando que o dobramento segundo eixo paralelo à lineação de estiramento é posterior à geração dos indicadores cinemáticos.

(6) A identificação de que as zonas de cisalhamento claramente sinistrais estão associadas a uma fase de metamorfismo bastante tardio em condições de fácies xisto verde, tendo sido geradas por reativação de estruturas preexistentes.

Adicionalmente, os complexos Turvo-Cajati e Atuba e a Suíte Alto Turvo apresentam padrões deformacionais e metamórficos internos distintos, sendo que as duas últimas unidades são claramente policíclicas e apresentam história evolutiva complexa. Sendo assim, não é possível generalizar um modelo único para as três unidades, misturando-se padrões estruturais que podem ter idades distintas. Este aspecto é reforçado no âmbito da Suíte Alto Turvo, cujas indicações petrológicas e microestruturais (incluindo as tramas cristalográficas) associadas aos dados geocronológicos permitem interpretar que as foliações, lineações de estiramento e indicadores cinemáticos em grande parte estão relacionadas com metamorfismo de idade no mínimo paleoproterozóica (*ca.* $\geq 2,1$ Ga). Os dados levantados neste trabalho indicam que a Suíte Alto Turvo só teve uma história deformacional conjunta com as unidades do Terreno Curitiba em seus domínios de borda e em etapas bastante tardias em relação ao Ciclo Brasileiro, relacionadas a colagens tectônicas finais e movimentações laterais.

Os padrões metamórficos e microestruturais sugerem que fases de tectônica de cavalgamentos ocorreram em períodos sin-metamórficos, uma vez que os complexos Turvo-Cajati e Atuba apresentam foliações subhorizontais formadas em altas temperaturas. Contudo, a tectônica de nappes de empurrão que teria justaposto as duas unidades se instalou em período tardi-metamórfico, com idade provavelmente posterior ao pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati, estimado aqui entre 590-575 Ma. Essa interpretação tem grandes implicações geotectônicas, uma vez que sugere que ocorreu no Terreno Curitiba uma tectônica de baixo ângulo em idade no mínimo em torno de 20 Ma posterior à granitogênese sin-colisional principal que afetou o Terreno Apiaí. As dobras posteriores à tectônica de baixo ângulo no Terreno Curitiba apresentam em geral vergência para norte.

10.2.2. Terreno Apiaí

Os sistemas de empurrões reconhecidos em algumas unidades do Supergrupo Açungui (*e.g.* Grupo Lajeado), principalmente em domínios menos deformados e metamorfizados, são claramente precoces em termos de evolução tectônica e associados a uma fase de dobramento D1, onde a superfície dobrada representaria o acamamento sedimentar preservado. Segundo alguns autores (*e.g.* Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski, 1999, 2002; Faleiros, 2003) a foliação S1 estaria associada a primeira fase de dobramento, enquanto para Fiori (1990, 1993a, b) a foliação S1 de idades correlacionadas estaria associada aos cavalgamentos, sendo o dobramento principal uma fase D2. Os empurrões e dobras D1 do Grupo Lajeado são truncados pelo Maciço

Itaóca (*e.g.* Campanha & Sadowski, 2002; Faleiros & Campanha, 2004) que apresenta idade U-Pb *SHRIMP* em zircão de 623 ± 10 Ma (Salazar *et al.*, no prelo), sugerindo que a tectônica de baixo ângulo no Terreno Apiaí precedeu a do Terreno Curitiba em ao menos 30-40 Ma.

Os padrões de dobras descritos neste trabalho para o Grupo Votuvera e a Seqüência Serra das Andorinhas ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira apresentam como superfície dobrada uma xistosidade milonítica classificada como pré-S₃ (S₁ ou S₂) fora dos domínios da zona de cisalhamento e como S₃ nos domínios desta. Consistem de dobras cilíndricas com eixos com caimentos moderados a altos para NE, indicando que a superfície dobrada apresentava originalmente atitude empinada, sendo possível que estejam relacionadas a uma fase D₄, posterior a deformação das zonas de cisalhamento transcorrentes. As evidências microestruturais indicam que esta fase de dobramento é posterior ao pico metamórfico do Grupo Votuvera e da Seqüência Serra das Andorinhas e, embora existam incertezas, é possível que seja contemporânea ao dobramento principal descrito para o Complexo Turvo-Cajati e parte do Complexo Atuba.

Ressalta-se que alguns autores consideram a possibilidade de que as dobras presentes no Terreno Apiaí resultem de esforço compressivo NW-SE de segunda ordem relacionado à movimentação transcorrente destrai das principais zonas de cisalhamento do Vale do Ribeira (*e.g.* Fiori, 1990; 1993b).

10.3. Evidências Estruturais em Áreas Adjacentes

A comparação entre os padrões estruturais do Terreno Curitiba nas regiões mapeadas neste trabalho e em áreas adjacentes indica regimes tectônicos em parte diferentes.

A existência de uma tectônica precoce de empurrões com vergência de topo para SE para as porções paranaense e paulista do Vale do Ribeira foi interpretada por vários autores (Fiori *et al.*, 1987a, b; Fiori, 1990, 1992; Campanha, 1991, 2002; Campanha & Sadowski 2002; Faleiros, 2003), e relacionada a uma convergência NW-SE e colisão continental no Ciclo Brasileiro (*e.g.* Campanha, 2002; Faleiros, 2003).

O conjunto de estruturas associadas a cavalgamentos das unidades do Supergrupo Açungui foi denominado por Fiori (1990, 1993a) de Sistema de Cavalcamento Açungui. O autor associa a esse estágio de deformação uma clivagem ardosiana penetrativa paralela a subparalela ao acamamento sedimentar, lineações minerais e de intersecção e falhas inversas com movimentação de topo para SE.

O padrão deformacional da Formação Capiuru (aqui considerada dentro do Terreno Curitiba) descrito por Fiori (1990, 1993a, b) e Yamato (1999) é a grosso modo muito semelhante ao padrão do Complexo Turvo-Cajati. Fiori (1990, 1993a) reconhece o empilhamento de nappes de empurrão segundo modelo de duplex no leste paranaense. Yamato (1999) em estudo na região do Antiforme do Setuva interpreta cavalgamentos para leste da Formação Capiuru sobre o Complexo Atuba. Em mapa os indicadores cinemáticos identificados pelo autor são sistematicamente compatíveis com empurrão para leste no flanco norte do antiforme, e com transcorrência sinistral do flanco sul da estrutura. Embora o autor não tenha explicado este padrão, ele é perfeitamente compatível com empurrões para leste dobrados, com inversões dos indicadores cinemáticos no flanco sul do antiforme. Deve-se ressaltar que as estruturas do Complexo Atuba no núcleo do Antiforme do Setuva são concordantes com as estruturas da Formação Capiuru sobreposta, sugerindo que o Complexo Atuba esteve envolvido na mesma deformação. Kaulfuss (2001) e Siga Júnior *et al.*, (2008) identificam indicadores cinemáticos sugestivos de movimentação de topo para SE nas rochas do Complexo Atuba no núcleo do Antiforme do Setuva. Os padrões das dobras principais analisados para as duas unidades no Antiforme do Setuva são compatíveis com dobramento cilíndrico segundo eixo subhorizontal de direção NE a ENE (Fiori, 1990, 1993b; Yamato, 1999; Siga Júnior, 2008), sendo muito semelhante ao padrão descrito para o Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo. Recentemente Soares *et al.* (2005) detalharam estruturas complexas formadas em uma terminação de nappe dobrada na região de Colombo (PR), uma estrutura subsidiária em relação ao Antiforme o Setuva.

A idade neoproterozóica de migmatização do Complexo Atuba combinada com as idades de zircões detríticos da Formação Capiuru fornecem um idade máxima para tectônica de cavalgamentos que afetou as duas unidades. Os dados geocronológicos brasileiros do Complexo Atuba (U-Pb em zircão, Rb-Sr isocrônico em rocha total e minerais e Sm-Nd em minerais) são pouco precisos e dispõem-se num intervalo total entre 525 e 646 Ma, considerando as faixas de erro (Siga Júnior *et al.*, 1995, 2008; Sato *et al.*, 2003). Contudo, uma idade ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita de 588 ± 1 Ma (Siga Júnior *et al.*, 2008) representa a idade mínima para esta fase de migmatização. Idades U-Pb *SHRIMP* em zircões detríticos da Formação Capiuru apresentam uma distribuição unimodal ao redor de 2,2 Ga (Basei *et al.*, 2008). Levando-se em conta a ausência de zircões detríticos brasileiros e de veios graníticos intrusivos na Formação Capiuru, seu metamorfismo em condições de fácies xisto verde inferior, e as evidências de migmatização brasileira do Complexo Atuba sotoposto, é evidente que o cavalgamento da Formação Capiuru sobre o Complexo Atuba ocorreu após a migmatização brasileira. Contudo, a Formação Setuva,

considerada uma tectonofácies da Formação Capiçu no contato com o Complexo Atuba na região do Antiforme do Setuva (*e.g.* Yamato, 1999; Fiori *et al.*, 2003), apresenta metamorfismo mais intenso, podendo indicar que o Complexo Atuba ainda estava quente durante a tectônica de cavalgamentos e teria sido responsável pelo reequilíbrio metamórfico da unidade sedimentar sobreposta. De qualquer forma, os dados geocronológicos, petrológicos e estruturais discutidos acima claramente indicam aloctonia da Formação Capiçu sobre o Complexo Atuba, diagnosticando uma tectônica de nappes de empurrão de idade ediacarana.

As dobras posteriores à tectônica de baixo ângulo no Antiforme do Setuva e regiões adjacentes (ao sul da Falha da Lancinha) no Estado do Paraná apresentam vergência para norte, sendo concordantes com o padrão caracterizado para os complexos Turvo-Cajati e Atuba nas áreas aqui mapeadas.

Embora os padrões geométricos regionais da Formação Capiçu e do Complexo Turvo-Cajati sejam muito semelhantes, os padrões cinemáticos são opostos. Além das indicações de movimentação de topo para leste presentes no Antiforme do Setuva (*e.g.* Yamato, 1999), identificamos evidências de cavalgamento da Formação Capiçu para ENE sobre o Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo. Essa inversão do sentido de transporte pode ser interpretada como resultado de retrocavalgamentos (*Fig. 7.11*).

10.4. Zonas de Cisalhamento Transcorrentes

O papel das zonas de cisalhamento transcorrentes na compartimentação litotectônica, metamórfica e estrutural do Pré-Cambriano exposto no Sudeste do Brasil tem sido demonstrado na maioria dos trabalhos de geologia regional presentes na literatura. Dentre as inúmeras zonas de cisalhamento presentes neste sistema, denominado de Sistema de Falhamento Cubatão (Sadowski, 1991), no extremo sul do Estado de São Paulo destacam-se as zonas de cisalhamento Lancinha e Faxinal, que representam os limites entre os domínios tectônicos Apiaí e Curitiba, e Curitiba e Luís Alves, respectivamente. Ambas as zonas de cisalhamento separam terrenos com diferentes assinaturas geoquímicas, isotópicas, geocronológicas, litológicas, metamórficas, estruturais e geofísicas que compõem os três domínios tectônicos.

A importância da Falha da Lancinha num contexto tectônico colisional tem sido reconhecida desde o início da década de 1980 (*e.g.* Kaul, 1984; Campanha *et al.*, 1987; Soares, 1988; Fiori, 1990; Campanha, 1991; Basei *et al.*, 1992; Campanha, 2002; Faleiros, 2003), embora não exista ainda um consenso em considerá-la como a materialização de uma zona de sutura

neoproterozóica. Contudo, dados geológicos recentes reforçam a possibilidade de esta estrutura ter representado um limite entre placas tectônicas no Neoproterozóico:

(1) As rochas gnáissicas presentes nos embasamentos constituintes dos terrenos Apiaí e Curitiba apresentam assinaturas geoquímicas, isotópicas e geocronológicas fortemente contrastantes. Enquanto as rochas do Complexo Atuba (Terreno Curitiba) foram formadas no Arqueano e apresentam intensa migmatização no Paleoproterozóico (2,1-2,2 Ga) e Neoproterozóico (~600 Ma), conforme discutido anteriormente, as rochas gnáissicas presentes no Terreno Apiaí apresentam, principalmente, idades U-Pb em zircão entre 1750 e 1790 Ma e assinaturas geoquímicas de granitos anorogênicos do tipo A (Kaulfuss, 2001; Cury *et al.*, 2002; Prazeres Filho, 2005; Ribeiro, 2006).

(2) Os terrenos tectono-metamórficos que compõem os dois domínios tectônicos apresentam padrões metamórficos fortemente contrastantes e com evoluções diacrônicas conforme indicado pela união dos dados petrológicos e microestruturais levantados neste trabalho com dados geocronológicos presentes na literatura. De forma geral o clímax metamórfico e deformacional do Terreno Apiaí ocorreu em idade razoavelmente anterior ao clímax do Terreno Curitiba, conforme discutido anteriormente. Ressalta-se a presença de metamorfismo ediacarano de alto grau e alta pressão no Terreno Curitiba, ausente no Terreno Apiaí.

(3) A Falha da Lancinha corta todas as outras zonas de cisalhamento e demais estruturas presentes no Terreno Apiaí e apresenta larguras muito restritas em relação às outras estruturas, sugerindo uma importante movimentação tardia (Campanha, 2002; Faleiros, 2003). Esta zona de cisalhamento separa domínios com estrutura fortemente contrastante, predominando foliações de alto ângulo e lineações subhorizontais associadas a zonas transcorrentes destrais no Terreno Apiaí e estruturação relacionada a uma tectônica de baixo ângulo cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais no Terreno Curitiba.

Apesar de pobremente estudada, a Zona de Cisalhamento Faxinal possui notável expressão vista em fotografias aéreas e imagens de sensores remotos, sendo responsável pela separação entre os terrenos Curitiba (ao norte) e Luís Alves (ao sul). Destaca-se ainda o grande contraste em imagens de gama-espectrometria, onde o Terreno Luís Alves aparece fortemente empobrecido em K, U e Th em relação às unidades do Terreno Curitiba. Como os dois terrenos possuem fortes contrastes litológicos, metamórficos, estruturais e geocronológicos, esta zona de

cisalhamento também poderia ser considerada como a materialização de um antigo limite entre placas tectônicas. Contudo, diferentemente da Falha da Lancinha, que é indiscutivelmente transcorrente, a presença de abundantes dobras intrafoliais com eixo subhorizontal no interior da Zona de Cisalhamento Faxinal, bem como a presença de lineações de mergulho localizadas, podem ser indícios de geração precoce como falha de baixo ângulo (zona de cavalgamento ou rampa lateral). Nas regiões aqui estudadas as rochas do Terreno Luís Alves entram em contato tectônico principalmente com o Complexo Turvo-Cajati (região de Barra do Turvo estendendo-se ao leste), embora na região da Serra do Azeite a região de contato seja caracterizada pela intrusão do Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha. Evidências de campo sugerem que este granito, datado em 594 ± 33 Ma (Rb-Sr rocha total; Campagnoli, 1996) e 742 ± 120 Ma (U-Pb convencional intercepto superior; Vasconcelos *et al.*, 1999), intrude rochas miloníticas da Suíte Alto Turvo ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal, embora também seja milonitizado por esta.

Ressalta-se que análises microestruturais detalhadas das zonas de cisalhamento presentes nos estados de São Paulo e Paraná são raras e, como consequência, a relação destas estruturas com o metamorfismo regional pobremente estabelecida. Em geral considera-se o sistema transcorrente no sudeste brasileiro como uma feição tardia em relação ao Ciclo Brasileiro. Contudo, estudos de anisotropia sísmica têm sugerido que a foliação subvertical e a lineação subhorizontal características do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes varam toda a crosta e alcançam mesmo o manto superior, indicando uma estrutura em escala litosférica (James & Assumpção, 1996; Assumpção *et al.*, 2001).

Os estudos microestruturais realizados confirmam as outras evidências de que a Falha da Lancinha é relativamente tardia, uma vez que a deformação a ela relacionada é tipicamente de caráter rúptil-dúctil e condições de fácies xisto verde, imprimindo um retrometamorfismo nas unidades deformadas (Faleiros, 2003). Contudo, o mesmo padrão não ocorre nas zonas de cisalhamento transcorrentes internas ao Terreno Apiaí. Como exemplo, evidências microestruturais e metamórficas indicam que a Zona de Cisalhamento Ribeira teve fases de milonitização concomitantes com o metamorfismo progressivo do Grupo Votuverava, em condições de fácies xisto verde inferior a anfibolito inferior (Faleiros, 2003; Faleiros & Campanha, 2004; Faleiros *et al.*, 2007), indicando um caráter sin-metamórfico. Segundo os autores a presença de xenólitos de rochas metassedimentares miloníticas na porção sul do Maciço Itaóca sugere que a zona de cisalhamento teve fases de ativação anteriores à colocação do plúton, datado pelo método U-Pb *SHRIMP* em zircão em 623 ± 10 Ma por Salazar *et al.* (2004; 2008, no prelo). Outro limite é dado pela idade máxima de sedimentação da Formação Iporanga, em torno de 580 Ma (U-Pb *SHRIMP* em zircão; Campanha *et al.*, 2008a), uma unidade deformada pela

zona de cisalhamento. Estas evidências sugerem uma longa história deformacional da zona de cisalhamento, que parece ter sido gerada em períodos metamórficos precoces e continuado ativa ou episodicamente reativada até períodos tardi-tectônicos. Destacam-se as fortes evidências de falhamento sísmicamente ativado e comportamento falha-válvula descritos por Faleiros *et al.* (2007), indicativos de ativação da zona de cisalhamento em níveis estruturais bastante rasos, dentro da zona sismogênica (*e.g.* Sibson, 1990; Sibson & Scott, 1998).

Estudos microestruturais realizados neste trabalho indicam que a Zona de Cisalhamento Faxinal teve uma história deformacional complexa, com uma fase precoce de milonitização em condições de fácies anfibolito inferior, indicada por evidências de recristalização dinâmica do quartzo por migração de bordas de grãos preservada em microboudins. Contudo, esses microboudins são envoltos por agregados de quartzo com microestruturas indicativas de recristalização por rotação de subgrãos e, principalmente, *bulging recrystallization*, indicando superposição de deformação em condições de fácies xisto verde. Por fim, a presença de pseudotaquilitos é sugestiva de falhamento sísmicamente ativado e ativação da zona de cisalhamento em níveis crustais bastante rasos. Combinando as observações microestruturais, metamórficas e geométricas da zona de cisalhamento, é possível que esta tenha sido gerada em períodos sin-metamórficos como uma zona de cavalgamento ou rampa lateral e posteriormente verticalizada e superposta por uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral em períodos tardi-metamórficos/tectônicos.

Padrões semelhantes são observados nas demais zonas de cisalhamento sinistrais presentes no Terreno Curitiba, tal como a Zona de Cisalhamento Putunã, onde microestruturas geradas em condições de temperaturas relativamente altas são superpostas por microestruturas indicativas de deformação em condições de fácies xisto verde, conforme discutido anteriormente. Esse padrão é bem evidenciado nas tramas de eixos-c de quartzo, sendo aqui interpretado como resultado de tramas relacionadas a cavalgamentos superpostas por tramas relacionadas a transcorrências ou rampas laterais tardi-metamórficas/tectônicas.

10.5. Demais Evidências Geotectônicas

Os modelos pioneiros de evolução geotectônica baseados em conceitos modernos de tectônica global propostos para o sul paulista e leste paranaense (*e.g.* Soares, 1987, 1988; Campanha *et al.*, 1987; Campanha, 1991; Basei *et al.*, 1992; Reis Neto, 1994; Fassbinder, 1996) apresentavam caráter bastante especulativos e hipotéticos (discussões detalhadas são remetidas

aos trabalhos de Campanha, 1991 e Fassbinder, 1996). As principais incertezas dos modelos decorrem de carência de dados petroquímicos, isotópicos, geocronológicos e, fundamentalmente, geológicos.

Um dos pontos mais importantes, só recentemente melhor estabelecido, consiste nas idades de sedimentação das unidades do Supergrupo Açungui e demais unidades anteriormente correlacionadas. Datações U-Pb principalmente em zircões de rochas metabásicas, em parte inéditas, têm sistematicamente indicado que grande parte do Supergrupo Açungui é mesoproterozóica (Grupo Votuverava, Formação Perau, Formação Água Clara), com idades de sedimentação em torno de 1450-1500 Ma (Basei *et al.*, 2003; Weber *et al.*, 2004; Campanha *et al.*, 2008b). Idades ediacaranas foram obtidas em rochas vulcânicas da Formação Iporanga (*ca.* 580 Ma; Campanha *et al.*, 2008a), de parte do Grupo Votuverava (*ca.* 615 Ma; Hackspacher *et al.*, 2000) e de parte do Grupo Itaiacoca (*ca.* 630 Ma; Siga Júnior *et al.*, 2003), embora outra parte desta última unidade apresente idades em torno de 900-1000 Ma (Siga Júnior, comunicação verbal). Ressalta-se que o conglomerado basal da Formação Iporanga apresenta seixos de granito com idades U-Pb *SHRIMP* em zircão de 595 ± 15 Ma (Campanha *et al.*, 2008a) e análises de minerais pesados em arenitos desta unidade sugerem um ambiente de sedimentação tipicamente orogênico (Nóbrega *et al.*, 2006).

Ademais, as idades de sedimentação de algumas unidades são desconhecidas, tais como o Grupo Lajeado, as formações Capiçu e Setuva e o Complexo Turvo-Cajati. Datações recentes em zircões detríticos do Grupo Lajeado forneceram idades arqueanas a mesoproterozóicas (>1400 Ma; Campanha *et al.*, 2008b), enquanto zircões da Formação Capiçu apresentam distribuição unimodal em torno de 2,2 Ga (Basei *et al.*, 2008), sendo ambos os dados inconclusivos em termos de idade de sedimentação.

Em suma, apesar das grandes incertezas ainda envolvidas, parece claro que o Supergrupo Açungui representa um terreno tectono-metamórfico composto, conforme já mencionado por Heilbron *et al.* (2004) e definido como Terreno Apiaí.

As unidades de rochas metassedimentares presentes no Terreno Curitiba (Complexo Turvo-Cajati e formações Setuva e Capiçu), que recobrem rochas do Complexo Atuba, são aqui consideradas como um terreno tectono-metamórfico composto desvinculado do Supergrupo Açungui. O padrão metamórfico e estrutural totalmente contrastante entre os dois terrenos compostos suporta esta interpretação. Uma dúvida fundamental ainda em aberto consiste na possibilidade destas seqüências terem sido depositadas sobre o Complexo Atuba. As idades de zircões detríticos da Formação Capiçu corroboram com essa possibilidade, sendo coincidentes com a faixa de idade da principal migmatização do Complexo Atuba no Paleoproterozóico.

Contudo, essa hipótese é ainda muito precária, carece de dados adicionais e a Formação Capiru poderia ser completamente alóctone.

Os critérios de campo e petrográficos permitem a correlação entre a Formação Capiru e o Complexo Turvo-Cajati, uma vez que ambas as unidades apresentam fortes similaridades em termos de protolitos (metapelitos com abundantes intercalações de mármore dolomítico branco, rochas calciossilicáticas e quartzitos; ausência generalizada de intercalações de metabasitos e rochas vulcânicas a subvulcânicas em contraposição às unidades metassedimentares do Terreno Apiaí). As transições metamórficas do Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo seguem em direção a menores intensidades em rumo NW, rumo à Formação Capiru, e podem ser usadas como um critério de correlação, embora precário, pois o contato entre as duas unidades é tectônico. Adicionalmente, a ocorrência de rochas compostas por mica branca + cianita + cloritóide + quartzo $\pm$ clorita na Formação Capiru pode ser interpretada como uma evidência de metamorfismo de temperatura baixa e pressão relativamente elevada, conforme já anteriormente sugerido por Heilbron *et al.* (2004), condizente com as trajetórias metamórficas calculadas para o Complexo Turvo-Cajati, sugerindo regime tectônico similar ou associado. De qualquer forma, a falta de dados isotópicos torna essa correlação meramente especulativa.

Os batólitos graníticos interpretados como arcos magmáticos (*e.g.* Rio Piên-Mandirituba, Cunhaporanga, Três Córregos, Agudos Grandes) são essencialmente ediacaranos, o que inviabiliza praticamente todas as reconstruções paleogeográficas anteriormente propostas. Atualmente não se reconhecem evidências inequívocas de um oceano neoproterozóico no Terreno Apiaí, e os dados sobre as seqüências de rochas metassedimentares presentes no Terreno Curitiba são inconclusivas a esse respeito. A Suíte Máfica-Ultramáfica de Piên, datada em 631 ± 17 Ma pelo método U-Pb em zircão de rochas metabásicas (Harara, 2001), consiste na melhor, e talvez a única evidência robusta de remanescentes de um oceano neoproterozóico, embora esta interpretação não seja ainda consenso.

Datações U-Pb recentes sugerem que o período pré-colisional (início do arco magmático) da Suíte Rio Piên-Mandirituba coincide com o período colisional dos batólitos Três Córregos e Cunhaporanga (*ca.* 620 Ma; Harara, 2001; Prazeres Filho, 2005), sugerindo um zoneamento magmático com idades mais jovens no Terreno Curitiba em relação ao Terreno Apiaí. Ressalta-se que, conforme discutido anteriormente, o clímax metamórfico do Terreno Apiaí também é mais antigo que o clímax metamórfico do Terreno Curitiba. Contudo, ainda existem grandes incertezas básicas, como, por exemplo, qual a relação original entre Suíte Rio Piên-Mandirituba e as rochas adjacentes, ou qual seria o embasamento desta suíte. Nos trabalhos de mapeamento realizados no presente trabalho, identificamos granitóides porfíricos róseos com megacrístais centimétricos de

feldspato, heterogeneamente milonitizados, intrusivos no limite norte da Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves), em contato tectônico com o Complexo Turvo-Cajati na região de Barra do Turvo. Embora não tenhamos realizado nenhum estudo detalhado nestas rochas, relações geológicas de campo e correlações geométricas permitem interpretar que estas rochas poderiam corresponder à extensão da Suíte Rio Piên-Mandirituba no Estado de São Paulo. Adicionalmente, Vasconcelos *et al.* (1999) correlacionam o Granito Gnaiss Alto Jacupiranguinha, aqui caracterizado como intrusivo na Suíte Alto Turvo, à Suíte Rio Piên-Mandirituba com base em assinaturas geoquímicas.

Datações U-Pb disponíveis para alguns plútons da Província Graciosa (no sentido de Gualda & Vlach, 2007a, b, c; Vlach & Gualda, 2007), intrusiva nos Terrenos Curitiba e Luís Alves e usualmente considerada como um típico exemplo de magmatismo pós-colisional do tipo A, indicam idades entre 575 e 600 Ma. Datações recentes inéditas (S.R.F. Vlach, comunicação verbal) têm fornecido idades U-Pb (zircão) concordantes bastante precisas em torno de 580 Ma para plútons na Serra da Graciosa. Essas idades são praticamente concomitantes ou mesmo anteriores à idade do pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati, tornando o quadro tectônico muito complexo e difícil de ser explicado. Contudo, dados geológicos básicos, tais como a natureza das encaixantes, ainda são pobremente conhecidos. Como exemplo, o plúton Alto Turvo, constituinte desta província, aparece em todos os mapas (incluindo a Fig. 1 de Gualda & Vlach, 2007a) como sendo intrusivo no Terreno Curitiba, enquanto no presente trabalho caracterizamos que ele intrude exclusivamente o Terreno Luís Alves (*Fig. 3.6*). Por outro lado, Gualda & Vlach (2007a) descrevem rochas deformadas nas bordas de alguns plútons na região da Serra da Graciosa, interpretadas como resultantes de deformações locais durante ou pouco após a colocação dos corpos, e relatam que parte das formas irregulares dos plútons pode ser explicada por deformações decorrentes de falhas posteriores às colocações. Assim, os autores interpretam que o magmatismo da Província Graciosa esteve relacionado a um rearranjo crustal após a colisão entre o Complexo Costeiro e o Bloco Curitiba-Luís Alves, em um ambiente pós-colisional no sentido de Liégeois (1998), onde a deformação seria tipicamente concentrada ao longo de zonas de falha, com deformação fraca a ausente nas regiões entre as falhas.

Enfatizamos aqui que, nas áreas mapeadas no presente trabalho, o plúton Guaraú é o único integrante da Província Graciosa que trunca indiscutivelmente as rochas e todas as estruturas tectônicas presentes nos complexos Turvo-Cajati e Atuba (Terreno Curitiba) e na Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves), bem como todas as zonas de cisalhamento, mesmo as tardias. Portanto, este plúton tem um papel chave como marcador das idades mínimas da tectônica de cavalgamentos tardi-metamórficos aqui caracterizada, bem como de justaposição entre os

terrenos Luís Alves e Curitiba. Contudo, o plúton ainda não foi datado pelo método U-Pb, e um dado Rb-Sr disponível sugere idade de 549 ± 54 Ma (Cordani & Kawashita, 1971). Idades K-Ar em biotita disponíveis (490 ± 15 Ma e 390 ± 10 Ma, Cordani & Bittencourt, 1967; 434 ± 20 Ma, Campagnoli, 1996) corroboram com a idade de cristalização tardia do plúton, embora estas idades possam não ter significado geológico.

Outras informações geocronológicas importantes referem-se às bacias ediacaranas tardias e indeformadas depositadas sobre o Terreno Luís Alves. Datações U-Pb em zircão de rochas vulcânicas da Bacia Campo Alegre forneceram idades de 598 ± 29 Ma (Basei *et al.*, 1998b) e 595 ± 16 Ma (Cordani *et al.*, 1999a, b), enquanto rochas da Bacia Guaratubinha idade de 604 ± 5 Ma (Basei *et al.*, 1998b).

10.5. Eventos Tectônicos e Idades Prováveis: Uma Síntese

A integração dos dados disponíveis na literatura e obtidos no presente trabalho permite sumarizar os seguintes eventos geológicos para o Pré-Cambriano exposto no extremo sul paulista e leste paranaense:

650-620 Ma

Marcado por subducção e consumo de oceano localizado ao sul do Terreno Apiaí, com geração dos arcos magmáticos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes. A parte mesoproterozóica do Supergrupo Açungui seria o embasamento do arco magmático, implicando que este terreno composto já estaria integrado ao Cráton do Paranapanema neste período de tempo, embora sua idade de amalgamação seja ainda incerta. É possível, especulativamente, que a tectônica precoce de empurrão para SE (e dobramento D1 segundo eixo NE associado) que afetou o Supergrupo Açungui tenha sido gerada neste período, como reflexo de uma colisão oblíqua. É provável que o pico bárico do Grupo Votuverava tenha ocorrido no fim deste período. A idade de deposição de parte do Grupo Itaiacoca (*ca.* 630 Ma) associada ao vulcanismo ácido concomitante e sua localização entre dois batólitos graníticos com afinidades de arco magmático, permitem sugerir uma bacia de retro-arco neste período.

~620 Ma

Colisão entre o Terreno Apiaí (considerado como já acrescido ao Cráton Paranapanema neste período) e algum fragmento crustal, com início do magmatismo sin-colisional dos batólitos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes. Durante o período precoce de colisão teria se desenvolvido no Terreno Apiaí o sistema transcorrente conjugado formado por falhas ENE destras (*e.g.* Zona de Cisalhamento Ribeira) e NNE sinistrais (*e.g.* Zona de Cisalhamento Morro Agudo). O fato de a Zona de Cisalhamento Ribeira ter atuado durante a fase progressiva do metamorfismo principal do Grupo Votuverava suporta esta interpretação. As trajetórias metamórficas do Grupo Votuverava indicam que este teria atingido seu pico termal associado a descompressão neste período.

620-590 Ma

Este período foi marcado por diversas atividades tectono-metamórficas e magmáticas nos diferentes terrenos, conforme enumerado abaixo.

(1) Período de duração do magmatismo sin-colisional no Terreno Apiaí.

(2) Atuação do sistema transcorrente conjugado desenvolvido no início da fase colisional no Terreno Apiaí. Contudo, este sistema de cisalhamento continuou ativo até o período pós-colisional. A Falha da Lancinha seria a estrutura mais tardia que afetou o Terreno Apiaí, tendo sido gerada por reativação de uma antiga zona de sutura. Assim, interpretamos que esta estrutura não corresponde à zona de sutura propriamente dita devido ao deslocamento lateral posterior à colisão (atualmente impossível de ser calculado).

(3) Evento de migmatização regional neoproterozóica do Complexo Atuba sob temperaturas altas e pressões moderadas, sugerindo que esta unidade teria, em grande parte, entrado em subducção. Contudo, é muito improvável que a localização de sua subducção seja a atual, levantando a possibilidade de que este terreno tenha colidido e sido metamorfozizado em outra região, e posteriormente acrescido ao Terreno Apiaí em períodos orogênicos bastante tardios. As divergências entre as trajetórias e idades metamórficas dos complexos Turvo-Cajati e Atuba

suportam esta última hipótese. Idades K-Ar e ^{40}Ar - ^{39}Ar em hornblenda sugerem que o Complexo Atuba se resfriou abaixo de 500°C em aproximadamente 595 Ma.

(4) Período em que parte do Complexo Turvo-Cajati encontrava-se em profundidades entre 35 e 40 km, sugerido pelas estimativas de pressão (10-12 kbar) e pelas idades U-Th-Pb_{total} em núcleos de monazita (*ca.* 605-615 Ma, idade mínima). Estes dados sugerem que nesse período parte do Complexo Turvo-Cajati encontrava-se subductada até a base da crosta.

(5) Início e evolução do arco magmático representado pela Suíte Rio Piên-Mandirituba (período pré-colisional). As incertezas quanto às relações de contato originais durante sua geração permitem sugerir que este terreno possa ter sido gerado como um arco de ilhas e posteriormente acrescido ao Terreno Curitiba ou ao Terreno Luís Alves. Dados U-Pb em zircão e titanita indicam o intervalo de 620-590 Ma para todo o período magmático deste terreno, incluindo as fases pré-, sin- e pós-colisional (Harara, 2001), indicando uma história evolutiva bem mais curta em relação aos batólitos intrusivos no Terreno Apiaí. Idades K-Ar em biotita em torno de 590 Ma (Harara, 2001) corroboram esta interpretação.

590-575 Ma

Neste período teria ocorrido o início do magmatismo pós-colisional no Terreno Apiaí, concomitantemente com a sedimentação sin-orogênica e deformação da Formação Iporanga e atuação do sistema de cisalhamento transcorrente.

Corresponde ao período de resfriamento do Complexo Atuba e da Suíte Rio Piên-Mandirituba, enquanto ao menos parte do Complexo Turvo-Cajati estaria passando pelo seu clímax metamórfico, ainda em condições de alta pressão, sugerindo que ainda se encontrava em posições profundas na crosta. Portanto, tudo indica que os complexos Atuba e Turvo-Cajati não estavam justapostos neste período.

Este período foi também marcado pelo magmatismo representado pela Província Graciosa. Os dados geológicos disponíveis indicam que os plútons dessa província intrudem essencialmente o Terreno Luís Alves e a Suíte Rio Piên-Mandirituba. Harara (2001) descreve que os plútons Palermo e Rio Negro (Província Graciosa) intrude a zona de sutura entre a Suíte Rio Piên-Mandirituba e o Terreno Luís Alves, de forma que suas idades de cristalização podem ser usadas como um marcador mínimo da justaposição entre os dois terrenos. Dados U-Pb em zircão

(intercepto superior) apresentados por Harara (2001) forneceram idades de 593 ± 12 Ma (Palermo) e 593 ± 6 Ma e 584 ± 7 Ma (Rio Negro), interpretadas como as épocas de cristalização dos plútons. Esses dados levantam a possibilidade de que a justaposição entre o Terreno Luís Alves a e Suíte Rio Piên-Mandirituba seja anterior à justaposição entre essa última e o Terreno Curitiba.

575-550 Ma

Período de atuação da tectônica de baixo ângulo no Domínio Curitiba, responsável pela justaposição entre os complexos Atuba e Turvo-Cajati. Três evidências principais indicam que a tectônica de nappes de empurrão ocorreu em períodos tardi a pós-metamórficos: (1) as duas unidades apresentam trajetórias *P-T-t* e histórias metamórficas completamente distintas; (2) os contatos entre as duas unidades são marcados por retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde; (3) as idades disponíveis sugerem que o Complexo Atuba já estava resfriado abaixo de 250-300°C enquanto o Complexo Turvo-Cajati estava passando pelo seu clímax metamórfico.

Também teria ocorrido neste período a justaposição tectônica (pós-metamórfica) entre os terrenos Apiaí, Curitiba e Luís Alves. É possível que a tectônica de nappes de empurrão identificada no Terreno Curitiba seja concomitante com a colagem entre este e o Terreno Apiaí, refletindo, neste caso, uma extrusão lateral acomodada por fluxo horizontal.

550-530 Ma

Durante este período teria ocorrido a dispersão lateral dos terrenos ao sul da Falha da Lancinha ao longo desta estrutura, e talvez também ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal. Datações K-Ar em micas finas de biotita quartzito milonítico com forte lineação presente na Falha da Lancinha na estrada entre Curitiba e Ponta Grossa forneceram idade de 534 ± 16 Ma (M.A.S. Basei, comunicação verbal, dados inéditos), interpretada como idade mínima de cisalhamento transcorrente em condições dúcteis.

10.6. Considerações Finais, Especulações e Modelo de Evolução Cinemática

O cenário geológico do Pré-Cambriano exposto no sul paulista e leste paranaense mostra-se atualmente impossível de ser explicado em termos de reconstruções paleogeográficas baseadas em eventos simples de abertura e inversão de bacias oceânicas, ou de ciclo de Wilson. As histórias e trajetórias metamórficas dos terrenos reveladas por estudos petrográficos, petrológicos e microestruturais, bem como os dados geocronológicos, impedem a assunção de que os terrenos tectono-metamórficos justapostos tiveram relações genéticas no mesmo tempo, espaço e ambiente geotectônico.

Os dados geológicos multidisciplinares convergem para um modelo de colagem de terrenos suspeitos e terrenos exóticos, seguida por dispersão lateral ao longo de zonas transcorrentes desenvolvidas ou não sobre antigas zonas de sutura em períodos tardi-metamórficos/tectônicos. Desta forma, interpretamos que, em geral, as relações atuais de contatos geológicos entre os terrenos tectono-metamórficos não correspondem às zonas de sutura originais relacionadas às acreções destes terrenos. Como consequência desta interpretação, por exemplo, é atualmente injustificável afirmar que o magmatismo sin-colisional dos arcos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes seja reflexo da colisão entre os terrenos Apiaí (já acrescido ao Cráton Paranapanema) e Curitiba. É muito mais provável que o Terreno Curitiba tenha colidido em outra posição, talvez originalmente a distâncias de centenas a milhares de quilômetros, e posteriormente justaposto à sua posição atual em função de dispersão e deslocamento lateral ao longo das grandes transcorrências, como ocorre na Cordilheira da América do Norte (*e.g.* Coney *et al.*, 1980; McWilliams & Howell, 1982). O mesmo pode ser dito em relação à Suíte Rio Piên-Mandirituba, a qual, adicionalmente, nem seu embasamento é reconhecido.

Na mesma linha de pensamento, é injustificável usar o padrão metamórfico do Complexo Turvo-Cajati (altas temperaturas e pressões relativamente altas) como evidência de que a Falha da Lancinha represente uma zona de sutura. Embora o padrão metamórfico desta unidade se assemelhe ao de um prisma acrecionário subductado até a base da crosta, os contrastes metamórficos e geodinâmicos enormes (e também geocronológicos) em relação às unidades adjacentes sugerem que o Complexo Turvo-Cajati é um terreno exótico no sentido de McWilliams & Howell (1982).

Tendo em mente as considerações acima, a melhor alternativa de interpretação da história tectônica regional deve começar com a interpretação da história individual de cada terreno, seguida pela história de formação dos terrenos compostos, colagem entre diversos terrenos compostos e, por fim, história de dispersão pós-acrescionária. Infelizmente a dispersão pós-

acrescionária geralmente mascara ou mesmo destrói os registros da fase acrescionária (Howell, 1995), principalmente em orógenos colisionais oblíquos como, por exemplo, no caso da Faixa Ribeira (Campanha & Brito Neves, 2004). Como as histórias evolutivas individuais de cada terreno já foram amplamente discutidas anteriormente, elas não serão retomadas neste item.

Considerando-se os dados discutidos acima é possível elaborar um modelo de evolução cinemática para estágios pré- e sin-dispersão tectônica, conforme apresentado na Fig. 10.3.

Para o Domínio Apiaí (já acrescido ao Cráton do Paranapanema) seguiremos o modelo de evolução estrutural de Faleiros (2003) modificado após Campanha (2002). Esse modelo sugere (especulativamente) que um único ciclo tectônico vinculado com uma convergência oblíqua entre placas tenha gerado todas as estruturas tectônicas.

Figura 10.3. Modelo de evolução cinemática para o Domínio Apiaí (Faleiros, 2003).

Considerando um esforço compressivo principal (σ_1) horizontal de direção NW, falhas de empurrão de direção NE e sentido de transporte para SE teriam se desenvolvido no Domínio Apiaí num primeiro estágio compressivo, seguido do dobramento D1 com eixo paralelo às falhas. A seguir se instalaria um regime transcorrente, primeiramente com geração de falhas ENE destrais (e.g. Zona de Cisalhamento Ribeira), cuja movimentação deslocaria as falhas de empurrão de direção NE provocando reativações direcionais destas, que passariam a atuar como conjugados. Falhas transcorrentes secundárias NNE sinistrais (e.g. Morro Agudo) seriam geradas para compensar as movimentações provocadas pelas reativações das falhas NE acopladas às

movimentações das falhas ENE. A etapa final no Domínio Apiaí seria representada pelos movimentos tardios controlados pelo cisalhamento paralelo às bordas da placa, materializada pela Falha da Lancinha (*Fig. 10.3*). Faleiros *et al.* (2007) estimam a direção do σ_1 entre os azimutes 305° (perpendicular às falhas de empurrão NE) e 315° (ângulo obtuso entre as falhas transcorrentes de direções ENE destrais e NNE sinistrais).

A justaposição entre os terrenos Apiaí e Curitiba teria ocorrido por dispersão lateral ao longo da Falha da Lancinha em período posterior ao início do desenvolvimento do sistema transcorrente conjugado no Terreno Apiaí. Assim, consideramos que o Terreno Curitiba originalmente tenha colidido em outra posição, atualmente desconhecida. Como explicar a tectônica de nappes de empurrão neste contexto? Devemos levar em conta: (1) ambos os complexos Turvo-Cajati e Atuba apresentavam uma foliação milonítica subhorizontal de alta temperatura anterior à justaposição entre as duas unidades, (2) esta justaposição se deu associada a um retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde, (3) as trajetórias *P-T-t* e as assinaturas metamórficas das duas unidades são totalmente divergentes, e (4) a tectônica de baixo ângulo sin-metamórfica no Complexo Turvo-Cajati ocorreu entre 590 e 575 Ma, sendo posterior ao ápice tectono-metamórfico do Terreno Apiaí. Feito essas considerações, duas hipóteses podem ser levantadas

(1) Na primeira hipótese todo o Terreno Curitiba representaria um *fold-and-thrust belt* formado em posição diferente da atual justaposição com o Terreno Apiaí, e teria posteriormente sido justaposto ao Terreno Apiaí como um terreno composto já consolidado ao longo da Falha da Lancinha. Neste caso, a tectônica de baixo ângulo não teria relação nenhuma com as transcorrências.

(2) Na segunda hipótese os diferentes terrenos atualmente inclusos no Terreno Curitiba teriam sido justapostos ao longo da Falha da Lancinha durante o período de transcorrência tardia. Neste caso, a extrusão lateral neste domínio seria acomodada por fluxo horizontal acoplado à transcorrência destal da Lancinha (*Fig. 10.4*). A cinemática principal do Terreno Curitiba, com cavalgamentos para oeste, se encaixa neste modelo, e a cinemática oposta observada no Antiforme do Setuva poderia ser resultado de retrocavalgamentos (*Fig. 7.11*). Nesta hipótese a Falha da Lancinha, bem como as zonas de cisalhamento direcionais internas ao Terreno Curitiba teriam atuado como rampas laterais durante os períodos de cavalgamentos (*Fig. 10.4*).

Modelagens experimentais conduzidas por Cagnard *et al.* (2004) indicam que extrusão lateral acomodada por fluxo horizontal ocorre quando um limite livre está presente. Assim, a possibilidade da segunda hipótese ser verdadeira poderia implicar que a justaposição Luís Alves-Curitiba seria posterior à justaposição Curitiba-Apiá. Outra implicação seria que a Suíte Rio Piên-Mandirituba não teria nenhuma relação com o Complexo Atuba, uma vez que, conforme discutido anteriormente, a intrusão de plútons cristalizados a cerca de 590 Ma, relacionados com a Província Graciosa, truncam os contatos entre o terreno Luís Alves e a Suíte Rio Piên-Mandirituba.

Figura 10.4. Modelo cinemático para desenvolvimento de empurrões para oeste no Terreno Curitiba concomitantes com a transcorrência destral da Falha da Lancinha.

Os dados estruturais e petrológicos sugerem que a história neoproterozóica da Suíte Alto Turvo (Terreno Luís Alves) está restrita às bordas da unidade. As foliações e lineações presentes na borda norte, ao longo do contato com o Terreno Curitiba, estão condicionadas pela deformação da Zona de Cisalhamento Faxinal. As evidências microestruturais e as tramas de eixos-c de quartzo claramente indicam que a petrotrama relacionada a esse cisalhamento se desenvolve superpondo diretamente a petrotrama de fácies granulito relacionada a um metamorfismo no mínimo Paleoproterozóico. Portanto, podemos considerar que a deformação e o metamorfismo neoproterozóicos estão relacionados à fase de dispersão lateral através da transcorrência. Especulativamente consideramos que a justaposição Apiaí-Curitiba pode ser posterior à justaposição Curitiba-Luís Alves.

As cinemáticas opostas entre a Falha da Lancinha (destral) e as zonas de cisalhamento Faxinal e Putunã (sinistral) podem ser explicadas pela movimentação de blocos com diferentes velocidades relativas ao sul da Falha da Lancinha (Fig. 10.5). Assim, o Terreno Curitiba se movimentaria para oeste em velocidade mais rápida em relação ao Terreno Luís Alves (Fig. 10.5). É possível que isto seja um efeito de extrusão lateral do Terreno Curitiba que poderia estar sendo exprimido entre os terrenos Apiaí e Luís Alves em período posterior à tectônica de nappes

do Terreno Curitiba. Interpretamos que este efeito teria gerado o dobramento principal com vergência para norte que afetou todas as unidades do Terreno Curitiba.

Figura 10.5. Modelo de inversão do sentido de cisalhamento das transcorrências ao sul da falha da Lancinha. V_1 , V_2 e V_3 são as velocidades relativas de fluxo tectônico.

As evidências estruturais e microestruturais do Grupo Votuverava e da Sequência Serra das Andorinhas ao sul da Zona de Cisalhamento Ribeira sugerem macrodobras posteriores ao cisalhamento da Ribeira (dobras D4?), provavelmente relacionadas à fase de colisão. É possível que esta fase de dobramento tenha ocorrido em resposta ao mesmo esforço que gerou o dobramento no Terreno Curitiba (Fig. 10.6).

Figura 10.6. Modelo de dobramento pós-empurrões com vergência para norte (eixo subhorizontal) no Terreno Curitiba concomitante com dobramento sin-transcorrência (D4?) com vergência para sul (eixo de caimento moderado a alto) no Grupo Votuverava e Sequência Serra das Andorinhas. A superfície dobrada nesta porção do Terreno Apiaí já seria uma foliação milonítica. O Terreno Curitiba estaria sendo exprimido entre os terrenos Apiaí e Luís Alves.

11. CONCLUSÕES

As análises petrológicas, microestruturais e estruturais apresentadas neste trabalho, apoiadas com dados geocronológicos disponíveis, sugerem que as relações espaciais atualmente observadas para diferentes terrenos no sul paulista e leste paranaense, formadores dos terrenos compostos Apiaí, Curitiba e Luís Alves, não decorrem de relações genéticas e geográficas pretéritas. Os dados convergem para uma evolução geotectônica onde a acreção de diferentes terrenos suspeitos e, em alguns casos, exóticos teria ocorrido em posições diferentes das atualmente observadas, sendo que a justaposição final teria sido controlada por dispersão lateral ao longo das grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, tais como a Falha da Lancinha e a Zona de Cisalhamento Faxinal. Dados microestruturais e petrológicos indicam que essa justaposição final ocorreu em períodos tardi-metamórficos associados a um retrometamorfismo e, em alguns casos, re-metamorfismo em condições de fácies xisto verde, sendo tardia dentro do Ciclo Brasileiro.

Conclui-se aqui que as relações espaciais atuais entre os terrenos estudados não podem ser utilizadas para interpretações geotectônicas baseadas eventos simples de abertura e fechamento de bacias oceânicas (Ciclo de Wilson) onde a paleogeografia estaria preservada. Por outro lado, os dados petrológicos indicam que cada terreno estudado apresenta uma história geológica completamente distinta (inicialmente) em relação aos terrenos adjacentes, indicando ambientes geotectônicos e regimes metamórficos distintos. Assim, inicialmente, a história geológica de cada terreno deve ser contada separadamente.

O Complexo Turvo-Cajati (inserido no Terreno Curitiba) consiste de uma unidade de rochas metassedimentares de ambiente e idade de sedimentação desconhecidos. Apresenta forte contraste de intensidade de metamorfismo, que varia de condições de fácies xisto verde médio a anfibolito superior-granulito inferior. As determinações geotermobarométricas para parte das zonas metamórficas internas reconhecidas indicam um gradiente metamórfico acima do barroviano, com pico metamórfico em condições de altas temperaturas (650-800°C) e pressões relativamente altas (10-12 kbar). Sob essas condições teria ocorrido intensa fusão parcial com quebra da muscovita e, em alguns casos, da biotita, aparentemente sem a presença de água livre no sistema. Trajetórias metamórficas calculadas com termodinâmica diferencial utilizando cristais de granada com zanação química de cianita paragneisses indicam trajetórias horárias iniciadas sob condições transicionais entre as fácies eclogito e epidoto-anfibolito de alta pressão (*ca.* 550-600°C e 11-12 kbar), seguida por aquecimento praticamente isobárico ou com leve descompressão, até atingir o pico metamórfico. Sillimanita paragneisses livres de muscovita

apresentam trajetória P - T com descompressão praticamente isothermal, com reequilíbrio metamórfico ainda sob condições de altas pressões (*ca.* 9-10 kbar). O pico metamórfico teria ocorrido entre 590 e 575 Ma (datação química U-Th-Pb_{total} em monazita), enquanto uma fase metamórfica anterior, preservada em núcleos de monazita, teria ocorrido entre 605-615 Ma. As assinaturas metamórficas identificadas sugerem que o Complexo Turvo-Cajati deveria fazer parte de um prisma acrecionário e parte desta unidade teria sido subductada até a base da crosta, sob profundidades entre 35 e 40 km, refletindo um típico padrão colisional. Dados estruturais e microestruturais indicam que esse padrão metamórfico está associado a uma tectônica de cavalgamentos.

O Complexo Atuba (inserido no Terreno Curitiba) compreende hornblenda-biotita ortognaisses formados no Arqueano, migmatizados no Paleoproterozóico (*ca.* 2100 Ma) e re-migmatizados no Neoproterozóico (*ca.* 600 Ma). Consiste de uma faixa móvel paleoproterozóica reativada no Ediacarano. Os cálculos geotermobarométricos forneceram condições entre 650-700°C e 6-7 kbar para o reequilíbrio metamórfico ediacarano, e temperaturas mais elevadas (*ca.* 750°C) para uma fase anterior (paleoproterozóica?) relacionada ao pico metamórfico. Os dados petrológicos sugerem que a fusão parcial deve ter ocorrido em presença de água livre no sistema. Trajetórias P - T interpretadas sugerem um resfriamento quase isobárico, associado à pequena descompressão. Embora os dados estruturais e microestruturais indiquem que o padrão metamórfico ediacarano está associado a uma tectônica de cavalgamentos, os mesmos dados indicam que esta tectônica inicialmente não tinha relação com aquela identificada no Complexo Turvo-Cajati. Os dados geocronológicos disponíveis sugerem que o Complexo Atuba já estava resfriado abaixo de 250-300°C enquanto o Complexo Turvo-Cajati estava passando pelo seu clímax metamórfico.

A união entre os dados microestruturais e geocronológicos e as trajetórias P - T - t indica que justaposição entre os complexos Turvo-Cajati e Atuba ocorreu em períodos tardi-metamórficos/tectônicos por uma tectônica de nappes de empurrão que teria imprimido um retro ou re-metamorfismo em condições de fácies xisto verde nas duas unidades. A idade máxima desse nappismo é dada pela idade do pico metamórfico do Complexo Turvo-Cajati (*ca.* 590-575 Ma).

A Suíte Alto Turvo (inserida no Terreno Luís Alves) compreende rochas arqueanas de protolito ígneo básico a intermediário metamorfizadas em condições de fácies granulito no Paleoproterozóico (*ca.* 2100-2100 Ma) e re-metamorfizada em condições de fácies xisto verde a anfíbolito no Neoproterozóico. Granulitos máficos preservados de retrometamorfismo são formados por clinopiroxênio + ortopiroxênio + plagioclásio $\pm$ quartzo $\pm$ hornblenda, uma

paragênese diagnóstica de temperaturas mínimas ao redor de 850°C, e sugestiva de reações de fusão parcial por quebra da hornblenda. Os dados petrológicos e microestruturais indicam um retrometamorfismo em condições de fácies xisto verde com transformação parcial das associações granulíticas provavelmente ainda no Paleoproterozóico. O metamorfismo neoproterozóico se desenvolveu progressivamente seguindo uma trajetória horária. Zonações químicas em anfíbólio (núcleos enriquecidos em sílica e empobrecidos em alumínio em relação às bordas) e plagioclásio (núcleos empobrecidos em cálcio e enriquecidos em sódio em relação às bordas) presentes em alguns anfibolitos gerados no Neoproterozóico evidenciam a progressão do metamorfismo da fácies xisto verde para anfibolito segundo trajetória metamórfica horária, indicando que os granulitos máficos não foram transformados diretamente em anfibolitos. A fase retrógrada do segundo ciclo metamórfico estaria associada a transformações mineralógicas em condições de fácies xisto verde ao longo da Zona de Cisalhamento Faxinal. Os dados estruturais, microestruturais e as tramas cristalográficas sugerem que o metamorfismo neoproterozóico é marginal, estando intimamente associado a esta zona de cisalhamento.

O Grupo Votuverava (Supergrupo Açungui, Terreno Apiaí) consiste de turbiditos distais depositados no Mesoproterozóico (*ca.* 1450-1500 Ma), com intercalações de metachert e grande número de intercalações de rochas metabásicas que podem representar restos de ofiolitos. Foi metamorfizado no Neoproterozóico, em condições de fácies xisto verde inferior (zona da clorita) a anfibolito médio (zona da cianita) seguindo um padrão tipicamente barroviano. As trajetórias metamórficas calculadas por termodinâmica diferencial para rochas da zona da granada indicam um caminamento horário iniciado com compressão praticamente isothermal até atingir o pico bórico (*ca.* 8 kbar), seguido de descompressão praticamente isotérmica até atingir o pico térmico (550-640°C, 7 kbar). Essa assinatura metamórfica é muito contrastante em relação àquela identificada no Complexo Turvo-Cajati, indicando um ambiente geotectônico diferente de geração. Embora não existam datações absolutas de metamorfismo no Terreno Apiaí, as idades das intrusões graníticas e as relações de campo indicam que este metamorfismo (idade mínima ao redor de 620 Ma) é significativamente mais antigo em relação àquele do Complexo Turvo-Cajati. Outra diferença com relação às duas unidades é que a tectônica de empurrões do Grupo Votuverava ocorreu em períodos tectônicos precoces, sendo posteriormente fortemente superposta pelas transcorrências, enquanto a tectônica de nappes do Complexo Turvo-Cajati (e também do Complexo Atuba) persistiu até períodos bastante tardios. Os dados preliminares sobre a Seqüência Serra das Andorinhas permitem correlaciona-la ao Grupo Votuverava.

Os dados geológicos sugerem que Terreno Apiaí (composto principalmente por rochas mesoproterozóicas) foi amalgamado, consolidado e acrescido ao Cráton Paranapanema em período anterior à formação do Terreno Curitiba.

A integração dos dados sobre a história deformacional do Domínio Apiaí suporta a hipótese de uma evolução tectônica progressiva vinculada com convergência oblíqua entre placas, separada em três fases principais: (1) estágio compressivo inicial (precoce em termos metamórficos) com geração de falhas de empurrão de direção NE seguida por macrodobras (D1) com eixos horizontais de mesma direção; (2) instalação de transcorrências destrais de direção ENE, seguida de reativações direcionais das falhas de empurrão NE e geração de transcorrências sinistrais NNE; (3) estágio final marcado por movimentações tardias controladas por movimentações paralelas às bordas da placa, materializada pela Falha da Lancinha.

A tectônica de nappes de empurrão no Terreno Curitiba pode ser concomitante com o estágio transcorrente final no Terreno Apiaí, como reflexo de extrusão lateral acomodada por fluxo horizontal. Modelagens experimentais na literatura indicam que esse cenário seria possível se o Terreno Curitiba apresentasse seu limite sul livre, implicando que a justaposição Luís Alves-Curitiba tenha ocorrido ainda em período mais tardio.

A inversão do sentido de cisalhamento de destrai no Terreno Apiaí para sinistral ao sul da Falha da Lancinha pode ser explicada pela movimentação de blocos para oeste com diferentes velocidades relativas. Assim, o Terreno Curitiba se movimentaria para oeste em velocidade mais rápida em relação ao Terreno Luís Alves (*Fig. 10.4*). É possível que isto seja um efeito de extrusão lateral do Terreno Curitiba que poderia estar sendo exprimido entre os terrenos Apiaí e Luís Alves em período posterior à tectônica de nappes do Terreno Curitiba. Este efeito teria gerado o dobramento principal com eixo E-W subhorizontal e vergência para norte que afetou todas as unidades do Terreno Curitiba e as dobras pós-transcorrência (D4) com eixos de caimento alto a moderado identificadas no Grupo Votuverava e na Sequência Serra das Andorinhas no domínio entre a Zona de Cisalhamento Ribeira e a Falha da Lancinha.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

- Algarte, J.P. *et al.* 1974. Projeto Sudeste do Estado de São Paulo; relatório final. São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, **80**: 549-559.
- Apted, M.J. & Liou, J.G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **283**: 328-353.
- Assumpção, M.; Heintz, M.; Vauchez, A.; Egydio-Silva, M.; Barbosa, J.R.; Benevides, T. 2001. Upper mantle anisotropy in SE and Central Brazil from SKS. *In*: Congresso Brasileiro de Geofísica, Salvador, 2001. Anais... SBGf, 1-4p.
- Barbosa, O. 1941. Geologia e petrologia na região de Apiaí, Estado de São Paulo. São Paulo (Tese para concurso da cadeira de "Geologia, Petrografia e Mineralogia". Escola Politécnica - USP) (inédito).
- Barbosa, O. 1948. A chamada Série Ribeira. *Min.Metal.*, **13**(79):187-189.
- Barker, F. 1961. Phase relations in cordierite-garnet-bearing Kinsman quartz monzonite and the enclosing schist, Lovewell Mountain Quadrangle, New Hampshire. *American Mineralogist*, **46**: 1166-1176.
- Basei, M.A.S., Siga Júnior, O.; Machiavelli, A.; Mancini, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2): 216-221.
- Basei, M.A.S.; McReath, I.; Siga Júnior, O. 1998a. The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil. *Gondwana Research*, **1**(3-4): 383-391.
- Basei, M.A.S.; Citroni, S.B.; Siga Júnior, O. 1998b. Stratigraphy and age of fini-Proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States, Southern Brazil. *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, **29**: 195-216.
- Basei, M.A.S., Siga Júnior, O., Kaulfuss, G.A., Cordeiro, H., Nutman, A., Sato, K., Cury, L.F., Prazeres Filho, H.J., Passarelli, C.R., Harara, O.M., Reis Neto, J.M., Weber, W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. *In*: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers: 501-504.
- Basei, M.A.S.; Frimmel, H.E.; Nutman, A. P.; Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. Geological Society, London, Special Publications, **294**: 239-256
- Bastin, G.F.; van Loo, F.J.J. & Heijligers, H.J.M. 1984. Evaluation and use of gaussian ($\Phi(pz)$) curves in quantitative electron probe microanalysis: a new optimization. *X-ray Spectrometry*, **13**: 91-97.
- Batolla Júnior, F.; Silva, A.T.S.F.; Algarte, J.P. 1981. O Pré-Cambriano da Região Sul-Sudeste do Estado de São Paulo e Este-Nordeste do Estado do Paraná. *In*: Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.94-108.
- Beard, J.S. & Lofgren, G.E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar. *Journal of Petrology*, **32**: 365-401.
- Berman, R.G. 1990. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *American Mineralogist*, **75**: 328-344.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956a. Estudos preliminares na Série Açungui. V. Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiú (Estado do Paraná). Dusenya, Curitiba, **7**(6):317-323.

- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1956b. Estudos preliminares na Série Açungui. VII. Algumas estruturas singenéticas nos dolos ímicos da Formação Capiru. *Arq.Biol.Tecnol.*, IBPT. Curitiba, 11:197-205.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paul. Geogr.*, São Paulo, **29**:1-14.
- Bigarella, J.J. & Salamuni, R. 1958b. Estudos preliminares na Série Açungui. VIII. A Formação Votuverava. Curitiba, Instituto de História Natural, 6 p. (Boletim. Geologia, 2)
- Bigarella, J.J. *et al.* 1955. Estudos preliminares na Série Açungui. IV. Conglomerado do Cerne. *Arq.Biol.Tecnol.*, IBPT. Curitiba, **10**: 245-251.
- Binns, R.A. 1969. Hydrothermal investigations of the amphibolite–granulite facies boundary. *Special Publication of the Geological Society of Australia*, **2**: 341-344.
- Blacic, J.D. 1975. Plastic deformation mechanisms in quartz: the effect of water. *Tectonophysics*, **27**: 271-294.
- Blumenfeld, P.; Mainprice, D.; Bouchez, J.L. 1986. C-slip in quartz from subsolidus deformed granite. *Tectonophysics*, **127**: 97-115.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, A.F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-166.
- Brown, M. 2001. From microscope to mountain belt: 150 years of petrology and its contribution to understanding geodynamics, particularly the tectonics of orogens. *Journal of Geodynamics* **32**: 115–164.
- Bucher, K. & Frey, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 318 p.
- Burt, D.M. 1989. Compositional and phase relations among rare earth element minerals. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, vol. 21. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, Washington, D.C., pp. 59–307.
- Campagnoli, F. 1996. *Considerações sobre a geologia da Sequencia Turvo-Cajati, na região do Alto Rio Jacupiranguinha, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 93p.
- Campanha, G.A.C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências Universidade de São Paulo. 296 p, anexos.
- Campanha, G.A.C., 2001. Análise da cinemática, nível crustal e fluxo de fluidos das zonas de cisalhamento da porção meridional da Faixa Apiaí. (Relatório inédito, Processo Fapesp 96/5648-1).
- Campanha, G.A.C. 2002. *O papel do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes na configuração da porção meridional da Faixa Ribeira*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105 p.
- Campanha, G.A.C. & Brito Neves, B.B. 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian shield. *Episodes*, **27**(4): 255-259.
- Campanha G.A.C. & Sadowski G.R., 1999. Tectonics of the Southern Portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, **98** (1): 31-51.
- Campanha G.A.C. & Sadowski G.R., 2002. Determinações da deformação finita em rochas metassedimentares da Faixa Ribeira na região de Iporanga e Apiaí, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 639-650.
- Campanha, G.A.C. & Faleiros, F.M., 2005. Neoproterozoic terrane collage in the southern and central Ribeira Belt, Brazil. In: Gondwana 12 Conference: Geological and Biological Heritage of Gondwana. National Academy of Sciences, Mendoza, Abstracts, v.1, p.81.
- Campanha, G.A.C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S.L.V.; Pires, F.A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.K. 1985. Geologia das folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo

- (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério (IPT. Relatório, 22 352) (inédito).
- Campanha, G.A.C.; Gimenez Filho, A.; Caetano, S.L.V.; Pires, F.A.; Dantas, A.S.L.; Teixeira, A.L.; Dehira, L.K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale do Ribeira, São Paulo. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG. v.2, pp.1058-1073.
- Campanha, G.A.C.; Bistrichi, C.A.; Almeida, M.A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In*: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba, 1987. Atas... v. 2: 725-742.
- Campanha, G.A.C. *et al.* 1988. Avaliação preliminar da geologia das folhas (em 1:50.000) Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo) – Vale do Ribeira, SP. São Paulo, Convênio IPT/SICCT-Pró-Minério. V. 1-4 (IPT. Relatório, 26 863, inédito).
- Campanha, G.A.C., Basei, M.S., Tassinari, C.C., Nutman, A.P. and Faleiros, F.M., 2008a. Constraining the age of the Iporanga Formation with *SHRIMP* U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, **13**(1): 117-125.
- Campanha, G.A.C., Basei, M.S., Tassinari, C.C., Nutman, A.P. and Faleiros, F.M., 2008b. U-Pb *SHRIMP* and Sm-Nd analysis for Ribeira Belt Mesoproterozoic and Neoproterozoic terranes. *In*: VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina, 2008. Short Paper, CD-ROM.
- Campos Neto, M.C. 1983. Os Gnaisses do Alto Rio Jacupiranguinha e os Xistos Cajati: Relações estruturais e estratigráficas. Atas do IV Simpósio Regional de Geologia, SBG – São Paulo, pp. 91-102.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Cagnard, F.; Gapais, D.; Brun, J.P.; Durrieu, N. 2004. Analogue experiments of compression of weak lithospheres. *In* : RST, 20-25 septembre 2004, Strasbourg, France, RSTCV-A-00321. <http://www.cosis.net/abstracts/RSTGV/00321/RSTGV-A-00321.pdf>
- Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M.; Thomaz Filho, A. 1974. Esboço da diferenciação tectônica do pré-Cambriano superior do sul-sudeste do Brasil. XXVIII Cong. Bras. Geol., SBG, São Paulo, (B. esp. 1), p. 183.
- Carvalho, P.I. de & Pinto, E.A. 1937. Reconhecimento geológico da Série Assunguy, Brasil. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 29 p. (SGM. Boletim, 71).
- Catlos, E.J.; Gilley, L.D.; Harrison, T.M. 2002. Interpretation of monazite ages obtained via in situ analysis. *Chemical Geology*, **188**: 193-215.
- Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorite and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- Cathelineau, M. & Nieva, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **91**: 235-244.
- Chiodi Filho, C. 1984. Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense, grupos Açungui e Setuva. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.5, p.2394-2406.
- Choudhuri, A. & Winkler, H.G.F. 1967. Anthophyllit und hornblende in einigen metamorphen reaktionen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**: 293-315.
- Cocherie, A.; Be Mezeme, E.; Legendre, O.; Fanning, M.; Faure, M. and Rossi, P., 2005. Electron microprobe dating as a tool for understanding closure of U–Th–Pb system in monazite from migmatite. *American Mineralogy*, **90**: 607–618.

- Coney, P.J.; Jones, D.L. Monger, J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**: 329-333.
- Copeland, P.; Parrish, R.R. & Harrison, T.M. 1988, Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its implications for U-Pb systematic. *Nature*, **333**: 760-763.
- Cordani, U.G.; Bittencourt, I. 1967. Estudo geocronológico do Grupo Açungui. Boletim Paran. Geoc., Curitiba, (26): 58-68, XXI Congr. Bras. Geol., SBG, Curitiba, p. 218-233.
- Cordani, U.G. ; Kawashita, K. 1971. Estudos geocronológico pelo método Rb-Sr de rochas graníticas intrusivas no Grupo Açungui. In: XXV Congresso Brasileiro de Geologia, 1971, São Paulo. p. 105-110.
- Cordani, U.G.; *et al.* 1971. Geologia da Folha Eldorado Paulista, SP. XXV Congresso Brasileiro Geologia, SBG, São Paulo, (B. esp. 1): 183.
- Cordani, U.G.; Basei, M.A.S.; Siga Júnior, O. & Nutman, A. 1999a. Idades U-Pb (*SHRIMP*) de rochas vulcânicas das Bacias de Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 835.
- Cordani, U.G.; Basei, M.A.; Siga Júnior, O. & Nutman, A.P. 1999b. Geochronology U-Pb (*SHRIMP*) of Campo Alegre, Itajaí and Castro basins: Neoproterozoic extensional regimes in the Brazilian south region. *Geological Society of America Annual Meeting*, pp. 282.
- Coward, M.P. & Kim, J.H. 1981. Strain within thrust sheets. In: K.R. McClay, N.J. Price (eds). *Thrust and Nappe Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **9**: 275-292.
- Crowley, J.L. & Ghent, E.D. 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallisation. *Chemical Geology*, **157**: 285-302.
- Cury, L.F., 2003. *Geocronologia e litogeoquímica dos stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 125p.
- Cury, L.F. & Siga Júnior, O. 2005. Contexto Estrutural da Região do Betara, Porção Sul da Faixa Ribeira (PR). In: - X SNET/ IV IST - Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / International Symposium on Tectonics, Curitiba-PR, 2005. Short Paper v.1: 374-377.
- Cury, L.F.; Kaulfuss, G.A.; Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Harara, O.M.M.; Sato, K. 2002. Idades U-Pb(zircões) de 1.75Ga em Granitóides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí.. *Geologia USP-Série Científica*, **2**: 95-108.
- Daitx, E.C. 1980. Prospecto de Cu, Pb e Zn nas faixas carbonáticas Furnas Lajeado, SP e PR; relatório final. São Paulo, CPRM, 27 p. (inédito).
- Daitx, E.C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira – PR)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP – Rio Claro, 453p.
- Daitx, E.C. *et al.* 1983. Projeto Anta Gorda, mapeamento geológico da área norte, fase III. São Paulo, convênio DNPM/CPRM (inédito).
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*, 2nd ed. Longman Scientific and Technical Press, United Kingdom, 696p.
- Dehler, N.M.; Machado, R.; Vasconcelos, C.S. 2000. Tectônica extensional oblíqua em uma área a sudoeste da cidade de Cajati, sul do estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências* **30**(4):699-706.
- Dehler, N.M.; Machado, R.; Fassbinder, E. 2007. Shear structures in the Serra do Azeite shear zone, southeastern Brazil: Transtensional deformation during regional transpression in the central Mantiqueira province (Ribeira belt). *Journal of South American Earth Sciences*, **23**: 176–192.
- Dempster, T.J. & Tanner, P.W.G. 1997. The biotite isograd, Central Pyrenees: a deformation-controlled reaction. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**: 531-548.

- Derby, O.A. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. Arq. Mus. Nac., Rio de Janeiro, 3: 89-96.
- Dias, M.V.F. & Salazar Junior, O. 1983. Geologia e potencialidades econômicas da Seqüência Antinha. Curitiba, MINEROPAR, Secretaria da Indústria e Comércio do Paraná (inédito).
- Ebert, H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do Grupo Setuva no Estado do Paraná com sugestões à tectônica geral do Geossinclíneo Açungui. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. v.1, p.131-146.
- Ebert, H.D. 1987. *Petrographische und Tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado-Aufwölbung, Paraná, SE-Brasilien*. Tese de Doutorado, Technische Universität Clausthal, TUCLZ, Alemanha.
- Ebert, H.D.; Hasui, Y. & Quadre, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na Região da Mina do Perau, Vale do Ribeira - PR. In: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará, V.5: 2318-2331.
- Egydio-Silva, M. 1981. *Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro de Barros – Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- Ellis, D.J. & Thompson, A.B. 1986. Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{SiO}_2+\text{H}_2\text{O}$ system under water-excess and water-deficient conditions to 10 kb: Some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks. *Journal of Petrology*, **27**: 91–121.
- Engel, A.E.J. & Engel, C.G. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part 2. Mineralogy. *Bulletin of the Geological Society of America*, **71**: 1-58.
- Ernst, W.G. & Liu, J. 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, **83**: 952–969.
- Essene, E.J. & Peacor, D.R. 1995. Clay mineral thermometry - a critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, **43**: 540-553.
- Faleiros, F.M. 2000. *Estratigrafia e Tectônica de Parte do Subgrupo Lageado, Iporanga, SP. São Paulo*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 41p.
- Faleiros, F.M. 2003. *Zona de Cisalhamento Ribeira: deformação, metamorfismo e termobarometria de veios sin-tectônicos*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 146p.
- Faleiros, F.M. 2005. *Caracterização de terrenos tectono-metamórficos no extremo sul do estado de São Paulo*. Monografia de Exame de Qualificação para Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 78p.
- Faleiros, F.M. & Campanha, G.A.C. 2004. Petrografia e microestruturas de tectonitos da Zona de Cisalhamento Ribeira, Vale do Ribeira, SP e PR: Implicações para o zoneamento metamórfico e estrutural do Supergrupo Açungui e unidades correlatas. *Revista Brasileira de Geociências* **34**(3): 419-430.
- Faleiros, F.M. & Campanha, G.A.C. 2005. Geometria e cinemática do Domínio Curitiba (Complexos Turvo-Cajati e Atuba), na região do Alto Jacupiranguinha, Cajati, SP. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, SBG, Boletim de Resumos Expandidos.
- Faleiros, F.M.; Campanha, G.A.C.; Bello, R.M.S. & Fuzikawa, K. 2007. Fault-valve action and vein development during strike-slip faulting: an example from the Ribeira Shear Zone, Southeastern Brazil. *Tectonophysics*, **438**: 1-32.
- Fassbinder, E. 1990. *Análise estrutural da falha da Lancinha, Estado do Paraná. São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 165p.

- Fassbinder, E. 1996. *A Unidade Água Clara no Contexto do Grupo Açungui: Um Modelo Transpressivo de Colisão Obliqua no Neoproterozoico Paranaense*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Finger, F., & Helmy, H.M. 1998. Composition and total-Pb model ages of monazite from high-grade paragneisses in the Abu Swayel area, southern Eastern Desert, Egypt. *Mineralogy and Petrology*, **62**: 269–289.
- Fiori, A.P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui à norte de Curitiba*. São Paulo, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 261p.
- Fiori, A.P. 1992. Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui - PR. *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, São Paulo, **23**: 55-74.
- Fiori, A.P. 1993a. O Sistema de Cavalcamento Açungui. *Geociências*, **12**: 187-208.
- Fiori, A.P. 1993b. O Sistema de Dobramento Apiaí - PR. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1): 5-17.
- Fiori, A.P. 1994. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, PR, **42**: 7-27.
- Fiori, A.P.; Fassbinder, E.; Góis, J.R. & Fumagali, C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, 1987. Atas.... SBG, v.1: 183-196.
- Fiori, A.P.; Fumagali, C.E.; Góis, J.R. & Salamuni, E. 1987b. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco-Bocaiúva do Sul. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, 1987. Atas.... SBG, v.1: 281-301.
- Fiori, A.P.; Fassbinder, E.; Salamuni, E. 2003. Evolução Geológica do Grupo Açungui. In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro-SP. SBG, Boletim de Resumos, 16p.
- Foster, G.; Kinny, P.; Prince, C.; Vance, D.; Harris, N. 2000. The significance of monazite U–Th–Pb age data in metamorphic assemblages; a combined study of monazite and garnet chronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, **181**: 327–340.
- Fragoso César A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais, 5:2879-2892.
- Fritzens Junior, O.; Piekarz, G.F.; Falcade, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3: 987-1001.
- Fuck, R.A. et al. 1971. Geologia do Leste Paranaense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. v.1: 121-130.
- Fuhrman & Lindsley. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**(3-4): 201-215.
- Gapais, D. & Barbarin, B. 1986. Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage Massif, France). *Tectonophysics*, **125**: 357-370.
- Geoffrey, D.R. & Santos, T.D. de S. 1942. Nota sobre a geologia de Apiaí. *Min.Met.*, São Paulo, **6**(33): 109-110.
- Gerya, T.V.; Perchuk, L.L.; Triboulet, C.; Audren, C. & Sez'ko, A.I. 1997. Petrology of the Tumanshet Zonal Metamorphic Complex, Eastern Sayan. *Petrology*, **5/6**: 503-533.
- Gimenez Filho, A. 1993. *Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste da Apiaí – SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 118p.
- Goodman, S. 1993. Survival of zirconian staurolite to upper amphibolite facies metamorphic grade. *Mineralogical Magazine*, **57**: 736-739.
- Graebner, T. & Schenk, V. 1999. Low-pressure metamorphism of Palaeozoic pelites in the Aspromonte southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the Calabrian crustal cross-section during the Hercynian orogeny. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**: 157-172.

- Green, H.W., Griggs, D.T. & Christie, J.M. 1970. Syntectonic recrystallisation and annealing of quartz aggregates. In: Paulistsch, P. (ed.) *Experimental and Natural Rock Deformation*. Springer-Verlag, Berlin, 272-335.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2007b. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, **93**: 310-327.
- Gualda, G.A.R. & Vlach, S.R.F. 2007c. The Serra da Graciosa A-type Granites & Syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, **93**: 328-339.
- Guimarães, S.B.; Reis Neto, J.M.; Siqueira, R.B.L. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiçu (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande – Leste do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **51**: 77-88.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Van Schmus, W.R.; Fetter, A. 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: V Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, v.1: 69-71.
- Hackspacher, P.C.; Dantas, E.L.; Spoladore, A.; Fetter, A.H.; Oliveira, M.A.F. 2000. Evidence for Neoproterozoic backarc basin development in the central Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and geochemical constraints from the São Roque-Açungui groups. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 110-114.
- Harara, O.M.M. 1996. *Análise Estrutural, Petroológica e Geocronológica dos Litotipos da Região de Piên (PR) e Adjacências*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Harara, O.M.M. 2001. *Mapeamento e Investigação Petroológica e Geocronológica dos Litotipos da Região do Alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Hartmann L.A., Silva L.C. & Orlandi V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: descrição e implicações genéticas. *Acta Geol Leop*, **6**: 93-112.
- Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S. ; Mcnaughton, N.J. ; Vasconcellos, M.A.Z ; Silva, L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **72**(4): 560-572.
- Hasui, Y. & Sadowsky, G.R. 1976. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**: 187-200.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5** (4): 257-262.
- Hasui, Y.; Cremonini, O.A.; Born, H. 1984. Considerações sobre o Grupo Açungui em São Paulo e porção adjacente do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.7: 3297-3306.
- Henry, D.J. & Guidotti, C.V. 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications. *American Mineralogist*, **87**: 375-382.
- Henry, D.J.; Guidotti, C.V.; Thomson, J.A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, **90**: 316-328.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 203-234pp.

- Hirth, G. & Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, **14**: 145-159.
- Hobbs, B.E. 1985. The geological significance of microfabric analysis. In: Wenk, H.-R. (ed.) *Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, Orlando, 463-484.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D.; Williams, P.F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, John Wiley.
- Hodges, K.V. & Crowley, P.D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, **70**: 702-709.
- Holland, T.J.B. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447.
- Holland, T.J.B. & Blundy, J. 1998. HB-PLAG v. 1.2. In: <http://rock.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/>
- Holland, TJB, and Powell, R, 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Howell, G.H. 1995. *Principles of terranes analysis: new applications for global tectonics*. Chapman & Hall, London – Glasgow – Weinheim – New York – Tokyo – Melbourne – Madras. 245p.
- Hoisch, T.D. 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, **74**: 565-572.
- Hoisch, T.D. 1990: Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 225-234.
- Hoisch, T.D. 1991. Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 43-54.
- Indares, A. & Martignole, J. 1985. Biotite–garnet in the granulite facies: the influence of the Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, **70**: 272–278.
- James, D.E. & Assumpção, M. 1996. Tectonic implications of S-wave anisotropy beneath SE Brazil. *Geophys. J. Int.*, **126**:1-10.
- Jiang, W.T.; Peacor, D.R. & Buseck, P.R. 1994. Chlorite geothermometry? - Contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, **42**: 593-605.
- Jowett, E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, p. 16, A62, Toronto, 27-29 May.
- Karabinos, P. 1985. Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **90**: 262-275.
- Kaul P.F.T. 1979. Precambriano e eopaleozóico do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná: reavaliação de dados e correlação com a África. In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, Atas, 1:1-15.
- Kaul, P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.6: 2815-2825.
- Kaulfuss, G.A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, norte de Curitiba – PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115p.
- Kohn, M.J. 1993. Uncertainties in differential thermodynamic (Gibbs' method) *P-T* paths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**: 24-39.
- Koziol, A.M. & Newton, R.C. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase - garnet - Al₂SiO₅ - quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73**: 216 -223.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**: 277-279.
- Kruhl, J.H. 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 581-589.
- Launeau, P. & Cruden, A.R., 1998. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *Journal of Geophysical Research*, **103**: 5067-5089.
- Launeau P. & Robin, Y.F. 2003a. SPO (freeware). Université de Nantes/University of Toronto. <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/SPO.html>.
- Launeau P. & Robin, Y.F. 2003b. ELLIPSOID (freeware). Université de Nantes/University of Toronto. <http://www.sciences.univ-nantes.fr/geol/UMR6112/SPO/Ellipsoid.html>.
- Launeau, P. & Robin, P-Y. F. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, **27**: 2223-2233.
- Law, R.D. 1990. Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe, R. J. & Rutter, E. H. (eds), 1990. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society Special Publication, 54, 335-352p.
- Le Breton, N. & Thompson, A.B. 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 226-237.
- Leake, B.E.; Woolley, A.R.; Arps, C.E.S.; Birch, W.D.; Gilbert, M.C.; Grice, J.D.; Hawthorne, F.C.; Kato, A.; Kisch, H.J.; Krivovichev, V.G.; Linthout, K.; Laird, J.; Mandarino, J.A.; Maresch, W.V.; Nickel, E.H.; Rock, N.M.S.; Schumacher, J.C.; Smith, D.C.; Stephenson, N.C.N.; Ungaretti, L.; Whittaker, E.J.W.; Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**: 1019-1037.
- Leite, R.J.; Heaman, L.M.; Janasi, V.A.; Martins, L.; Creaser, R.A. 2007. The late- to postorogenic transition in the Neoproterozoic Agudos Grandes Granite Batholith (Apiáí Domain, SE Brazil): Constraints from geology, mineralogy, and U–Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **23**(2-3): 193-212.
- Leonardos, O.H. 1934. Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP. Rio de Janeiro (DNPM. Relatório, 564).
- Leonardos, O.H. 1941. Notas petrográficas sobre a Série Ribeira do Sul do Estado de São Paulo. São Paulo, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - USP, p.7-13. (Boletim, 21, Mineralogia, 4).
- Liégeois, J.-P. 1998. Preface—Some words on the post-collisional magmatism. *Lithos*, **45**: xv-xvii.
- Liou, J.G.; Kuniyoshi, S.; Ito, K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **274**: 613-632.
- Lister, G.S. 1977. Discussion: crossed-girdle c-axis in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, **39**: 51-54.
- Lister, G.S. & Dornsiepen, U.F. 1982. Fabric transitions in the Saxony Granulite Terrain. *Journal of Structural Geology*, **4**: 81-92.
- Lister, G.S. & Hobbs, B.E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: fabric transitions. *Journal of Structural Geology*, **2**: 355-370.
- Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**: 617-638.
- Lister, G.S. & Willians, P.F. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology*, **1**: 283-79.
- Machado, R.; Dehler, N.M.; Vasconcelos, P. 2007. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages (600-570 Ma) of the Serra do Azeite transtensional shear zone: evidence for syncontractional extension in the Cajati area, southern Ribeira belt. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**(4): 713-723

- Machiavelli, A.; Basei, M.A.S.; Siga Júnior, O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochimica Brasiliensis*, **7**(2): 113-129.
- Mainprice, D.H.; Bouchez, J.-L.; Blumenfeld, P.; Tubiá, J.M. 1986. Dominant c slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. *Geology*, **14**: 819-822.
- Maniesi, V. 1997. *Petrologia das rochas anfibolíticas das regiões de Adrianópolis, Campo Largo e Rio Branco do Sul-PR*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP-Rio Claro. 215p.
- Mantovani, M.S.M.; Quintas, M.C.L.; Shukowsky, W.; Brito Neves, B.B. 2005a. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes*, **28** (1): 18-22.
- Mantovani, M.S.M. & Brito Neves, B.B. 2005. The Paranapanema Lithospheric Block: Its importance for Proterozoic (Rodinia, Gondwana) Supercontinent Theories. *Gondwana Research*, **8** (3): 303-315.
- Marini, O.J. 1970. *Geologia da Folha Rio Branco do Sul, PR*. Tese de Doutorado Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - UNESP. Rio Claro, 190p.
- Marini, O.J.; Trein, E.; Fuck, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol.Paran.Geoc.*, 23-25: 43-104.
- Martins, G.R. 1938. Recursos minerais do Ribeira de Iguape. *Min.Metal.*, São Paulo, **3**: 13.
- Mather, J.D. 1970. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, **11**: 253-275.
- McClay, K. 1987. *The mapping of geological structures*. Geological Society of London handbook. Ed. John Wiley & Sons, Chichester (England), 161 p.
- McWilliams, M.O. & Howell, D.G. 1982. Exotic terranes of western California. *Nature*, **297**: 215-217.
- Melcher, G.C.; Gomes, C.B.; Cordani, U.G.; Bettencourt, J.S.; Damasceno, E.C.; Girard, V.A.V.; Melfi, A.J. 1973. Geologia e petrologia das rochas metamórficas e graníticas associadas do Vale do Rio Ribeira de Iguape, SP e PR. *Revista Brasileira de Geociências* **3** (2): 97-123.
- Menard, T. & Spear, F.S. 1993. Metamorphism of calcic pelitic schists, Strafford Dome, Vermont: Compositional zoning and reaction history. *Journal of Petrology*, **34**: 977-1005.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1981. Report on geological survey of Anta Gorda, phase 1. Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1982. Report on geological survey of Anta Gorda, phase 2. Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1983. Report on geological survey of Anta Gorda, phase 3. Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- Miyake, A. 1985. Zn-rich staurolite from the Uvete area, central Kenya. *Mineralogical Magazine*, **49**: 573-578.
- Miyashiro, A. & Shido, F. 1985. Tschermak substitution in low- and middle-grade pelitic schists. *Journal of Petrology*, **26**: 449-487.
- Montel, J.M.; Foret, S.; Veschambre, M.; Nicollet, C.; Provost, A. 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, **131**: 37-53.
- Moore, J.M. & Reid, A.M. 1989. A Pan-African zirconian staurolite imprint on Namaqua quartz-gahnite-sillimanite assemblages. *Mineralogical Magazine*, **53**: 63-70.
- Moraes Rego, L.F. de 1933. Contribuição ao estudo das formações pré-devoneanas de São Paulo. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico de São Paulo, 60 p.
- Morais, S.M.; Faleiros, F.M.; Ferrari, V.C.; Costa, V.S. (em preparação). Projeto Alto Ribeira, Folha Apiáí (mapeamento geológico escala 1:100.000).
- Morgental, A. *et al.* 1975. Projeto Sudelpa; relatório final, geologia. São Paulo, convênio SUDELPA/CPRM, 18 v.

- Nair, R. & Chacko, T. 2000. Fluid-Absent Melting of Two High Grade Amphibolites: Constraints on the Conditions Required for Orthopyroxene Formation. Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Annual Meeting, Abstracts with Program, 24 (CD-ROM).
- Newton, R.C. & Haselton, H.T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- Al_2SiO_5 -quartz geobarometer. In: Newton, R.C. *et al.*, (eds.) *Thermodynamics of minerals and melts*. New York, Springer-Verlag, 131-147.
- Nóbrega, J.E.S.; Giannini, P.C.F.; Sawakuchi, A.O.; Campanha, G.A.C.; Faleiros, F.M. 2006. Minerais pesados e petrografia dos Subgrupos Lajeado e Ribeira (Supergrupo Açungui), Vale do Ribeira, SP: um estudo de proveniência e paleogeografia. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju, SE. Anais. SBG, pp. 286.
- Nogueira, S.A.A. 1990. *Estudo das mineralizações filoneanas auríferas do depósito de Piririca, Vale do Ribeira, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 91p.
- Oliveira, E.P. 1916. Geologia do Estado do Paraná. *Bol.Min. Agric.Ind.Com.*, Rio de Janeiro, **5**(1): 77-143.
- Oliveira, E.P. 1925. Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:1 000 000. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- Oliveira, E.P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 172 p. (Monografia, 6).
- Overstreet, W.C., 1967. The geologic occurrence of monazite. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, **530**: 1-327.
- Parrish, R.R. 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **27**: 1431-1450.
- Passchier, C.W. & Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics*, 2nd edition. Springer Berlin Heidelberg New York, 366p.
- Passchier, C.W. & Coelho, S. 2006. An outline of shear-sense analysis in high-grade rocks. *Gondwana Research*, **10**(1-2): 66-76.
- Passarelli, C.R. 2001. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254p.
- Patino Douce, A.E. & Beard, J.S. 1995. Dehydration melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, **36**: 707-738.
- Pattison, D.R.M. 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase $\pm$ quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite fácies. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**:21-34.
- Perrotta, M.M. 1996. *Potencial aurífero de uma região no Vale do Ribeira, São Paulo, estimado por modelagem de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos e de sensores remotos num sistema de informações geográficas*. São Paulo, 149p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Petri, S. & Suguio, K. 1969. *Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo*. Secretaria de Serviços e Obras Públicas - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, USP, São Paulo, p. 1-98.
- Pires, F.A. 1988. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, Sul de São Paulo. In: XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 1988. Anais. SBG. v.2, p.606-616.
- Pontes, J.B. 1981. Investigações e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). MINEROPAR, Curitiba, 34p.
- Popp, J.H.; Angulo, R.; Bigarella, J.J. 1979. Geologia. In: Bigarella, J.J. *et al.* 1979. Recursos Naturais, Folha Ouro Fino. Curitiba, COMEC, p.22-26.

- Powell, R. & Holland, T. J. B. 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, **6**: 173–204.
- Prazeres Filho, H.J. 2000. *Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180p.
- Prazeres Filho, H.J. 2005. *Caracterização geológica e petrogenética do Batólito Granítico Três Córregos (PR-SP): Geoquímica, isotópica (Nd-Sr-Pb), idades (ID-TIMS/SHRIMP) e $\delta^{18}\text{O}$ em zircão*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Prazeres Filho, H.J.; Harara, O.M.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R. & Siga Júnior, O. 2003. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, estado do Paraná. *Geologia USP-Série Científica*, **3**: 51-70.
- Price, G.P. 1985. Preferred orientations in quartzites. In: Wenk, H.R. (ed) *Preferred Orientations in Deformed Metals and Rocks: an Introduction to Modern Texture Analysis*. Academic Press, Orlando, 385-406.
- Pyle, J.M.; Spear, F.S.; Rudnick, R.L. & McDonough, W.F. 2001. Monazite-xenotime and monazite-garnet equilibrium in a prograde pelite sequence. *Journal of Petrology*, **42**: 2083-2107.
- Ramsay, J.G. & Graham, R.H. 1970. Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **7**: 786-813.
- Ramsay, J.G. & Hubert, M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. New York, Academic Press 307 p.
- Ramsay, J.G. & Hubert, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press 700 p.
- Ramsay, J.G. & Lisle, R.J. 2000. *The techniques of modern structural geology. Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology*. Academic Press 560p.
- Reche, J. & Martinez, F.J. 1996. GPT: An Excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computers & Geosciences*, **22** (7): 775-784.
- Reis Neto, J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Ribeiro, L.M. A.L. 2006. *Estudo Geológico e Geocronológico dos Terrenos Granito Gnáissicos e Sequências Metavulcanossedimentares da Região do Betara – PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Robin, P-Y. F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – Theory. *Journal of Structural Geology*, **24**(3): 531-544.
- Robin, P.-Y.F. & Cruden, A.R. 1994. Strain and vorticity patterns in ideal transpression zones. *Journal of Structural Geology*, **16**: 447-466.
- Rodrigues, S.W.O. & Faleiros, F.M. 2007. Avaliação de métodos de quantificação da deformação finita por meio de simulações computacionais de deformação progressiva. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3) (no prelo).
- Rushmer, T. 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **107**: 41–59.
- Rushmer, T. 1993. Experimental high pressure granulites: Some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes. *Geology*, **21**: 411–414.
- Sadowski, G.R. 1983. *Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais*. São Paulo. 108p. (Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências USP).
- Sadowski, G.R. 1991. A megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. *Boletim do Instituto de Geociências da USP, Série Científica*, **22**: 15-28.

- Salamuni, E. 1991. *Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul - PR*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP - Rio Claro, 147p.
- Salazar, C.A.; Tomba, C.L.; Archanjo, C.J.; Babinski, M. 2004. Anisotropia de susceptibilidade magnética e geocronologia U-Pb no Batólito Itaóca, Faixa Ribeira, São Paulo. SBG, XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG, Anais... CD-ROM.
- Salazar, C.A.; Archanjo, C. J.; Babinski, M.; Liu, D. (no prelo). The magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Itaóca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt (SE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* (no prelo).
- Sanderson, D.J. & Marchini, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, **6**: 449-458.
- Sato, K.; Siga Júnior, O.; Nutman, A.P.; Basei, M.A.S. ; McReath, I.; KAULFUSS, G.A. 2003. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean Components and Paleoproterozoic to Neoproterozoic Tectonothermal Events. *Gondwana Research*, **6**: 251-263.
- Schermer, E.R.; Howell, D.G.; Jones, D.L. 1984. The origin of allochthonous terranes: Perspectives on the growth and shaping of continents. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, **12**: 107-131.
- Schimid, S.M. & Casey, M. 1986. *Complete fabric analysis of some commonly observed quartz C-axis patterns in mineral and rock deformation: Laboratory Studies*. The Paterson Volume. Geophysical Monograph, 36.
- Schöll, W.V.; Silva, A.C.G. de A.; Monastier, M.S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano no Estado do Paraná; uma revisão crítica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.1, p.55-63.
- Shau, Y.H.; Peacor, D.R.; Essene, E.J. 1990. Corrensite and mixed-layer chlorite/corrensite in metabasalt from northern Taiwan: TEM/AEM, EMPA, XRD, and optical studies. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 123-142.
- Sibson, R.H. 1977 - Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London*, **133**: 191-213.
- Sibson, R.H. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. In: Knipe, R.J., Rutter, F.H. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*.
- Sibson, R.H. & Scott, J., 1998. Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia, and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews*, **13**: 293-306.
- Siga Júnior, O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 212p.
- Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Machiavelli, A. 1993. Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Santa Catarina e Sudeste do Paraná com base em Interpretações Geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23** (3): 215-223.
- Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Reis Neto, J. M.; Machiavelli, A.; Harara, O. M. 1995. O Complexo Atuba: Um Cinturão Paleoproterozóico Intensamente Retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP-Série Científica*, **26**: 69-98.
- Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Sato, K.; Prazeres Filho, H.J. ; Cury, L.F.; Weber, W.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Reis Neto, J.M. 2003. U-Pb (Zircon) Ages of Metavolcanic Rocks, from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. *Geologia USP-Série Científica*, **3**: 39-50.
- Siga Júnior, O.; Basei, M.A.S.; Passarelli, C.R.; Harara, O.M.; Sato, K.; Cury, L.F.; Prazeres Filho, H.J. 2008. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**: 114-128.
- Silva, A.T.S.F. et al. 1977. Projeto Santos - Iguape; relatório final de geologia. São Paulo, convênio DNPM/CPRM.
- Silva, A.T.S.F. et al. 1978. Geologia integrada das folhas Iguape e Cananéia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.1, p.222-235.

- Silva, A.T.S.F. & Algarte, J.P. 1981a. Contribuição à geologia da Sequencia Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, estado de São Paulo. I – Litologia e Petrografia. Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia, SBG, Curitiba, PR, volume 1: 109-119.
- Silva, A.T.S.F. & Algarte, J.P. 1981b. Contribuição à geologia da Sequencia Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, estado de São Paulo. II – Estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. Atas do 3º Simpósio Regional de Geologia, SBG, Curitiba, v. 1: 121-132.
- Silva, A.T.S.F. *et al.* 1981. Projeto integração e detalhe geo lógico no Vale do Ribeira; realtório final de integração geológica. São Paulo, convênio DNPM/CPRM. 15 v.
- Silva, J.A. 2005. *Petrologia e Geoquímica dos gnaisses migmatíticos do Complexo Atuba, Curitiba, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140p.
- Smith, H.A. & Barreiro, B. 1990. Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 602-615.
- Smith, H.A. & Giletti, B.J. 1997. Lead diffusion in monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**(5): 1047-1055.
- Soares, P.C. 1987. Seqüências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba, 1987. *Atas...* v. 2: 743-771
- Soares, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia. Belém, 1988. *Anais...* v. 1: 63-79.
- Soares, P.C; Bettú, D.F.; Fiori, A.P. 2005. Complexidades de uma terminação de nappe: o Sinforme de Colombo (PR). In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Curitiba, 2005, v. 1: 447-450.
- Soto, J.I., Azañón, J.M., 1994. Zincian staurolite in metabasites and metapelites from the Betic Cordillera (SE Spain). *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* **168**: 109-126.
- Spear, F.S. 1980. NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**(1): 33-41.
- Spear, F.S. 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite+tremolite = edenite + 4 quartz. *Contributions to Mineralogical Petrology*, **77**: 355-364.
- Spear, F.S. 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-temperature-time paths. In F.S. Spear and Peacock S.M., Ed., *Metamorphic pressure-temperature-time paths*, Short Course in Geology, 1-55p. American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature time paths*. Mineral Soc. Of America. Washington, D.C. 799pp.
- Spear, F.S. & Selverstone, J., 1983. Quantitative P-T paths from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83**: 348-357.
- Spear, F.S. & Menard, T. 1989. Program GIBBS: A generalized Gibbs method algorithm. *American Mineralogist*, **74**: 942-943.
- Spear, F.S. & Parrish, R. 1996. Petrology and petrologic cooling rates of the Valhalla Complex, British Columbia, Canada. *Journal of Petrology*, **37**: 733-765.
- Spear, F.S. & Cheney, J.T. 2000 (inédito). KFMASH petrogenetic grid for metapelites. In: Frank S. Spear homepage: <http://ees2.geo.rpi.edu/spear/spear.html>.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F. and Menard, T. 1990. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: Implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**: 683-696.
- Spear, F.S.; Peacock, S.M.; Kohn, M.J.; Florence, F.P. and Menard, T. 1991. Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. *American Mineralogist*, **76**: 2009-2012.
- Spear, F.S.; Mattheu J.K. & Cheney, J.T. 1999. P-T paths from anatetic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**: 17-32.

- Spear, F.S.; Pyle, J.M.; & Storm, L.C. 2001. *Shortcourse: Thermodynamic modeling of mineral reactions: An introduction to Program Gibbs*. Northeast Section, Geological Society of America, Burlington, Vermont.
- Spear, F.S.; Cheney, J.T.; Pyle, J.M.; Harrison, T.M.; Layne, G. 2008. Monazite geochronology in central New England: evidence for a fundamental terrane boundary. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**(3): 317-329.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002a. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, **24**: 1861-1884.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. and Schmid, S.M., 2002b. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. *Geological Society, London, Special Publications*, **200**: 171-190.
- Suzuki, K. Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonasawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb lead isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochem. J.* **25**: 357-376.
- Suzuki, K. & Adachi, M. 1998. Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**: 23-37.
- Suzuki, K. Adachi, M., Kajizuka, I., 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazite. *Earth and Planetary Science Letters*, **128**: 391-405.
- Takahashi, A.T. *et al.* 1981. Projeto integração e detalhe no Vale do Ribeira, área Ribeirão do Perau. São Paulo, convênio DNPM/CPRM.
- Teixeira, A.L. & Negri, F.A. 2003. Novas ocorrências de depósitos da transição Neoproterozóico-Cambriano na região de Barra do Turvo, sul do Estado de São Paulo. In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro-SP. SBG, Boletim de Resumos, 51p.
- Thompson, J.B. 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, **42**: 842-858.
- Tikoff, B. & Fossen, H. 1993. Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix. *Tectonophysics*, **217**: 267-283.
- Tikoff, B. & Teyssier, C. 1994. Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, **16**: 1575-1588.
- Townsend, K.J.; Miller, C.F.; D'Andrea, J.L.; Ayers, J.C.; Harrison, T.M.; Coath, C.D. 2000. Low temperature replacement of monazite in the Ireteba granite, Southern Nevada: geochronological implications. *Chemical Geology*, **172**: 95-112.
- Toy, V.G.; Prior, D.J.; Norris, R.J. 2008. Quartz fabrics in the Alpine Fault mylonites: Influence of pre-existing preferred orientations on fabric development during progressive uplift. *Journal of Structural Geology* (in press), doi:10.1016/j.jsg.2008.01.001.
- Tracy, R.J. 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterisation of Metamorphism Through Mineral Equilibria* (ed. Ferry J.M.). Mineralogical Society of America, Washington DC, 397p. *Reviews in Mineralogy*, **10**: 355-397.
- Tullis, J.; Christie, J.M. & Griggs, D.T. 1973. Microstructure and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin* **86**: 632-638.
- Turner, F.J. & Weiss, L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McGraw Hill. 545p.
- Vasconcelos, C.S.; Dehler, N.M.; Yamato, A.A.; Lopes Júnior, I. 1999. Projeto Jacupiranga-Rio Guaraú (mapeamento geológico na escala 1:50.000). Convênio Secretaria de Estado de Energia / CPRM – Serviço Geológico do Brasil. São Paulo, 1999. 230p.
- Vernon, R.H. 1999. Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks. *The Canadian Mineralogist*, **37**: 513-524.

- Vlach, S.R.F. & Gualda, G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 214-218.
- Vlach, S.R.F. & Gualda, G.A.R. 2007. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos*, **97**(1-2): 98-121.
- Vlach, S.R.F. & Gualda, G.A.R. (inédito). Age-Mona: Software sem registro de patente.
- Vlach, S.R.F.; Gualda, G.A.R.; Chiessi, C.M. 1999. Electron microprobe monazite dating: first results for two granites from Southeastern Brazil. In: II South American Symposium on Isotope Geology, 1999, Cordoba. Short Paper, p.518-521.
- Vidal, O.; Parra, T. & Trotet, F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600°C, 1-25 kbar P-T range. *American Journal of Science*, **301**: 557-592.
- Yamato, A.A. 1999. *Mapeamento geológico de parteda Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 108p.
- Wahlstrom, E.E. 1969. *Optical crystallography (4th ed.)*: John Wiley & Sons, New York, 489p.
- Wang, G.-F., Banno, S. & Takeuchi, K. 1986. Reactions to define the biotite isograd in the Ryoke metamorphic belt, Kii Peninsula, Japan. *Contributions Mineralogy and Petrology*, **93**: 9-17.
- Waters, D.J. Homepage. Practical Aspects of Mineral Thermobarometry. In: <http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/pt-start.html>.
- Waters, D.J. and Charnley, N.R. 2002. Local equilibrium in polymetamorphic gneiss and the titanium substitution in biotite. *American Mineralogist*, **87**: 383-396.
- Weber, W. 1998. *Geologia e geocronologia da Ilha do Cardoso, sudeste do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Weber, W. 2004. *Geocronologia de rochas metabásicas da Formação Água Clara: Registro de uma bacia mesoproterozóica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Weber, W.; Siga Júnior, O.; Sato, K.; Reis Neto, J.M.; Basei, M.A.S.; Nutman, A.P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçuaia - SP: Registro U-Pb de uma Bacia Mesoproterozóica.. *Geologia USP-Série Científica*, **4**: 101-110.
- White, A.P. & Hodges, K.V. 2003. Pressure-temperature-time evolution of the Central East Greenland Caledonides: quantitative constraints on crustal thickening and synorogenic extension. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**: 875-897.
- White, R.W.; Powell, R. & Holland, T.J.B. 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**: 511-527.
- Wolf, M.B. & Wyllie, P.J. 1994. Dehydration-melting of amphibole at 10kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**: 369-383.
- Wyllie, P.J. & Wolf, M.B. 1993. Amphibolite dehydration melting: sorting out the solidus. In: *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Special publication, 76 (Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. & Neary, C.R., eds), 405-416. Geological Society, London.
- Zenk, M. & Schulz, B. 2004. Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. *Mineral. Mag.*, **68**(5): 769-786.
- Zhu, X.K. & O’Nions, R.K. 1999. Zonation of monazite in metamorphic rocks and its implications for high temperature thermochronology: a case study from the Lewisian terrain. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**: 209-220.