UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004457

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA NA REGIÃO
DE ARAÇÁIBA - SP

Marcos Alves de Almeida

Orientador: Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. J.M.V.Coutinho	
Examinadores:	Dr. A.C.Artur	
	Dr. M.E.da Silva	

São Paulo
1989

Aos meus filhos

Paulo

Vitor e

Danilo

ABSTRACT

Two lithotypes occur in the Araçáiba region, in São Paulo State, attributed to Água Clara and Córrego dos Marques Formations. Both these units have been affected by several metamorphic and deformation events, plus the emplacement of three large intrusive igneous bodies.

In the east part of the area, the Água Clara Formation displays alternating calc-silicate and impure carbonatic rocks, affected by regional dynamothermal metamorphism corresponding to the actinolite zone. Schists, quartzites and metabasites interbedded with calc-silicate rocks add to these rocks in the west area. In this case they are metamorphosed in the diopside zone, thus characterizing an increasing degree of metamorphism toward the west direction.

Associated to this regional dynamothermal metamorphic event a compositional transposed layering has also developed (S), corresponding to an episode of deformation (F), caused by ductile low-angle simple shearing. The most remarkable evidences for this phase of deformation can be observed in different scales of approach: stretching of mineral grains, intrafolial folds, sheet folds and boudinage of more resistant rocks.

A second phase of deformation (F_{n+1}) caused the development of a compositional layering (S_{n+1}), overprinted on the previous surface (S). It is represented by a high-angle transposed foliation which affected the metasediments of the Água Clara Formation as a whole. Together with this late phase of deformation, a second episode of regional metamorphism of thermal character has developed, as displayed by centimetric actinolite crystals. This metamorphism is associated with igneous activity which resulted in orthogneisses, due to tectonic movements caused by simple low-angle shearing during the phase (F).

Next, as a consequence of the progressive deformation of phase (F_{n+1}), sub-horizontal movements affected the lately developed high-angle shear zones attributed to a (F_{n+2}) phase, which folded and re-folded the metasediments of Água Clara Formation, thus originating macrofolds (D_{n+2}).

The deposition of sediments which composes the Água Clara

Formation is thought to be of Lower Proterozoic age, while those which formed the Córrego dos Marques Formation, would have been deposited in Middle to Upper Proterozoic. This Formation, as defined here, is correlated to the metasediments of Itaiacoca and Açungui Groups - Lajeado Subgroup and Rio das Pedras/Perau Formation.

The Córrego dos Marques Formation is made up mostly of pelitic (locally psammitic) and chemical metasediments: phyllites, calc-phyllites and fine-grained calc-schists, impure dolomitic limestones, interbedded with quartzites and fine-grained metarenites, and, locally, metabasites.

Three phases of deformation have been recognized (F_1 , F_2 and F_3), the last two of them being associated with the two last phases which affected the rocks of Água Clara Formation. A progressive and continuous process of deformation is thus indicated. Regional dynamothermal metamorphism is weak, corresponding to the greenschist facies.

Rocks of Três Córregos Granitic Suite record an intense phase of acid magmatism, continued through the emplacement of Apiaí Granite. The ages of these units are supposed to range from Upper Proterozoic to Cambro-Ordovician.

The final events of the geologic evolution are connected to big transcurrent faults, among which the Quarenta Oitava Fault is the most important. This tectonic activity represents the transitional stage whose end resulted in the achievement of the Brazilian Platform.

RESUMO

Na região de Aracaíba (SP) ocorrem dois litotipos, referidos às formações Água Clara e Córrego dos Marques. Essas unidades foram afetadas por sucessivas fases de deformação e metamorfismo e por três grandes intrusões de rochas ígneas.

A Formação Água Clara caracteriza-se por apresentar mudanças faciológicas de leste para oeste. A leste afloram rochas cálcio-silicáticas alternadas com rochas metacarbonáticas impuras. Rumo a oeste, há variações dos constituintes litológicos, com o aparecimento de intercalações, nas rochas cálcio-silicáticas, de rochas xistosas, quartzíticas e metabasíticas.

Os metacarbonatos expostos a leste foram afetados por metamorfismo regional dinamotermal, em grau médio, da zona metamórfica da actinolita e os meta-sedimentos, com vulcânicas associadas, do lado oeste, por metamorfismo de grau médio da zona metamórfica do diopsídio. Havendo, assim, um aumento de grau metamórfico de leste para oeste.

Associado a esse evento de metamorfismo regional dinamotermal, ocorreu o desenvolvimento do bandamento composicional de transposição (S_n) da fase de deformação F_n , gerada por cisalhamento simples, de baixo ângulo e de caráter dúctil. As evidências mais marcantes desta fase de deformação são: presença de dobras intrafoliais, "boudinage" de camadas mais competentes, estiramento de grãos minerais, bem como a presença de dobras em bainha.

Uma segunda fase de deformação F_{n+1} desenvolveu o bandamento de transposição S_{n+1} que se sobrepôs à superfície anterior S_n . É uma foliação de transposição de alto ângulo que afetou generalizadamente os meta-sedimentos da Formação Água Clara. Associado a esta fase tardia de deformação desenvolveu-se um segundo evento de metamorfismo regional, de caráter termal, evidenciado pelo aparecimento de actinolitas centimétricas. Esse metamorfismo está associado à intrusão ígnea que, devido aos movimentos gerados por cisalhamento simples, de baixo ângulo, da fase F_n , resultou na formação de ortognaisses, expostos a oeste na área de estudo.

A seguir, como consequência dessa deformação progressiva da fase F_{n+1} , ocorreu o desenvolvimento de movimentações sub-horizontais em zonas de cisalhamento de alto ângulo desenvolvidas

tardamente ("Shear Zones"), de uma fase de deformação F_{n+2} , que dobrou e redobrou os meta-sedimentos Água Clara, gerando macrodo-
bras D_{n+2} .

Considerou-se para a Formação Água Clara uma idade de deposição no Proterozóico Inferior.

Posteriormente, no Proterozóico Médio a Superior, houve a deposição dos meta-sedimentos da Formação Córrego dos Marques, correlacionados aos meta-sedimentos dos grupos Itaiacoca e Açungui-Subgrupo Lajeado e Formação Rio das Pedras/Perau.

A Formação Córrego dos Marques é constituída de meta-sedimentos predominantemente pelíticos e químicos e localmente psamíticos. São filitos, cálcio-filitos e cálcio-xistos finos, calcários dolomíticos impuros, quartzosos, com intercalações de quartzitos e metarenitos finos; localmente ocorrem metabasitos.

Estruturalmente identificaram-se três fases de deformação denominadas de F_1 , F_2 e F_3 , sendo que as duas últimas estão associadas às duas últimas fases que afetaram as rochas da Formação Água Clara, evidenciando um processo contínuo e progressivo de deformação. O metamorfismo regional dinamotermal é de grau fraco, fácies xisto verde.

Intenso magmatismo ácido é identificado na área, através das rochas da Suíte Granítica Três Córregos. Posteriormente ocorreu novo magmatismo ácido caracterizado pelo Granito Apiaí. Atribuíram-se idades do Proterozóico Superior ao Cambro-Ordoviciano para essas unidades.

E, finalmente, encerrando a etapa de transição da Plataforma Brasileira, ocorreram os grandes falhamentos transcorrentes, com destaque à Falha Quarenta Oitava.

AGRADECIMENTOS

A realização do presente trabalho contou com a colaboração de inúmeras pessoas, que de alguma forma contribuíram para a sua elaboração, e a quem agradeço sinceramente.

Ao Prof. Dr. José Moacyr Vianna Coutinho, pela sua participação permanente na orientação e a quem devo as sugestões na interpretação de lâminas petrográficas, nas discussões sobre conceitos fundamentais em petrografia e na leitura crítica do texto final.

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui, pela participação em perfis geológicos durante os trabalhos de campo, dando idéias na interpretação geológica e tectônica da área.

Agradeço também aos Profs. Drs. Benjamim Bley de Brito Neves, Mario C. Campos Neto e Miguel S. Basei, por sua participação em caminhamentos na área, onde me espuseram suas idéias a respeito do Pré-Cambriano da área e do Vale do Ribeira.

Ao Prof. Dr. José Vicente Valarelli, pela sua contribuição na discussão sobre o metamorfismo da área e pelo seu permanente incentivo.

Ao Prof. Dr. Armando Marcio Coimbra, pelas discussões sobre o ambiente de sedimentação das rochas da Formação Água Clara.

Ao Prof. Dr. Mario C. H. Figueiredo, pela orientação na interpretação dos dados litoquímicos.

A petrógrafa Mírian Cruxên B. de Oliveira, pela sua participação na interpretação de lâminas petrográficas e na discussão sobre o metamorfismo da área; e ao geólogo Eleno de Paula Rodrigues, pelas sugestões na interpretação dos dados petrográficos.

A petrógrafa Maria Heloísa B. de Oliveira Frascá, pela sua participação na descrição de lâminas petrográficas, no metamorfismo e na análise dos dados litoquímicos.

Ao geólogo Cláudio Goraieb pela colaboração constante durante os trabalhos de campo e laboratório.

Aos geólogos Fausto Luís Stefani, Dirceu P. Stein, Jorge Hachiro e Cláudio Riccomini, pela colaboração em várias etapas dos trabalhos de campo e nas discussões sobre a geologia da área.

Ao geólogo Carlos Alberto Bistrichi, pela sua participação

nos trabalhos de campo, nas discussões esclarecedoras sobre a geologia da área e na leitura crítica dos manuscritos finais.

Ao geólogo Edgard Santoro, pela leitura crítica do texto final.

Agradeço ainda ao geólogo Ginaldo A. C. Campanha, pelas discussões sobre a geologia estrutural, evolução geológica e tectônica do Vale do Ribeira e em caminhamentos no campo.

Ao geólogo Francisco J. F. Ferreira, nas discussões sobre a interpretação dos dados aeromagnéticos da região.

Ao geólogo Dr. Celso Dal Ré Carneiro, pelas discussões sobre a geologia estrutural do Pré-Cambriano paulista.

Ao geólogo Agamenon Sérgio L. Dantas, pelas discussões sobre a granitogênese do Vale do Ribeira.

Sou grato também pela participação do geólogo Marcelo Pecchio, como estagiário na época, em todo o desenvolvimento do trabalho.

Aos geólogos Caetano Juliani, Agenor P. Souza, Sílvia Regina Soares S. Vieira e Fernando Alves Pires pelas inúmeras discussões sobre a geologia regional do Pré-Cambriano paulista.

Agradeço a ajuda prestada pelos geólogos Lauro Kazumi Dehira, Naohiko Nagata e Celso Tatizana e às técnicas em computação Bernadete Pastore e Célia Maria F. Rodrigues na edição do texto final em microcomputador, bem como às datilografas Aradi Jecira da Cruz e Rita de Cássia A. Lopes, pela participação na edição do texto.

À Débora Fiuza F. Orsi, pela revisão detalhada do texto final; e à secretaria do Agrupamento de Geologia Geral do IPT, Marlene Santana, que muito colaborou nas atividades de suporte administrativo.

Aos desenhistas da Seção de Desenho da DMGA-IPT, que me ajudaram na confecção dos mapas e desenhos diversos, entre eles, ao seu chefe Arturo I. P. Ibars e à Mirna, ao Aluizio, à Damaris, ao Waldir, ao Luizinho, ao Jaime e ao Belmiro. E à geógrafa Maria do Carmo R. S. dos Santos, pela cartografia.

Ao geólogo Jairo de Sant'Anna e ao fotógrafo Álvaro Kopezinski, pela ajuda prestada durante a tiragem das fotomicrografias de lâminas petrográficas.

Aos técnicos Waldomiro de Oliveira e Airton Marambaia, pelos serviços prestados na pintura dos mapas e em diversos trabalhos

de apoio.

Ao técnico Luís Celso Coutinho e às secretárias Marcia A. Prevedello e Maria Auxiliadora C. Baldin, pela confecção de tabelas em microcomputador.

Agradeço ao geólogo Dr. Waldir Lopes Poncano, pela ajuda na confecção do Abstract.

Ao geólogo José A. Miotto pelo suporte administrativo.

Minha gratidão ainda a todos os colegas da antiga Divisão de Minas e Geologia Aplicada do IPT que, direta ou indiretamente, me auxiliaram no desenvolvimento do presente trabalho.

E, finalmente, ao Instituto de Pesquisas Tecnológicas, que permitiu a realização deste trabalho, e ao Instituto de Geociências da USP, pela cooperação durante os meus estudos de pós-graduação; em especial à técnica administrativa Maria Madalena Benzi Matazo Ventura e também ao Sr. Jaime Alves da Silva, do setor gráfico, pela preparação das capas e montagem da dissertação.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Generalidades e objetivos	1
1.2. Localização e acessos	2
1.3. Aspectos geomorfológicos	4
1.4. Material técnico utilizado	5
1.5. Métodos e técnicas utilizadas	6
2. GEOLOGIA REGIONAL	8
2.1. Aspectos regionais	8
2.2. Compartimentação tectônica do Vale do Ribeira	9
2.3. Geocronologia e correlações litoestratigráficas	11
2.4. A Formação Água Clara no Vale do Ribeira (SP e PR)	22
2.4.1. Breve histórico	22
2.4.2. Litoestratigrafia	26
2.4.3. Metamorfismo e deformação	30
2.4.4. Potencialidades econômicas da Formação Água Clara	34
3. GEOLOGIA LOCAL	36
3.1. Rochas	36
3.1.1. Ortognaisses	36
3.1.2. Formação Água Clara	38
3.1.2.1. Micaxistos, quartzo-micaxistos	38
3.1.2.2. Quartzitos	39
3.1.2.3. Rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos	40
3.1.2.4. Metacarbonatos impuros	43
3.1.2.5. Anfibolitos metabasíticos	45
3.1.2.6. Anfibolitos metaultrabásicos	46
3.1.3. Formação Córrego dos Marques	47
3.1.3.1. Filitos e xistos finos	48
3.1.3.2. Metacalcários dolomíticos	48
3.1.3.3. Anfibolitos metabasíticos	49
3.1.4. Suíte granítica Três Córregos	49
3.1.4.1. Granito Barra do Chapéu	51
3.1.4.2. Granito Saival	52
3.1.4.3. Granito Paiol de Telhas	54
3.1.5. Suíte granítica Apiaí	54
3.1.6. Veios de quartzo	55
3.1.7. Rochas cataclásticas	56

3.1.8. Diques de diabásio	57
3.1.9. Sedimentos inconsolidados	58
3.2. Estruturas	58
3.2.1. Considerações gerais	58
3.2.2. Estruturas primárias	59
3.2.3. Estruturas secundárias	60
3.2.3.1. Foliações	60
3.2.3.1.1. Bandamento composicional de transposição (S_n)	60
3.2.3.1.2. Foliação gnáissica	66
3.2.3.1.3. Bandamento de transposição (S_{n+1})	69
3.2.3.1.4. Foliação S_{n+2}	80
3.2.3.1.5. Xistosidade e clivagem ardosiana (S_1)	84
3.2.3.1.6. Clivagem de crenulação (S_1)	84
3.2.3.1.7. Clivagem de crenulação (S_2)	85
3.2.3.1.8. Foliação milonítica	87
3.2.3.2. Lineações	88
3.3. Dobras mesoscópicas e fases de deformação	89
3.3.1. Formação Água Clara e ortognaisses	89
3.3.1.1. Dobras mesoscópicas D_n e fase de deformação F_n	89
3.3.1.2. Dobras mesoscópicas D_{n+1} e fase de deformação F_{n+1}	92
3.3.1.3. Dobras mesoscópicas D_{n+2} e fase de deformação progressiva F_{n+2}	93
3.3.2. Formação Córrego dos Marques	94
3.3.2.1. Dobras D_1 e fase de deformação F_1	94
3.3.2.2. Dobras D_2 e fase de deformação F_2	96
3.3.2.3. Dobras D_3 e fase de deformação F_3	96
3.4. Análise megascópica de dobramentos	97
3.4.1. Domínio estrutural I	97
3.4.2. Domínios estruturais II e III	99
3.4.3. Domínio estrutural IV	100
3.4.4. Domínio estrutural VI	101
3.4.5. Domínio estrutural VII	105
3.4.6. Domínio estrutural VIII	106
3.4.7. Domínio estrutural IX	107
3.4.8. Domínio estrutural V	107
3.5. Metamorfismo	108
3.5.1. Considerações gerais	108
3.5.2. Metamorfismo regional dinamotermal	109
3.5.2.1. Formação Água Clara	109

3.5.2.1.1. Faixa A - Zona da Tremolita/Actinolita	110
3.5.2.1.1. Faixa B - Zona do Diopsídio	112
3.5.2.2. Formação Córrego dos Marques	116
3.5.2.3. Rochas ortognáissicas	118
3.5.3. Metamorfismo de contato	119
3.5.4. Metamorfismo dinâmico	120
3.5.4.1. Zona de cisalhamento de alto ângulo ("Shear Zone") - Domínio IV	120
3.5.4.2. Zona de falhamento transcorrente Quarenta Ditava - Domínio V	122
3.6. Relações entre deformação e metamorfismo	123
3.7. Análise petrográfica	126
3.7.1. Domínios estruturais VIB, VIA, IIA e III. Zona metamórfica da actinolita. Formação Água Clara	127
3.7.2. Domínios estruturais VIC, IIB e III. Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara	130
3.7.3. Domínio estrutural IV. Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara	132
3.7.4. Domínio estrutural VII. Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara	147
3.7.5. Domínio estrutural VIII. Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara	148
3.7.6. Domínio estrutural I. Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara	150
3.7.7. Domínio estrutural IX. Zona metamórfica de grau fraco. Formação Córrego dos Marques	161
3.7.8. Domínio estrutural V. Zona metamórfica de grau fraco. Falha Quarenta Ditava.	168
3.7.9. Resumo das sucessivas fases de deformação e metamorfismo através dos minerais da Formação Água Clara	168
4. RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS	168
5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA	172
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	179

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Este trabalho contém: 28 figuras, 23 fotos, 39 fotomicrografias, 7 tabelas petrográficas, 3 quadros e 4 mapas.

1 INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades e Objetivos

Estudos realizados em terrenos pré-cambrianos do Vale do Ribeira, nos últimos quarenta anos, foram responsáveis por uma profusão de esquemas estratigráficos e estruturais que originaram um emaranhado de denominações formais e informais nas diversas sucessões litológicas da região.

Um dos pontos mais polêmicos entre os diferentes pesquisadores refere-se à definição da interface entre as diversas seqüências litológicas supracrustais entre si e o seu embasamento. Um grande esforço tem sido realizado no sentido de desvendar suas características litoestruturais e evolutivas, principalmente no que se refere à definição e caracterização do Grupo Açungui e Complexo Setuva, sendo este último considerado por alguns autores como sendo embasamento, por outros, como supracrustal.

Dessa forma, procurou-se analisar o contexto estratigráfico da Formação Água Clara, na região de Araçáiba, como uma unidade do compartimento tectônico onde ocorre também o batólito granítico Três Córregos, isolado por grandes falhamentos transcorrentes.

O presente trabalho, denominado "GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ÁGUA CLARA NA REGIÃO DE ARAÇÁIBA - SP", foi realizado a partir do programa de mapeamento geológico básico realizado por intermédio da Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, em seu Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais - PRO-MINERIO, em contrato com o Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT, através do mapeamento das quadriculas Barra do Chapéu (SG-22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG-22-X-B-II-3). A Formação Água Clara, estudada neste trabalho, aflora na quadricula de Araçáiba.

Os estudos de detalhe realizados nos meta-sedimentos dessa formação tiveram como principal objetivo trazer elementos para uma melhor caracterização litológica, estrutural e metamórfica, bem como analisar os efeitos de intrusões ígneas de várias gera-

cões sobre essa unidade geológica, de tal forma a esclarecer as condições de formação dessas rochas e sua evolução geológica dentro do contexto geológico do Vale do Ribeira.

1.2 Localização e Acessos

A área estudada encontra-se localizada na Folha de Araçaíba (SG-22-X-B-II-3), que é delimitada pelos paralelos $24^{\circ}15'$ e $24^{\circ}30'$ de latitude sul e pelos meridianos $48^{\circ}45'$ e $49^{\circ}00'$ de longitude oeste (FIGURA 1). A área pesquisada é de cerca de 350 km² da folha em questão.

Situa-se na região sudoeste do Estado de São Paulo, e da capital pode ser alcançada por meio das rodovias Presidente Castelo Branco (SP-280), ou Raposo Tavares (SP-270) até Itapetininga. Daí, segue-se pela SP-127 até Capão Bonito, a partir de onde a rodovia SP-250 atinge a cidade de Apiaí, num percurso de aproximadamente 320 km ao longo de rodovias asfaltadas. A cidade de Apiaí localiza-se nas vizinhanças do limite sudeste da área, por onde passa o ramal da Rede Ferroviária Federal - RFFSA, que parte de Itapeva, adentrando a área no sentido norte-sul até Apiaí, e outro ramal até Bom Sucesso, e desse local para oeste-sudoeste alcançando o Estado do Paraná.

A cidade de Ribeira, na divisa estadual entre São Paulo e Paraná, dista de 35 km de Apiaí, servindo de ligação a rodovia SP-250, hoje em péssimo estado de conservação. Através de estradas cascalhadas, atinge-se Iporanga (SP-165) e Ribeirão Branco (SP-249), a sul e norte, respectivamente.

Mais da metade da área de estudos pertence ao município de Apiaí, e a outra porção, situa-se no município de Ribeirão Branco.

Os distritos de Araçaíba, Barra do Chapéu, Patrimônio do Morro Agudo e Bom Sucesso são os principais centros urbanos presentes na região situados ao norte de Apiaí.

A malha viária recobre razoavelmente toda a área. São estradas que ligam Araçaíba a Apiaí, Barra do Chapéu, Bonsucesso, Ribeirão Branco e Itapeva. Nos períodos mais chuvosos o trânsito é difícil, menos nas principais ligações intermunicipais.

FIGURA 1 - Mapa de localização e acessos

1.3 Aspectos Geomorfológicos

No contexto geomorfológico regional, a área de estudo encontra-se em terrenos da Província do Planalto Atlântico, na Zona do Planalto de Guapiara (PONÇANO et al., 1981).

A compartimentação da área em sistemas de relevo, como proposta pelos autores acima, mostra ampla predominância de relevos de degradação em planaltos dissecados frente à estreita faixa de escarpas da Formação Furnas, que são formadas por cuevas areníticas que se expõem a noroeste da área em questão.

Na área têm-se com maior destaque dois sistemas de relevo representados pelos sistemas de Mar de Morros e Morros Paralelos. O primeiro caracteriza-se por morros que compõem um conjunto de formas em "meia laranja" onde se expõem as rochas graníticas da Suíte Três Córregos e rochas ortognáissicas. O sistema de Morros Paralelos tem formas fortemente controladas pela estruturação das rochas meta-sedimentares das formações Água Clara e Córrego dos Marques. Observa-se que as características litológicas e estruturais das unidades mapeadas exercem um controle efetivo nas formas que constituem alguns tipos de relevo, não obstante em outros a percepção desse controle seja mais difícil, por vezes em função da suavidade adquirida por relevos maduros, onde as diferenças não se realçam.

O relevo de Mar de Morros, suportado por gnaisses e granitóides diversos, apresenta formas com amplitudes que vão de morros a colinas, mostrando-se sempre topos arredondados e em geral amplos, com vertentes apresentando perfis tendendo à convexidade e comportando setores retilíneos. Tem declividades médias e baixas no geral. Os vales são abertos, configurando, em perfil, suaves concavidades que refletem a interação de franjas coluviais, no sopé das formas, com vales colmatados. Planícies aluviais interiores são frequentes. A rede de drenagem mostra forte tendência ao padrão dentrítico.

O relevo de Morros Paralelos ocorre principalmente e de modo mais extensivo na área de ocorrência dos metassedimentos, na região de Araçaíba. Caracteriza-se por apresentar morros alongados de topos arredondados e encostas convexas predominantes. Os vales no geral são abertos, localmente mais encaixados. A drena-

gem exhibe padrão retangular , localmente em trelica.

Sucessivas fases de pediplanação foram descritas (ALMEIDA, 1964; PONCAND et al., 1981) na região. Na Folha Barra do Chapéu, adjacente, consegue-se perceber um plano inclinado de SE para NW, que se sustenta apoiado nos topos de serras quartzíticas, entre 1300 e 1200 metros de altitude, que cai em direção à base da Formação Furnas a cotas por volta de 1000 m. Este seria remanescente da mais antiga superfície de aplainamento reconhecida, a Superfície de Itapeva, esculpida anteriormente à deposição dos arenitos (BISTRICHI et al., 1985).

1.4 Material Técnico Utilizado

Para a realização dos estudos foram utilizadas folhas topográficas e produtos de sensores remotos, convencionais ou não, em diferentes escalas, a seguir descritos:

a) fotografias aéreas na escala aproximada de 1:60 000 de números 77359P a 77359S e 82711 a 8274 do voo AST-10 realizado em 1965/1966 pela Força Aérea Brasileira-FAB/United States Air Force-USAF;

b) fotografias aéreas na escala aproximada de 1:25 000 de números 47350 a 47363 (Faixa 313B), 47391 a 47405 (Faixa 314B), 47411 a 47424 (Faixa 315B), 47452 a 47465 (Faixa 316B), 47471 a 47484 (Faixa 317B), 47513 a 47522 (Faixa 318B), 50239 a 50252 (Faixa 319B) 47535 a 47545 (Faixa 320B), realizadas pela Secretaria da Agricultura do Estado de São Paulo/Terrafoto S.A. - Atividades de Aerolevantamentos, em 1973;

c) planta topográfica na escala 1:50 000, SG.22-X-B-II-3 (Araçaíba), de 1975, elaborada pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE.

Para a análise petrográfica foram confeccionadas 93 lâminas petrográficas de meta-sedimentos e rochas orto- e paraderivadas, sendo que 81 lâminas são da Formação Água Clara, 10 da Formação Córrego dos Marques e 2 da Falha Quarenta Oitava.

Realizaram-se também 18 análises por difratometria de raios X em rochas metacarbonáticas impuras e cálcio-silicáticas com a finalidade de se determinar a proporção de calcita e dolomita nos minerais carbonáticos. Em amostras dessas rochas realizou-se a

confeção de quatro seções polidas com a finalidade de caracterizar os minerais metálicos que ocorrem disseminados nessas rochas.

Foram feitas nas rochas ortognáissicas e graníticas oito análises colorimétricas (para suas classificações, utilizou-se o diagrama do IUGS, 1973).

1.5 Métodos e Técnicas Utilizadas

Os trabalhos realizados foram desenvolvidos através de métodos e técnicas convencionais de mapeamento geológico. A identificação petrográfica das amostras selecionadas para estudo de detalhe foi realizada com base em KERR (1959) e HEINRICH (1965). A análise estrutural foi feita segundo os princípios postulados por TURNER & WEISS (1963), RAMSAY (1977) e HOBBS et al. (1981).

As diversas etapas desenvolvidas no presente estudo consistiram em:

- a) estudos bibliográficos;
- b) estudos petrográficos, que tiveram o objetivo de identificar os minerais e suas paragênese, as microestruturas associadas, o metamorfismo regional e suas relações com as fases de deformação, e o metamorfismo de contato e dinâmico;
- c) análise dos dados estruturais com a finalidade de se determinar a orientação das feições mesoscópicas e macroscópicas da área de estudo;
- d) elaboração do texto final.

Os estudos bibliográficos consistiram na leitura da maioria dos trabalhos publicados sobre a geologia do Vale do Ribeira. São trabalhos de interesse específico para a compreensão da geologia da área de estudo em relação à geologia regional. Para um melhor entendimento, procurou-se analisar a geologia da região através da separação das unidades geológicas por compartimentos tectônicos isolados por grandes falhamentos transcorrentes. Após os estudos de cada bloco pôde-se fazer inferências regionais e correlações (ALMEIDA, 1985).

Simultaneamente à pesquisa bibliográfica inicial, levantou-se a documentação cartográfica disponível sobre a região. Posteriormente realizaram-se perfis básicos na área de estudo, que

foram orientados perpendicularmente às estruturas regionais, em parte já reconhecidas na bibliografia. Os principais objetivos do levantamento de perfis básicos foram a identificação das principais unidades litológicas e o levantamento das estruturas presentes nas rochas, na escala mesoscópica.

A seguir realizou-se uma fotointerpretação preliminar e elaborou-se de um mapa geológico. Utilizaram-se, nessa etapa, fotografias aéreas na escala 1:60 000, os mapas geológicos pré-existent e os perfis geológicos preliminares.

O trabalho seguinte consistiu de um levantamento geológico sistemático, que seguiu o critério de adensamento de pontos por áreas e fotointerpretação dos dados obtidos em fotografias na escala 1:25 000. A seguir, foram mapeadas outras áreas contíguas e seguidas por fotointerpretação. Essa sistemática permitiu a elaboração de um mapa geológico durante os trabalhos de campo. Nos afloramentos em que era possível a obtenção de dados estruturais, foram realizados levantamentos sistemáticos do "fabric" mesoscópico das rochas, e lançamento dos dados em diagramas Schmidt-Lambert. O resultado final desses trabalhos foi a elaboração final do mapa geológico da área (DESENHO 2).

Realizou-se também o tratamento dos dados estruturais através da identificação de domínios homogêneos com o objetivo de se obter a configuração macroestrutural da área. Esse tratamento estatístico permitiu a confecção de um mapa estrutural interpretativo da área de estudo (DESENHO 3). O lançamento dos dados estruturais foi realizado manualmente, com o auxílio de diagramas de igual área (Schmidt-Lambert), utilizando projeção estereográfica dos pólos de planos e retas bem como o lançamento de guirlandas de pólos das principais foliações dobradas e das foliações plano-axiais a essas dobras, além de lineações diversas. Devido às dificuldades na coleta dos dados estruturais nos afloramentos, que no geral são de rochas alteradas, não se obteve quantidade suficiente de dados estruturais que permitissem a elaboração de curvas de isofrequência.

Na etapa seguinte realizou-se a confecção de seções delgadas com a finalidade de caracterizar os minerais, paragêneses e microestruturas.

A análise dos dados petrográficos permitiu correlacionar as

observações microscópicas com as meso e macroestruturas da área de estudo. Numa primeira abordagem foi realizada a análise estrutural com a finalidade de reconstruir a geometria espacial das estruturas macroscópicas da área. Para se obter essa geometria foi necessário o estudo pormenorizado de cada afloramento (escala mesoscópica) com o intuito de se identificarem as várias estruturas impressas nas rochas. Posteriormente, relacionaram-se essas estruturas entre si com os dados de vários afloramentos agrupando-os, por pequenas áreas, em domínios homogêneos. Finalmente, montou-se o quadro geral da área relacionando entre si as pequenas áreas homogêneas, partindo do princípio de que uma dada deformação (especialmente de caráter dúctil) deixará um registro penetrativo e reconhecível nas rochas (TURNER & WEISS, 1963; SA & HACKSPACHER, 1983). Para se identificarem as relações de tempo entre os vários episódios de deformação utilizaram-se os critérios de superposição de estruturas (escala mesoscópica), que permitiram estabelecer a sucessão de eventos de deformação (RAMSAY, 1977).

Procurou-se, assim, relacionar a natureza e morfologia de clivagens, orientação mineral, foliações de transposição, e as relações entre eventos de deformação e metamorfismo de acordo com as áreas de domínios estruturais esquematizados no DESENHO 3. No entanto, cabe ressaltar que a cristalização de um determinado mineral ou paragênese mineral pode ser considerada como sendo pré, sin ou pós-tectônica, de acordo com a fase que se realizou o processo, que pode ser antes, durante ou posteriormente a algum evento tectônico.

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Aspectos Gerais

As unidades geológicas que afloram no Vale do Ribeira pertencem, num contexto regional bem amplo, à Província Estrutural da Mantiqueira de ALMEIDA et al. (1977), a qual compreende um conjunto de faixas de dobramentos, maciços medianos e zonas retrabalhadas, que compõem um quadro geotectônico onde ocorrem diferentes unidades com características próprias (HASUI & OLIVEI-

RA, 1984)(FIGURA 2).

Neste contexto diversos autores identificaram porções de rochas mais antigas que separam faixas de dobramentos do Ciclo Brasileiro. Essas porções são consideradas maciços medianos, os quais se comportaram como altos à época de formação das faixas de dobramentos.

Dentro desse quadro geotectônico foi redefinida a Região de Dobramentos Sudeste (ALMEIDA et al., 1976). Aí foram reconhecidos o Maciço de Joinville que separa as faixas Apiaí e Tijucas (HASUI et al., 1975) e o Maciço de Guaxupé que separa as faixas Apiaí e São Roque das faixas Brasília e Alto Rio Grande.

2.2 Compartimentação Tectônica do Vale do Ribeira

A compartimentação da área estudada em blocos justapostos separados por grandes zonas de falhamentos transcorrentes baseou-se no trabalho HENNIES et al. (1967), na região a NW da capital paulista. Esta separação em blocos justapostos, que apresentam características próprias ou semelhanças entre si, é um primeiro passo para a compreensão da região em epígrafe. Após se estudarem os detalhes de cada bloco pôde-se fazer inferências e correlações regionais por áreas contíguas ou distantes entre si, separadas pelos falhamentos.

Nesse contexto procurou-se dividir a região do Vale do Ribeira em grandes compartimentos tectônicos separados por importantes falhamentos transcorrentes, que já há tempos vêm sendo pesquisados (FIGURA 3)(ALMEIDA, 1985). Tais compartimentos são:

- Compartimento I, localizado a sudeste da Falha Lancinha - Itapeúna e a noroeste do embasamento cristalino gnáissico-migmatítico.
- Compartimento II, localizado entre a Falha Lancinha-Itapeúna, a sudeste e a Falha de Morro Agudo e Lineamento Ribeira, a noroeste.
- Compartimento III, localizado entre a Falha da Figueira, a noroeste e o Lineamento Ribeira, a sudeste.
- Compartimento IV, separado pelas falhas Serra do

FIGURA 2 - Esboço da compartimentação geotectônica (segundo HASUI & OLIVEIRA, 1984 - modificado por STEIN, 1984).

Carumbé e Espírito Santo, a noroeste e o Lineamento Ribeira e a Falha da Figueira, a sudeste.

- Compartimento V, onde se encontram o Granito Três Córregos e a Formação Água Clara. É separado, a noroeste, pela Falha de Itapirapuã e a sudeste pelas falhas de Morro Agudo, Quarenta Ditava, Serra do Carumbé e Espírito Santo.
- Compartimento VI, localizado entre o Granito Cunhaporanga, a noroeste, e a Falha de Itapirapuã, a sudeste.

2.3 Geocronologia e Correlações Litoestratigráficas

De modo geral, os dados geocronológicos para as rochas supracrustais do Vale do Ribeira são poucos. Até o momento não se dispõe de datações nas rochas da Formação Água Clara.

As várias sínteses realizadas por TEIXEIRA (1982), HASUI (1986), BATOLLA JR. et al. (1981) e CAMPANHA (1987a) apresentam diferentes interpretações de mesmos dados geocronológicos, mostrando assim que a interpretação de dados geocronológicos da região não é simples.

Nas rochas do Subgrupo Lajeado de CAMPANHA et al., (1986), DAMASCENO (1966) e MMAJ/JICA (1982, 1983) apresentam datações Pb/Pb em galenas de veios que cortam unidades carbonáticas desse subgrupo. As datações realizadas por DAMASCENO variaram entre 1050 e 1210 Ma e as MMAJ/JICA entre 850 e 1210 Ma. Os dados apresentados pelo MMAJ/JICA (op. cit.), pelo mesmo método, em galenas da mineralização do Perau, forneceram idades entre 1380 a 1440 Ma. As galenas da mineralização do Perau são tidas como singenéticas a esta unidade, embora se apresentem recristalizadas em meio a uma sequência fortemente deformada (CAMPANHA, 1987a).

HASUI (1986) considera que as datações Pb-Pb em galenas envolvem problemas com o modelo de composição isotópica do chumbo original e também com a sensibilidade à remobilização face a eventos termais, tornando inseguras as interpretações. Considera, assim, que essas datações não podem ser consideradas como a idade dessas rochas, podendo estas serem mais antigas.

Delimitação das unidades de acordo com BIONDI, 1983 (porção para naense), BISTRICHI et al., 1981 (porção paulista, com modificações a partir de CHIODI FILHO et al. 1983), HASUI et al. (1983), BISTRICHI et al. (1985) e CAMPANHA et al. (1985).

-PRINCIPAIS NÚCLEOS DE EMBASAMENTO (COMPLEXOS PRÉ-SETUVA E COSTEIRO)

1- anticlinal do Setuva; 2- anticlinal do Cerne; 3- anticlinal do Betara; 4- anticlinal da Anta Gorda; 5- anticlinal do Ribeirão; 6- anticlinal do Perau; 7- núcleo do Monjolo; 8- núcleo do Areado.

ALGUMAS DENOMINAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS, SEGUNDO A ACEPÇÃO DOS AUTORES CITADOS

- rp- Seqüência Rio das Pedras (CAMPANHA et al., 1985)
- pS- Complexos Pré-Setuva e Costeiro (BIONDI, 1983; CAMPANHA et al., 1985)
- S- Grupo Setuva (MMJA/JICA, 1982)
- Sp- Grupo Setuva Formação Perau (BIONDI, 1983)
- P- Seqüência Perau (PIEKARZ, 1981)
- tc- Seqüência Turvo-Cajati (SILVA & ALGARTE, 1981 a,b)
- AI- Formação Açungui I (MMJA/JICA, 1982, 1983; CHIODI FILHO et al., 1983)
- ta- Seqüência Turvo-Areado (CAMPANHA et al., 1985)
- cj- Seqüência Cajati (CAMPANHA et al., 1985)
- sa- Seqüência Serra das Andorinhas (CAMPANHA et al., 1985)
- sb- Mármore da Serra da Bandeira (André Lopes, Serra das Os tras, Tapagem, etc)
- vt- Formação Votuverava (BIONDI, 1983)
- A II- Formação Açungui II (MMJA/JICA, 1982, 1983)
- A II*- Formação Açungui II (DAITX et al., 1983)
- Ip- Seqüência Iporanga (CAMPANHA et al., 1985), Formação Iporanga (LEONARDOS, 1934; CHIODI FILHO, 1984), Seqüência Betari-Iporanga (DAITX, 1980)
- L- Subgrupo Lajeado (CAMPANHA et al., 1985)
- A III- Formação Açungui III (MMJA/JICA, 1982, 1983; DAITX, 1983; CHIODI FILHO et al., 1983)
- c- Formação Capiçu (BIONDI, 1983)
- A- Açungui strictu sensu (HASUI et al., 1984a)
- CS- Complexo Setuva (HASUI et al., 1984 b,c)
- Ac- Formação Água Clara (BIONDI, 1983), Complexo Setuva (STEIN et al., 1983)
- cm- Formação Córrego dos Marques, Grupo Açungui (BISTRICHI et al., 1985).
- It- Formação Itaiacoca (BIONDI, 1983; BISTRICHI et al., 1985)
- CM- Formação Camarinha (BIONDI, 1983)
- Q- Formação Quatis (CAMPANHA et al., 1985)
- Fsb- Formação São Sebastião (VEIGA & SALOMÃO, 1980)

LEGENDA EXPLICATIVA DA FIGURA 3

CAMPANHA (1987a), reinterpretao os dados geocronológicos (BATOLLA JR. et al., 1977; BATOLLA JR et al., 1981, TEIXEIRA, 1982) dos meta-sedimentos da Formação Setuva e Grupo Açungui e baseando-se na FIGURA 4, concluiu o seguinte: "A isócrona I, que analisa gnaisses da Formação Setuva no anticlinal do Setuva, fornece idade de 1420 ± 55 Ma e R.I. de 0,717. A isócrona II, que analisa quatro xistos da base do Grupo Açungui (provavelmente Formação Perau), fornece idade de 1212 ± 55 Ma e R.I. de 0,711. Estas razões iniciais podem ser consideradas normais para o tipo litológico analisado. Correspondem, provavelmente, à idade de metamorfismo dessas rochas. A isócrona III analisa filitos do Grupo Açungui (provavelmente da Formação Capiu) e um gnaisse do Setuva, num total de sete amostras, mostrando idades de 586 ± 8 Ma e R.I. de 0,743. A elevada razão inicial mostra que esta idade refere-se a um evento de re-homogeneização do sistema Rb/Sr dessas rochas.

No entanto, devido à complexidade das relações litoestratigráficas das rochas do Vale do Ribeira esses e outros dados geocronológicos foram utilizados nas mais variadas interpretações cronoestratigráficas. A FIGURA 3 mostra a compartimentação da geologia do Vale do Ribeira em seis compartimentos separados por falhas transcorrentes e o QUADRO 1 mostra a litoestratigrafia de três compartimentos tectônicos, onde há maior polêmica quanto às denominações das unidades mapeadas.

Levando-se em conta essas limitações é possível se esboçar uma litoestratigrafia em cada bloco.

No compartimento I há um consenso dos pesquisadores no estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica única, com variações laterais e concordância nas idades das várias unidades. Baseando-se em BIONDI (1983), EBERT (1971), SCHOLL et al. (1980, 1982) e BIGARELLA & SALAMUNI (1958a e b), pode-se estabelecer uma coluna litoestratigráfica contendo da base para o topo: **Complexo Pré-Setuva** de idade do Proterozóico Inferior; **Grupo Setuva - Formação Perau** do Proterozóico Inferior e no topo **Grupo Açungui - Formação Capiu** do Proterozóico Médio a Superior (QUADRO 1).

A Sequência Turvo-Cajati, aflorante neste compartimento, ainda não foi suficientemente esclarecida. BIONDI (1983) a coloca indivisa, e os seus autores SILVA & ALGARTE (1981a e b) consideram-na complexa, havendo variações laterais e verticais, o que

FIGURA 4 - Diagrama Rb/Sr de referência para rochas da Formação Setúbal e Grupo Açungui (TEIXEIRA, 1982)

torna difícil uma caracterização litoestratigráfica.

No compartimento II observou-se que os pesquisadores apresentam concordância na interpretação da litoestratigrafia, entretanto cada autor estabelece a sua coluna, utilizando denominações próprias (QUADRO 1).

Observa-se um consenso quanto ao empacotamento das unidades como SCHOLL (1981), PIEKARZ (1981), FRITZSON JR. et al. (1982), HASUI et al. (1984c), CAMPANHA et al. (1985), BIONDI (1983). não obstante, há divergências quanto a considerar como pertencente a um Grupo Setuva separado do Grupo Açungui, FUCK et al. (1971), FRITZSON JR. et al. (op. cit.), BIONDI (op. cit.), SCHOLL (op. cit.), CHIODI FILHO (1984), CAMPANHA et al. (op. cit.); ou como sendo a Formação Setuva uma unidade basal do Grupo Açungui (PIEKARZ, 1981) e como pertencer, inclusive ao embasamento gnáissico migmatítico (HASUI et al., 1984c).

Quanto à idade, existe polêmica ao considerar o Complexo Setuva ora como do Proterozóico Médio (CHIODI FILHO, 1984, FRITZSON JR. et al., 1982, CAMPANHA et al., 1985), ora como do Proterozóico Inferior (BIONDI, 1983, SCHOLL et al., 1982), ou como Proterozóico Inferior ao Arqueano (HASUI et al. 1984c).

Nota-se que as diferenças entre os autores se referem ao posicionamento cronoestratigráfico, à denominação das unidades, ao comportamento estrutural, ao metamorfismo, às relações de contato etc., mas observa-se uma concordância quanto ao posicionamento litoestratigráfico (QUADRO 1).

No compartimento III ocorrem duas seqüências características denominadas de Formação Rio das Pedras, basal e Formação Iporanga, pertencentes ao Grupo Açungui "lato sensu", estudado por CAMPOS NETO (1983), DAITX et al. (1983), CHIODI FILHO (1984), entre outros. Em mapeamento geológico CAMPANHA et al. (1985) subdividem os meta-sedimentos em:

- **Formação Rio das Pedras** (seqüência basal) - ardósias e filitos em toda a unidade, com intercalações comuns de metabasitos, bem como de quartzitos, carbonatos filitos, meta-siltitos, filitos grafitosos em forma de lentes. Ocorrências restritas de formações ferríferas e metacherts.

Esta unidade sofreu processos intensos de deformação, não sendo, portanto, passível de se determinar a polaridade de suas

TABELA DE COMPILAÇÃO

COMPLEXO PRÉ-SETUVA (BASE)		
COMPARTIMENTO I	COMPARTIMENTO II	COMPARTIMENTO V
<p>rochas ortognáissicas grosseiras, leucognáisses, paragnáisses leucocráticos (Ebert, 1971); migmatitos e granitos de anatexia, localmente com anfíbolitos, metaultrabásitos, paragnáisses com intercalações de quartzitos (Schödl, 1982); gnáisses oclares interdigitados com migmatitos estromáticos, com gnáisses fitados, leucocráticos e xistos feldspáticos, gnáisses ofálmicos, mica-xistos, ultrabásitos, metabasitos e anfíbolitos. Gradação de gnáisses fitados e xistos feldspáticos para quartzitos (Biondi, 1983).</p>	<p>gnáisses, xistos, metabasitos (Marini et al., 1967); augen gnáisses, migmatitos e granitos de anatexia (Schödl, 1981); gnáisses e xistos associados (Piekartz, 1981); migmatitos estromáticos, augen-gnáisses, gnáisses graníticos gnáisses fitados, rochas metaultrabásicas, anfíbolitos e quartzitos (Fritzsens, 1982); leucognáisses, biotita gnáisses, anfíbolitos e quartzitos (paragnáisses) (Hasui et alii, 1984a); (Biondi, 1983 idem Compartimento I).</p>	<p>biotita-gnáisses, xistos gnáisses, gnáisses miloníticos, mica xistos, rochas quartzo-feldspáticas (Chiodi Fº et alii, 1983); augen-gnáisses, milonito-gnáisses, hornblenda-gnáisses, biotita-xistos-gnáisses e intercalações de anfíbolitos (Takahashi et alii, 1984); ortognáisses e gnáisses migmatizados (Bistricchi et alii, 1985).</p>
COMPLEXO SETUVA (TOPO)		
<p>sericita-quartzitos, quartzitos, filitos (Bigarella e Salomoni, 1956, 1958a e b) e/ou gnáisses, xistos, quartzitos, metabasitos (Marini et alii, 1967); e/ou quartzitos finos, micaxistos (Ebert, 1971); e/ou micaxistos e quartzitos e subordinadamente por cálcio-xistos, mármores dolomíticos, filitos com magnetita e quartzitos ferruginosos e conglomeráticos (Schödl, 1981); e/ou muscovita-biotita xistos com intercalações de cálcio-xistos, biotita-xistos, anfíbolito-xistos e quartzitos com gradações para quartzitos micáceos, mármores dolomíticos silíceos e micáceos bandados (Biondi, 1983); e/ou mica-xistos feldspáticos, micaxistos e paragnáisses com intercalações de mármores e de quartzitos e carbonatos-xistos (Campanha et alii, 1985).</p>	<p>gnáisses, xistos, quartzitos; metabasitos (Marini et alii, 1967); e/ou biotita-gnáisses, biotita-muscovita-xistos, biotita-quartzo-xistos com lentes de quartzitos puros, itabiritos, metabasitos e esporádicas lentes de mármores dolomíticos (Puck et alii, 1969); e/ou paragnáisses c/intercalações de quartzo-muscovita-biotita-xistos, na parte superior metabasitos com xistos e/ou paragnáisses, localmente orto ou para-anfíbolito, até migmatitos (Schödl, 1981); rochas quartzíticas (Piekartz, 1981); e/ou sequência quartzítica com quartzitos bem recristalizados de granulação fina a grossa, localmente feldspáticos e quartzitos muito finos (silicatos), xistos clásticos (Fritzsens, et alii, 1982); e/ou quartzitos finos a puros (metacherts) (Hasui et alii, 1984a).</p>	<p>quartzitos (Chiodi Fº et alii, 1983); e/ou metassedimentos migmatizados, mica-xistos, quartzo-mica-xistos, quartzitos grosseiros e quartzitos grosseiros feldspáticos, metaultrabásitos, metabasitos, diorito-gnáisses e quartzo-diorito-gnáisses com graus variáveis de migmatização (Bistricchi et alii, 1985).</p>
	<p>sequência química inferior com metacherts, metacherts com carbonatos, na base feldspáticos, metacherts ferruginosos a itabiritos.</p> <p>sequência química superior a clastoquímica, com mármores dolomíticos com metacherts, mármores calcíticos, metamargas e para-anfíbolitos, metapelitos carbonáticos.</p> <p>sequência vulcano sedimentar com filitos a quartzo-micaxistos, clorita-xistos carbonatados, com ortoanfíbolitos e filitos carbonosos (Schödl, 1981); e/ou</p> <p>sequência carbonática com cálcio-xistos, mármores calcíticos e dolomíticos, biotita-cálcio-xistos e rochas cálcio-silicáticas.</p> <p>sequência xistosa clástica com xistos fino a grosso e metabasitos e rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas (Fritzsens et alii, 1982); e/ou</p> <p>sequência carbonática pura a silicatada com cálcio e dolomitos, rochas cálcio-silicatadas e xistos grafitosos ou micáceos, a seguir, sobretudo, metapelitos diversos (xistos) com intercalações carbonáticas (dolomitos e calcários) e metavulcânicas (metabasitos, anfíbolitos) e mica xistos finos e filitos no topo (Hasui et alii, 1984a).</p>	<p>sequência cálcio-argilosa (calcários), xistos calcários, filitos e quartzitos e localmente metabasitos (Marini et alii, 1967); e/ou constituída por um "flysch" margoso (Puck et alii, 1971); e/ou</p> <p> fácies vulcano-sedimentar com delgados níveis de metapelitos, metapsanitos, rochas carbonáticas impuras (mármores silíceos) e rochas de origem ígnea (metabasitos a intermediárias) com metacherts mangano-ferruginoso.</p> <p> fácies carbonática com cálcio-xistos, mármores calcíticos, mica-xistos, quartzitos micáceos finos (Pontes, 1982); e/ou rochas cálcio-silicáticas, carbonatos xistos e metacalcários micaxistos subordinados e intercalações de metabasitos, anfíbolitos (Chiodi Fº et alii, 1983); e/ou carbonato-xistos com metacalcários calcíticos e dolomíticos, mica-xistos, metabasitos e filitos com intercalações de metapelitos (Takahashi et alii, 1984); e/ou rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, anfíbolitos metabasitos e metaultrabásitos (Bistricchi et alii, 1985).</p>

QUADRO 1 - Distribuição litoestratigráfica em três compartimentos tectônicos no Vale do Ribeira (ALMEIDA, 1985).

rochas. Consideram-na correlata à Formação Votuverava de BIGARELLA & SALAMUNI (1958a) e de BIONDI (1983); podendo, no entanto, ser correlata à Sequência Perau de PIEKARZ (1981) pelas suas características vulcano-sedimentares.

A sequência sobreposta, denominada **Formação Iporanga**, apresenta como litologia principal:

- meta-siltitos e filitos, carbonatos filitos, metarenitos e metaconglomerados polimíticos de matriz arcoseana, quartzitos com intercalações de meta-siltitos e metaconglomerados e metabrechas polimíticas de matriz filítica. As brechas apresentam seixos de filitos, quartzos, quartzitos, quartzitos microconglomeráticos, conglomerados diversos de gnaisses e granitóides.

Estas formações CAMPANHA *et al.* (1985) consideraram-nas como de idade do Proterozóico Médio a Superior.

No **compartimento IV** afloram rochas cujas características originais foram preservadas. CAMPANHA *et al.* (1986) denominaram de Subgrupo Lajeado as rochas expostas neste compartimento. Esse subgrupo corresponde à Formação Açungui III de MMJA/JICA (1983) e DAITX *et al.* (1983), Grupo Açungui "strictu sensu" de HASUI *et al.* (1984a), Formação Votuverava do Grupo Açungui "lato sensu" de CHIODI FILHO (1984), sequências Betari, Furnas-Lajeado, Serra da Boa Vista, Gorutuba de CAMPOS NETO (1983), bem como a Série São Roque de GEOFREY & SOUZA SANTOS (1942) e BARBOSA (1942).

CAMPANHA *et al.* (op. cit.) ao estudar em detalhe este compartimento subdividiram-no em sete formações que compoem o Subgrupo Lajeado, do Grupo Açungui (FIGURA 5).

A idade atribuída a esta unidade é motivo de controvérsia. CAMPANHA *et al.* (op. cit.) incluem o subgrupo entre o Proterozóico Superior e Médio, baseados nas datações Pb/Pb em galenas em veios que cortam unidades carbonáticas.

O **compartimento V** será discutido em detalhe no item 2.4.

No **compartimento VI** aflora a Formação Itaiacoca (ALMEIDA, 1956), que BISTRICHI *et al.* (1985) elevam-na a categoria de grupo, representado por quatro unidades litoestratigráficas que compõem basicamente quatro sequências, a seguir descritas:

- **Sequência basal** - essencialmente pelítica - com filitos e micaxistos finos, e outra sequência, a nível basal, de natureza psamopelítica, contendo metarenitos e meta-siltitos.

- **Sequência intermediária** - pelítica (na base), com interca-

FIGURA 5 - Coluna litoestratigráfica para o Subgrupo Lajeado (CAMPANHA et al., 1986).

lações de quartzitos finos, meta-siltitos caulíníticos e filitos, que passa a psamítica (no topo).

- Sequência de topo - essencialmente química a bioquímica, com porções clásticas e clastoquímicas subordinadas, representadas por mármore dolomíticos com intercalações de quartzitos finos.

Considera-se que a Formação Itaiacoca formou-se entre o Proterozóico Médio e Superior, devido à presença de estromatólitos *Conophyton* cf. *C. Garganicum* identificados por FAIRCHILD (1977). Sendo esta uma idade semelhante à do Grupo Açungui - Subgrupo Lajeado, que foi baseada nos dados radiométricos citados anteriormente.

Neste trabalho correlaciona-se os meta-sedimentos expostos região de Araçáiba (SP) com os meta-sedimentos da Formação Água Clara aflorantes no Estado do Paraná. Devido às dificuldades apresentadas acima não se correlacionou essa formação com a Formação, Grupo ou Complexo Setuva, originalmente definida por BIGARELLA & SALAMUNI (1956a e b). Cabe ressaltar que a Formação Água Clara foi estendida para a região de Araçáiba, do local onde foi originalmente definida (MARINI, 1967; PONTES, 1982), principalmente por sua continuidade física no mesmo compartimento tectônico (FIGURA 6), bem como pela similaridade litológica e ambiência sedimentar. Entretanto, observa-se que na região de Araçáiba a sequência é sedimentar com vulcânicas associadas, enquanto que a sequência exposta no Estado do Paraná é vulcano-sedimentar, onde o vulcanismo foi mais acentuado. Quanto à Formação Córrego dos Marques, sobreposta à Água Clara, é correlacionada com os grupos Itaiacoca e Açungui (BISTRICHI et al., 1985; CAMPANHA et al., 1985) por ser uma unidade de constituição semelhante às rochas desses grupos, onde estão preservadas, em parte, as estruturas reliquias, de acordo com as considerações de PETRI & SUGUIO (1969).

FIGURA 6 - Distribuição das unidades litoestratigráficas (CAMPANHA et al. 1987).

2.4 A Formação Água Clara no Vale do Ribeira (SP e PR)

A Formação Água Clara, desde sua denominação formal por MARINI et al. (1967), sofreu várias interpretações. Ela já ocupou uma posição estratigráfica de topo e de base no Grupo Açungui. Foi ainda considerada como pertencente ao Grupo/Complexo Setuva (ALMEIDA, 1987a).

2.4.1 Breve histórico

Importantes jazimentos minerais em rochas cristalinas e epimetamórficas do Paraná e sul-sudeste de São Paulo suscitaram o interesse e investigações desde o período colonial (DERBY, 1889, CALÓGERAS, 1905). Somente a partir do final do século XIX surgem os primeiros trabalhos de investigação geológica como meio de determinação da descoberta e controle destes recursos minerais. Esta necessidade aguçou-se a partir do começo do século XX até os tempos atuais, gerando um grande número de trabalhos de abordagem estratigráfica, estrutural, metamórfica, metalogenética e econômica.

A partir dos anos 50 há um forte incremento nos estudos do Pré-Cambriano paranaense, onde se desenvolveram os primeiros trabalhos de maior detalhe com uma cartografia mais precisa. Dentre eles destacam-se os trabalhos pioneiros de BIGARELLA & SALAMUNI (1956a e b).

Nestes últimos trabalhos BIGARELLA & SALAMUNI descrevem uma discordância entre a Série Açungui (OLIVEIRA, 1916 e 1927) e o embasamento cristalino, a leste de Rio Branco do Sul, no Morro do Setuva. Definem, como parte basal da Série Açungui, as rochas constituídas de sericita quartzitos, quartzitos, filitos, com ausência de rochas calcárias, que denominaram de Formação Setuva. Sobrepondo-se provavelmente em discordância angular, teriam se depositado rochas calcárias dolomíticas, com estratificação cruzada (BIGARELLA, 1948) e quartzitos predominantes; com filitos comumente no topo e localmente itabiritos intercalados. A esta sequência essencialmente carbonática, sobreposta, denominaram de Formação Capiuru, onde descrevem a presença de estruturas organo-

gênicas do tipo *Collenia* sp. Estruturalmente caracterizam o Anticlinal do Setuva. Posteriormente, esses autores (1958a) identificam uma unidade estratigráfica diferenciável das duas anteriores, por apresentar características litológicas e estruturais peculiares, as quais ocorrem a noroeste de Rio Branco do Sul. A esta seqüência denominaram de Formação Votuverava, situada no topo da Série Açungui. Trata-se de uma unidade constituída de dolomitos, quartzitos, filitos rítmicos com presença de metabasitos intercalados.

MARINI et al. (1967) reafirmam os estudos anteriores de BIGARELLA & SALAMUNI (1956a e b, 1958a e b) no que se refere à estratigrafia e definem como grupo a então denominada Série Açungui, a qual atribuem idade do Pré-Cambriano Superior. Reafirmam, também, a discordância angular entre as formações Setuva e Capiçu, mas alegam que não está esclarecida a discordância entre a Formação Setuva e o embasamento cristalino. Identificam uma nova formação, que denominam de Formação Água Clara, e a colocam no topo do Grupo Açungui. Segundo os autores, esta formação encontra-se em aparente discordância sobre a Formação Votuverava, na porção noroeste da Folha Geológica Rio Branco do Sul (escala 1:100 000).

MARINI (1970) mapeia a Folha Rio Branco do Sul mantendo as considerações anteriores, enquanto que EBERT (1971) trouxe à tona a discussão sobre o empilhamento observado no Grupo Açungui, o qual considerou ser tectônico ("nappes") e não necessariamente estratigráfico. Este último autor, em perfil realizado na Rodovia Bocaiúva do Sul-Tunas, reestuda o Anticlinal do Setuva, após o que reafirma a posição basal da Formação Setuva no Grupo Açungui, atribuindo-lhe metamorfismo e deformação mais fortes, simplesmente pela sua posição mais basal no miogeossinclínio e para o Pré-Setuva um caráter eugeossinclinal. Considera as rochas gnáissicas do Pré-Setuva como uma porção superior do cristalino, que ainda se encontraria preservado. Considera que todos os contatos litológicos observados no perfil são de caráter tectônico, encontrando-se concordantes entre si as várias seqüências. Analisando os contatos, que também considera como tectônicos, entre as formações Capiçu, Votuverava e Água Clara, sugere que cada pacote corresponderia a uma "nappe", sendo a sobreposição não necessariamente de natureza estratigráfica. Admite a hipótese de que

essas formações sejam sincrônicas e que suas posições atuais sejam devidas a um processo de acavamento por "nappes".

Coube a SCHOLL (1981) reconsiderar a posição estratigráfica da Formação Água Clara, admitindo-na basal ao Grupo Açungui. Isso foi corroborado por PONTES (1982), que a subdividiu em duas fácies : uma basal, vulcano-sedimentar, e outra essencialmente carbonática.

SCHOLL et al. (1982) restringiram a abrangência do Grupo Açungui desmembrando partes de suas formações, sendo a Formação Setuva considerada seu embasamento, com hiato metamórfico-estrutural, a separá-la das unidades sobrepostas mais jovens. Alegaram que a Formação Água Clara não se enquadra nesse contexto, mas equipararam-na regionalmente à Formação Setuva em termos de idade.

Uma reorganização das unidades geológicas maiores do nordeste paranaense foi proposta por FRITZSON JR. et al. (1982). Estes autores agruparam no Grupo Açungui (Proterozóico Superior), as formações Capiu e Votuverava conforme SCHOLL et al. (1982), e no Grupo Setuva (Proterozóico Médio) as formações Água Clara (topo) e Perau (base)

Na área da Folha Capão Bonito, CHIODI FILHO et al. (1983) reconheceram a Formação I, basal do Grupo Açungui, interpretação que assim foi entendida e estendida por TAKAHASHI et al. (1984) para a região da Folha Guapiara, onde foi denominada Faixa Água Clara e pertencente ao Grupo Setuva. Com a denominação de Formação Água Clara, CHIODI FILHO (1984) estendeu esta proposta para o Vale do Ribeira no sentido de PONTES (1982), corroborando com o empilhamento e denominação de FRITZSON JR. et al. (1982) para o Grupo Setuva.

Em importantes revisões feitas por HASUI et al. (1984a, b e c) apresenta-se um novo modelo evolutivo para as supracrustais e seu embasamento. Nesses trabalhos concluiu-se que o Grupo Açungui é bastante restrito em área, redefinindo-se o Complexo Setuva com abrangência bastante significativa frente às áreas de supracrustais, englobando as unidades cuja principal característica é a forte deformação a baixo ângulo, suposta como originada de importantes cavalgamentos crustais que deformaram as rochas num estado dúctil através de cisalhamento simples. Entre estas unidades

estão incluídos os litotipos da Formação Água Clara.

Nas folhas Barra do Chapéu e Araçaíba (SP), BISTRICHI et al. (1985) identificaram o Complexo Setuva indiviso, que corresponde em parte à Formação Água Clara, tratando-se de litotipos gerados num ambiente com deposição de rochas carbonáticas e silicáticas com indicações também de provável ambiente vulcano-sedimentar.

Em mapeamento recente das folhas de Engenheiro Maia e Ribeirão Branco (SP), TAKAHASHI et al. (1986) identificaram a continuidade dos meta-sedimentos mapeados nas folhas Araçaíba e Barra do Chapéu. Adotaram o termo Formação Água Clara incluída no Grupo Setuva segundo FRITZSONS et al. (op. cit.) e cujos litotipos são correlacionáveis à Faixa Água Clara de TAKAHASHI et al. (1984).

Em 1986, HASUI, em trabalho de síntese, separou a região do Vale do Ribeira em dois grandes domínios tectônicos denominados blocos Vitória (a sudeste) e São Paulo (a noroeste), separados pelo Lineamento Lancinha-Itapeúna. Admite ter havido um cavalgamento do bloco Vitória sobre o bloco São Paulo através do desenvolvimento de movimentações de baixo ângulo ocasionadas por deslocamentos crustais ocorridos no Arqueano. A movimentação dos grandes blocos vincula-se à generalizada deformação por cisalhamento simples, dúctil de baixo ângulo, que se desenvolveu na sutura Lancinha-Itapeúna. No bloco Vitória, o autor separa o Complexo Costeiro, pertencente ao embasamento mais antigo do Grupo Setuva, que considera como a supracrustal mais antiga desse bloco. Ainda este autor afirma que o Complexo Apiaí-Mirim (CHIODI FILHO et al., 1983) representa o embasamento mais antigo do bloco São Paulo onde depositaram-se as supracrustais mais antigas desse bloco, englobando-as num Grupo Ribeira indiviso. Sobrepostas a esse conjunto litológico o Grupo Açungui "strictu sensu" (HASUI et al., 1984a), exposto em quatro bacias representadas pelas formações Itaiacoca, Antinha, Capiçu e pelo Subgrupo Lajeado de CAMPANHA et al. (1985). Essas unidades supracrustais foram consideradas como sendo do Proterozóico Médio.

Nesse contexto, HASUI (1986) inclui as formações Água Clara e Perau, bem como partes dos meta-sedimentos do Grupo Itaiacoca no Grupo Ribeira indiviso.

CAMPANHA et al. (1987) propõem um modelo de organização litostratigráfica e evolução tectônica para a faixa de dobramentos Apiaí. Consideram o maciço Catas Altas como uma zona de diver-

vergência axial, com intrusões granitóides, básicas e ultrabásicas diversas, feições dômicas e porções do embasamento soerguido. As feições deformacionais e metamórficas observáveis, segundo estes autores, não se compatibilizam com a caracterização do Maciço Catas Altas de natureza rígida durante os eventos tectonometamórficos que afetaram o Grupo Açungui, conforme proposto originalmente por HASUI et al. (1984b). Dessa forma levantam a hipótese de ser o Maciço Catas Altas um arco magmático associado à fusão de crosta oceânica subductada. Consideram que ocorreu subducção de placa oceânica de SE para NW e posterior colisão continental. E que a área compreendida pelas formações Iporanga e Rio das Pedras (Perau) corresponderia à região de uma zona de sutura relacionada com a subducção de SE para NW devido à disposição das estruturas que apresentam uma vergência para SE. O mesmo ocorre com o Grupo Itaiacoca, entretanto com as estruturas apresentando uma vergência axial para NW. Assim, entre a Formação Itaiacoca e o Subgrupo Lajeado ocorre o Maciço Catas Altas constituído pelo Complexo Apiaí-Mirim e pela Formação Água Clara, afetados por intrusões granitóides de naturezas diversas. Sugerem que o ambiente de sedimentação do Grupo Açungui ocorreu em condições miogeossinclinais, tipo plataforma continental, segundo PETRI & SUGUIDO (1969). Em suma os autores propõem um embasamento para sudeste, supondo que o Rio das Pedras tenha-se depositado em zonas eugeossinclinais, com a presença de metabasitos, que viriam a indicar possíveis restos de fundo oceânico. Quanto à Formação Água Clara, os autores não teceram considerações litoestratigráficas, sugerindo que os meta-sedimentos desta unidade encontram-se mais deformados que os do Subgrupo Lajeado, sendo estas as diferenças entre as duas unidades (Vide Seção Geológica Regional G-H - DESENHO 2).

2.4.2 Litoestratigrafia

A Formação Água Clara é estudada em detalhe por PONTES (1982) nas cabeceiras do Rio Açungui no Estado do Paraná (compartimento V) (FIGURA 6). Inicialmente, ao redefini-la, confirma as observações anteriores de que as rochas que a compõem constituem uma unidade litoestratigráfica perfeitamente individualizada de

acordo com MARINI et al. (1967), concluindo que sua posição estratigráfica é, sem dúvida, basal no Grupo Açungui. No entanto, admite que essa unidade pode pertencer a um ciclo geotectônico anterior.

Litologicamente, PONTES (op. cit.) considera como sendo uma unidade composta por duas fácies: uma vulcano-sedimentar, basal, e outra essencialmente carbonática.

A primeira delas, a **fácies vulcano-sedimentar**, é caracterizada por uma associação rítmica de seus diferentes termos litológicos representados por delgados níveis de metapelitos, metapsamitos, rochas carbonáticas impuras (mármore silicosos) e rochas de origem ígnea, indicando um ambiente marinho profundo (segundo SELLEY, 1978, apud PONTES, op. cit.).

As rochas clásticas nesta fácies são representadas por quartzo-micaxistos, de granulação fina, e quartzitos finos micáceos. Intercaladas no pacote de rochas carbonáticas, são comuns metamargas e mármore impuros ou raramente puros.

Dentre as meta-ígneas destacam-se rochas vulcânicas intermediárias e básicas e anfibolitos diversos. Ocorrem, também, metatufitos básicos e metandesitos. Neste nível ocorrem, ainda, delgadas intercalações de formações ferro-manganesíferas (metachert mangano-ferruginoso) às vezes bandado.

A **fácies carbonática** é composta por uma sequência predominantemente carbonática, com raras intercalações de rochas pelito-clásticas, como os cálcio-xistos, mármore calcíticos, micaxistos e quartzitos micáceos finos. Os mármore são foliados, sendo que nos mármore impuros observam-se micas que se desenvolvem paralelamente aos planos de estratificação ou foliação de transposição, o que os diferencia dos mármore da Formação Votuverava, que são maciços, micríticos e nunca foliados.

A Formação Água Clara encontra-se na porção basal do Grupo Açungui, sotoposta à Formação Votuverava. Entretanto, há fortes suspeitas, como observa PONTES (op. cit.), que essa formação tenha sido formada em um ciclo geotectônico mais antigo. Essa hipótese é baseada na presença de transposição, deformação e metamorfismo, mais intensos do que deposição da Formação Votuverava. Desta forma, as formações Água Clara e Votuverava apresentam um nítido contraste estrutural e metamórfico entre si. Este

autor posiciona a Formação Água Clara como tendo sido formada em época anterior ao Ciclo Brasileiro, provavelmente no Proterozóico Médio.

Esta posição estratigráfica assumida pelo autor citado se baseia no trabalho de síntese de FRITZSON JR. et al. (1982), no entanto discorda destes quando coloca a Formação Água Clara como base do Grupo Açungui, enquanto que esses autores (FRITZSON JR. et al., op. cit.) a colocam no Grupo Setuva, sobrepondo a Formação Perau.

BIONDI (1983), no Mapa Geológico do Estado do Paraná, reconheceu a Formação Água Clara, colocando-a no topo do Grupo Setuva, sobreposta à Formação Perau, tal como FRITZSON JR. et al. (1982).

No Estado de São Paulo, CHIOLDI FILHO et al. (1983) mapearam a Folha de Capão Bonito, no extremo nordeste do Compartimento V. Reconheceram um embasamento Pré-Açungui constituído de rochas gnáissicas designando-as como Suíte Metamórfica Apiaí-Mirim e Suíte Metamórfica Rio Abaixo, de idade Arqueana - Proterozóico Inferior. Sobreposto a esse embasamento ocorre o Grupo Açungui, subdividido em três formações denominadas de I, II e III, correlatas às formações Açungui I, Açungui II e Açungui III do Projeto Anta Gorda (MMJA/JICA, 1981, 1982, 1983), às quais são atribuídas idade do Proterozóico Médio a Superior. Assim sendo, estabelecem uma coluna litoestratigráfica da base para o topo:

a) Suítes metamórficas Apiaí-Mirim e Rio Abaixo, contendo biotita gnaisses, xistos gnaissóides, gnaisses miloníticos, mica-xistos, rochas quartzo-feldspáticas;

b) Grupo Açungui, Formação I - Fácies Inferior (correlacionáveis à Formação Água Clara), que corresponde a um nível basal de quartzitos, ao qual se sobrepõem rochas cálcio-silicáticas, carbonato xistos e metacalcários; subordinadamente ocorrem micaxistos e intercalações de metabasitos, anfibolitos e carbonato anfibolitos distribuídos por todo o pacote;

c) Grupo Açungui, Formações I e II, constituídas de metasedimentos diversos, correlacionáveis à Formação Votuverava.

TAKAHASHI et al. (1984) mapearam a Folha Guapiara, segundo a mesma nomenclatura adotada para a Folha Capão Bonito, acima descrita. Nesses termos estabelecem a seguinte coluna litoestratigráfica para o Compartimento V em questão, da base para o topo:

a) **Suítas metamórficas Santana e Apiaí-Mirim - Embasamento Arqueano indiviso** - com augen gnaisses, milonito gnaisses, hornblenda gnaisses, biotita xistos gnaissóides e intercalações de anfibolitos;

b) **Grupo Setuva - Faixa Água Clara - Proterozóico Médio** - constituída de carbonato xistos com associações subordinadas de metacalcários calcíticos e dolomíticos, micaxistos, metabasitos e filitos. Intercalados, ocorrem meta-siltitos e sericita xistos e metabasitos, incluindo anfibolitos e metagabros;

c) **Grupo Açungui (Formação Votuverava) - Proterozóico Superior** - com meta-sedimentos diversos.

BISTRICHI et al. (1985) mapearam as folhas Araçaíba e Barra do Chapéu. Neste Compartimento V identificam rochas do Complexo Pré-Setuva atribuída ao Arqueano; rochas do Complexo Setuva, onde encontram-se incluídos os meta-sedimentos atribuídos à Formação Água Clara, do Proterozóico Inferior e rochas da Formação Córrego dos Marques, correlacionáveis ao Grupo Açungui do Proterozóico Médio ao Superior.

Estabelecem uma coluna litoestratigráfica, da base para o topo, a seguir descrita:

a) **Complexo Pré-Setuva** - formado de ortognaisses de composição variada (granítica e granodiorítica, sienítica a quartzomonzogábrica) e gnaisses parcialmente migmatizados;

b) **Complexo Setuva** - com meta-sedimentos migmatizados, micaxistos, quartzomixistos, quartzitos grossos e quartzitos feldspáticos, anfibolitos metabasíticos, anfibolitos metaultrabásicos, ortoanfibolitos, diorito-gnaisses e quartzodiorito-gnaisses. Rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, carbonatos impuros, com intercalações de metabasitos, quartzitos e xistos diversos.

O Complexo Setuva apresentaria, desta forma, uma sequência terrígena configurada essencialmente pelos micaxistos e quartzitos aluminosos, jazendo sob uma sequência vulcano-sedimentar representada principalmente pelas rochas cálcio-silicáticas e litotipos diversos associados (correlacionáveis à Formação Água Clara); e uma suíte magmática (vulcânica, total ou parcialmente), representada pelos metabasitos, metaultramafitos e orto-anfibolitos gnaissificados, exposta na Folha Barra do Chapéu e interca-

lada na seqüência vulcano-sedimentar;

c) **Formação Córrego dos Marques** - meta-sedimentos diversos.

TAKAHASHI et al. (1986) reconhecem, nas folhas de Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, litotipos pertencentes ao Complexo Metamórfico Apiaí-Mirim, em continuidade às rochas desse complexo, mapeadas nas folhas Guapiara e Capão Bonito, de idade atribuída ao Arqueano indiviso. Sobrepondo, ocorrem rochas pertencentes ao Grupo Setuva, correlacionáveis à Faixa Água Clara de TAKAHASHI et al. (1984) e contínuas aos litotipos do Complexo Setuva mapeados nas folhas de Araçaíba e Barra do Chapéu, a sul. A esta faixa atribuem idade do Proterozóico Inferior.

Estabelecem como coluna litoestratigráfica a seguinte seqüência, da base para o topo:

a) **Complexo Apiaí-Mirim** - com gnaisses diversos representados por granitos gnáissicos porfiroblásticos e paragnaisses. Embutidos nessa seqüência ocorrem encraves de metamorfitos parade-rivados, tais como: rochas cálcio-silicáticas e mármore, quartzitos, tremolita-talco xistos e mais restritamente paranfibolitos.

b) **Grupo Setuva (Faixa Água Clara)** - com rochas metacarbonáticas e cálcio-silicáticas e quartzitos intercalados.

Observa-se, pelo exposto, que cada autor, estudando um determinado local, estabelece uma coluna litoestratigráfica utilizando-se de descrições litológicas e denominações próprias, o que torna difícil a compreensão do empacotamento e das relações entre as várias unidades. Sabendo-se que há variações faciológicas, tanto lateral como verticalmente, em cada região onde se expõem as rochas de um determinado conjunto litológico e que este tem continuidade geográfica, pode-se, então, estabelecer uma coluna litoestratigráfica para o Compartimento V respeitando as observações de cada pesquisador (QUADRO 2).

2.4.3 Metamorfismo e Deformação

MARINI et al. (1967) consideram os meta-sedimentos da Formação Água Clara pertencentes a um grau metamórfico regional correspondente a fácies xistos verdes, mas admitem variações poli-metamórficas por metamorfismo de contato, atingindo a fácies dos cornubianitos hornblêndicos (TURNER & VERHOOGEN, 1960, 1963 apud

Grupo Açungui - Formação Água Clara ou Grupo Açungui - Formação I - Fácies Superior ou Grupo Setuva - Formação Água Clara ou Grupo Setuva - Faixa Água Clara ou Complexo Setuva indiviso ou Complexo Setuva - Sequência química a clasto-química

- Sequência cálcio-argilosa - calcários, xistos calcários, filitos e quartzitos e localmente metabasitos (MARINI et al., 1967) e/ou
- Sequência constituída por um "flysch" margoso (FUCK et al., 1971) e/ou
- Fácies vulcano-sedimentar - com delgados níveis de metapelitos, metapsamitos, rochas carbonáticas impuras (mármore silicosos) rochas de origem ígnea (metabasitos a intermediária básica) com metacherts mangano-ferruginoso
- Fácies carbonática - com cálcio-xistos, mármore calcíticos, micaxistos, quartzitos micáceos finos (PONTES, 1982) e/ou
- Rochas cálcio-silicáticas - carbonatos xistos e metacalcários, micaxistos subordinados e intercalações de metabasitos, anfibolitos (CHIODI FILHO et al., 1983) e/ou
- Carbonato-xistos - com metacalcários calcíticos e dolomíticos, micaxistos, metabasitos e filitos com intercalações de metabasitos (TAKAHASHI et al., 1984) e/ou
- Rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, anfibolitos metabasíticos e metaultrabasíticos, quartzitos e metacalcários impuros (BISTRICHI et al., 1985) e/ou
- Rochas metacalcárias, cálcio-silicáticas e quartzitos (TAKAHASHI et al., 1986)

Grupo Açungui - Formação I - Fácies Inferior ou Grupo Setuva-Faixa Água Clara ou Complexo Setuva - Sequência Psamítica

- quartzitos maciços de grã fina a média, quartzitos sacaróides grosseiros e friáveis, às vezes micáceos e conglomeráticos. Intercalações de metaconglomerado oligomítico e micaxistos. Intercalações de metabasitos e carbonato anfibolitos. Rumo ao topo, carbonato xistos com mica-xistos e metacalcários; cálcio-silicáticas, mármore diversos. (CHIODI FILHO et al., 1983) e/ou
- metassedimentos migmatizados, micaxistos, quartzo-micaxistos, quartzitos grosseiros e quartzitos grosseiros feldspáticos, metaultrabasitos, metabasitos, diorito-gnaisses e quartzo-diorito-gnaisses com graus variáveis de migmatização (BISTRICHI et al., 1985)

Complexo Pré-Setuva ou Complexo Apiaí-Mirim ou Embasamento Cristalino

- biotita-gnaisses, xistos gnaisses, gnaisses miloníticos, micaxistos, rochas quartzo-feldspáticas (CHIODI FILHO et al., 1983) e/ou
- augen-gnaisses, milonito-gnaisses, hornblenda-gnaisses, biotita-xistos-gnaissóides e intercalações de anfibolitos (TAKAHASHI et al., 1984) e/ou
- ortognaisses e gnaisses migmatizados (BISTRICHI et al., 1985).

QUADRO 2 - Coluna litoestratigráfica do Compartimento V (do topo para a base).

MARINI et al., op. cit.).

FUCK et al. (1971) consideram que a Formação Água Clara possui um grau metamórfico levemente acentuado que as formações Capiru e Votuverava, atingindo a subfácies quartzo-albita-epídoto-biotita da fácies xistos verdes. Estruturalmente apresenta camadas dobradas isoclinalmente com vergência para sudeste. Descrevem que esta formação repousa em aparente discordância sobre a Formação Votuverava.

PONTES (1982) analisa o metamorfismo regional que afetou as rochas da Formação Água Clara e conclui que o metamorfismo atingiu o grau fraco de WINKLER (1977) nas metamargas da porção litoestratigráfica superior, estudando as paragêneses minerais clorita-biotita-muscovita-quartzo ou clorita-tremolita-albita-quartzo e outras. A mesma fase de metamorfismo teria ocorrido nas rochas magmáticas básica e intermediárias. Este evento metamórfico regional teria se desenvolvido em associação à primeira fase de deformação, na qual foram geradas dobras isoclinais de fluxo. Identificou três fases de deformação, sendo que na primeira as dobras são do tipo similar, quase sempre rompidas, com intensa transposição da estrutura reliquiar (S_0). Na região de São Domingos e São Silvestre essas dobras isoclinais apresentam planos axiais sub-horizontalizados. A segunda fase produz dobras apertadas a localmente isoclinais com planos axiais subverticalizados e eixos orientados para NE-SW. E a terceira fase corresponderia a dobras abertas com clivagem de fratura plano-axial, de direção NW-SE e subverticalizadas. O autor notou a presença de superposição de fases de dobramentos, através de figuras de interferência dos tipos 2 e 3 de RAMSAY (1977), principalmente entre as foliações S_0 , S_1 e S_2 . Conforme idéias já estabelecidas por outros pesquisadores, que as fases S_2 e S_3 de deformação são sincrônicas à deformação das seqüências de cobertura, no Ciclo Brasileiro, verificou ainda semelhanças nos estilos de dobras entre a segunda fase de deformação (F_2) que afetou a Formação Água Clara com a primeira fase (F_1) da Formação Votuverava sobreposta, sugerindo que essas duas fases tenham sido originadas no mesmo evento. Sugere que, associado a essa última fase de deformação, desenvolveu-se um retrometamorfismo na Formação Água Clara.

HASUI et al. (1984b) consideram todo o Compartimento V

(FIGURA 3) como pertencente ao Complexo Setuva, denominando-o de Maciço Catas Altas. Argumentam que as rochas sofrem imbricamentos complexos, dificultando considerações de ordem estratigráfica e faciológica, e, assim sendo, não subdividindo esse complexo. Consideram que essas rochas sofreram intensa deformação de transposição, achatamento, lenticularização, desenvolvendo uma lineação marcante, com até deslocamentos e fluxo de materiais, gerando dobras intrafoliais até métricas, desenhadas pela foliação ou não, tendo ou não uma xistosidade plano-axial, bem como a presença de dobras em bainha. A essa deformação intensa atribuem um evento de cisalhamento simples e dúctil de baixo ângulo de mergulho.

CHIODI FILHO et al. (1983) correlacionam a Formação I (Grupo Açungui) ao Grupo Setuva, no sentido de FRITZSON JR. et al. (1982), no entanto não observaram a existência de discordâncias marcantes entre esta e as outras unidades do Grupo Açungui. Em função destas observações, CHIODI FILHO et al. (op. cit.) colocaram todas as formações assinaladas no Grupo Açungui, mas admitindo que a Formação I apresentava uma foliação S_1 paralela a sub-paralela ao acamamento reliquiar S_0 ; enquanto que nas formações II e III a foliação S_1 dispõe-se, na maioria dos casos, em ângulo com S_0 . Assim, atribuem dobramentos mais cerrados aos níveis inferiores da sequência Açungui. Não teceram considerações sobre o metamorfismo.

TAKAHASHI et al. (1984) consideram que houve três fases de dobramentos no Grupo Setuva, sendo a primeira fase de caráter isoclinal, e as posteriores, dobramentos abertos e ondulações suaves, respectivamente.

BISTRICHI et al. (1985), nas folhas Araçaíba e Barra do Chapéu, identificam uma fase de deformação F_n que gerou uma foliação de transposição desenvolvida generalizadamente nas rochas do Complexo Setuva. Caracterizam-na por apresentar um bandamento tectônico com aparência de acamamento reliquiar, configurado por bandas alternadas de espessura centimétrica a decimétrica de composições variadas. Paralela a esse bandamento, desenvolve-se uma xistosidade. A forte transposição é definida por restos de dobras intrafoliais, "boudinagem" de camadas mais competentes, estiramento de grãos minerais formando bastonetes lineares, além da presença de dobras em bainha, estas ocorrendo principalmente

nos mármore. Essa foliação foi denominada de superfície S pelos referidos autores, que não descartaram a possibilidade de existirem estruturas de fases anteriores que, no entanto, não puderam ser identificadas. As dobras intrafoliais observadas apresentam uma xistosidade dobrada, paralela ao bandamento composicional, junto a outras evidências que levaram HASUI et al. (1984b) a sugerirem que elas tenham sido originadas numa deformação progressiva relacionada a um evento de cisalhamento simples em regime dúctil, representando um processo de transposição a baixo ângulo, que teria afetado tanto o Complexo Setuva como seu embasamento. BISTRICHI et al. (op. cit.) reconheceram duas clivagens de crenulação sobrepostas à foliação S . Essas foliações foram designadas como S e S , e ocupam posição plano-axial às dobras D_{n+1} e D_{n+2} , respectivamente.

2.4.4 Potencialidades Econômicas da Formação Água Clara

A Formação Água Clara, no Estado do Paraná, apresenta características de uma seqüência vulcano-sedimentar, localmente rica em rochas básicas e intermediárias (metatufitos básicos, anfibolitos e meta-andesitos) que permitem considerá-la como uma unidade com perspectivas no campo da prospecção mineral (PONTES, 1982).

Algumas características geológicas da faciologia sedimentar desta formação sugerem ter condições muito favoráveis para a ocorrência de depósitos de metais básicos, dentro do modelo exalativo-sedimentar ou exalativo-vulcânico (SAWKINS, 1976; HUTCHINSON, 1977; EVANS, 1980, apud PONTES, 1982). Baseando-se nestes fatos, PONTES (op. cit.) descreve tal fácies:

a) ambiente de deposição marinho profundo, com sedimentos pelíticos e intercalações de rochas carbonáticas, metatufitos básicos, anfibolitos, metavulcânicas intermediárias e sedimentos químicos;

b) generalizada presença de sulfetos (pirrotita, pirita, calcopirita e mais raramente galena), disseminados nas rochas dessa fácies;

c) consistentes anomalias geoquímicas de sedimentos de corrente, para os elementos Zn, Cu e Pb associados às rochas dessa

fácies. Valores elevados para esses elementos têm sido constatados na litogeoquímica.

Para a fácies carbonática destacam-se as seguintes potencialidades econômicas:

- calcário para cimento Portland em algumas intercalações mais espessas de mármore calcíticos;

- depósitos de Pb e Zn associados ao modelo carbonático de água rasa, bem como pequenas ocorrências de galena (Pinhal Grande e Açunguizinho) associadas às rochas dessa fácies;

- depósitos tipo "skarn" evidenciado nas ocorrências de cobre da região de São Sebastião, as quais constam principalmente de malaquita e bornita, impregnando os mármore da Formação Água Clara, localmente escarnitizados.

Já no Estado de São Paulo, essa formação geológica apresenta potencialidade para minerais metálicos, com possibilidades de mineralizações de Pb, Cu, Zn e Ag, do tipo sedimentar-exalativa, verificada nas ocorrências da CIL, João Neri e COBRASIL na Folha Guapiara (TAKAHASHI et al., 1984). Essas ocorrências de minerais metálicos encontram-se associadas a níveis de barita concordantes com carbonatos xistos, encaixantes, estudadas por KNECHT, em 1928 e 1938 (apud TAKAHASHI et al., op. cit.) Elas revelam um ambiente metalogenético altamente favorável, onde a barita constitui um dos principais metalotectos dessas mineralizações estratiformes, também observadas na mina do Perau, no Estado do Paraná.

Mais a sudoeste, na Folha Araçaíba, região do Bairro do Lajeado, MELLO & SILVA (1987) observaram importante sítio de mineralizações diversas. Estão ali presentes scheelita e powellitita, no contato entre o Granito Barra do Chapéu, da Suíte Três Córregos e as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara, como resultantes da ação meta-somática; sulfetos (pirita e pirrotita) esparsos nas rochas cálcio-silicáticas, metabásicas e, mais freqüentemente, nos mármore aí aflorantes e secundário de cobre (malaquita) em raros pontos de veios de quartzo; e ouro e scheelita em pontos comuns de amostragem de concentrados de bateia. Nesse trabalho de detalhe os autores destacam as ocorrências de ouro aluvionar como as mais expressivas e importantes da área estudada. Verificaram também teores auríferos da ordem de 1600 ppm em concentrados e a relação direta desse elemento com uma

seqüência de mármore impuros com cristas quartzosas em forma de lentes alongadas. Essa seqüência encontra-se alinhada com a foliação regional do pacote vulcano-sedimentar, também coincidente com linhas de falhas e fraturas concordantes (DESENHO 3 - Domínio Estrutural IV). Aventam, esses autores, que um maior interesse prospectivo se volta para mineralizações auríferas primárias, ao estarem concentradas nos filões quartzosos associados às rochas carbonáticas.

3 GEOLOGIA LOCAL

3.1 Rochas

As unidades litoestratigráficas expostas na área de estudo estão figuradas no mapa geológico-estrutural (DESENHO 2) e os dados petrográficos das rochas descritas neste item encontram-se nas TABELAS 1 a 7 do item 3.7.

3.1.1 Ortognaisses (PIeG)

Sob esta designação estão agrupados gnaisses diversos quanto à composição, textura e granulação. Esta unidade encontra ampla distribuição na porção norte da área de estudos, estendendo-se para oeste e noroeste, para as folhas de Barra do Chapéu, Ribeirão Branco, Engenheiro Maia; e para nordeste, para as folhas de Guapiara e Capão Bonito.

Petrograficamente engloba termos com composição extremamente variada de granítica a granodiorítica, sienítica e quartzo monzogábrica, com granulação em geral fina a média, e porções porfiroblásticas. São rochas que apresentam textura granular hipidimórfica e blastomilonítica, localmente granoblástica, com foliação bem marcada e coloração cinza de várias tonalidades. Em termos de composição, apresentam plagioclásio, geralmente oligoclásio a andesina, feldspato potássico e quartzo em quantidades variadas, onde os máficos predominantes ora são hornblenda, ora biotita, enquanto que apatita, titanita, alanita, zircão, muscovita, granada e opacos podem estar presentes como acessórios.

Os gnaisses possuem matriz predominantemente orientada,

constituída de feldspatos alongados com formas amendoadas e prismáticas, desde anédricas a subédricas; de quartzos hialinos a leitosos estirados, na forma de lentes amendoadas e de bastonetes; e de biotita e anfibólios orientados segundo o alongamento maior dos minerais. Ocorrem, geralmente dispersos na matriz, megacristas de feldspato rosado (microclíneo), centimétricos (2 a 3 cm), de forma prismática e amendoada, englobando biotitas.

As rochas gnáissicas apresentam-se geralmente onduladas, com mergulhos suaves a sub-horizontais e mais localizadamente com ondulações mais intensas. Nesses locais são observadas zonas de aspecto mais fluido com granulação fina, constituídas de quartzo e feldspato. Nestas zonas há desenvolvimento de planos de movimentação em estado dúctil (FOTOS 1, 10 e 11), podendo ser denominadas de zonas de cisalhamento dúctil mais intenso (Pontos AR-469 e AR-193A). A intensidade desse evento aumenta ou está realçada nas proximidades dos contatos com as supracrustais, onde se observa o aumento da espessura dessas zonas de movimentação e onde há desenvolvimento de bandas de material quartzo-feldspático, identificado, petrograficamente como aplito, com texturas blastomiloníticas e xenomórficas típicas. Essas bandas aplíticas alternam-se com bandas de rocha gnáissica de granulação grossa e textura granular hipidiomórfica a granoblástica, onde há concentração de minerais máficos como biotita, hornblenda, opacos, titanita, e traços de zircão, epidoto, apatita e alanita.

Os gnaisses, principalmente os biotíticos, podem apresentar intercalações de "lentes" de diversas dimensões de quartzitos e/ou micaxistos. Essas lentes provavelmente devem corresponder a lascas de supracrustais embutidas por processos tectônicos nas rochas gnáissicas e muitas vezes não são mapeáveis.

Ocorrem também intercalados nos gnaisses, não apresentando relações claras de contato, pequenos corpos de rochas metabásicas e mesmo metaultrabásicas, que podem representar farrapos de produtos de magmatismo, tanto pré como pós-gnaissificação.

Os gnaisses exibem contatos concordantes com o bandamento das rochas cálcio-silicáticas (como visto nos Pontos AR-40, AR-79 e AR-246) e com a foliação (xistosidade) dos xistos e quartzitos (Pontos AR-241 e AR-245). Em alguns locais, verifica-se o cavalgamento das rochas gnáissicas sobre as rochas cálcio-silicáticas

(Ponto AR-39).

Devido à falta de boas exposições, o contato com o granito Barra do Chapéu, da Suíte Três Córregos, foi traçado quase que exclusivamente por fotointerpretação apoiado em poucos dados de campo. Em raras exposições foram verificadas relações de intrusão do granito nos gnaisses, pois a maioria dos afloramentos dessas rochas é na forma de matacões expostos na superfície do relevo, devido à intensa alteração que as afetou. Observam-se também afloramentos "in situ" de rochas ortognáissicas, muito alteradas, concordantes com micaxistos e rochas cálcio-silicáticas (AR-580 e 470).

3.1.2 Formação Água Clara (PIa)

As rochas da Formação Água Clara que ocorrem na área de estudo apresentam uma variação faciológica. A leste afloram rochas cálcio-silicáticas alternadas com rochas metacarbonáticas impuras. No sentido oeste, há uma variação dos constituintes litológicos, com o aparecimento de intercalações nas cálcio-silicáticas de xistos aluminosos, quartzitos e metabasitos, bem como de prováveis metatufos distribuídos em camadas, tudo muito alteradas. As rochas cálcio-silicáticas, no entanto, ocorrem generalizadamente em toda a área em questão.

3.1.2.1 Micaxistos, quartzo-micaxistos (PIaX)

Os micaxistos e quartzo-micaxistos acham-se representados em quase toda a área de estudo, em geral na forma de tetos pendentes nos granitos Barra do Chapéu e Apiaí. Também são comumente encontrados intercalados nas rochas cálcio-silicáticas.

Os micaxistos caracterizam-se por apresentar uma estrutura orientada, xistosa e textura, na mais das vezes, granolepidoblástica a porfiroblástica, com mineralogia constituída de quartzo, muscovita (+ sericita), biotita + clorita (10-15%), localmente com andaluzita (< 5%). Como acessórios mais comuns ocorrem turmalina, opacos, zircão e granada (total ou parcialmente limonitizada). A mineralogia principal distribui-se em bandas enriquecidas, ora em muscovita, ora em quartzo, formando agrega-

dos lepidoblásticos e granoblásticos, respectivamente. Observam-se ainda porfiroblastos de biotita comumente cloritizada e de andaluzita parcial a totalmente sericitizada. Em alguns locais há formação de sillimanita (fibrolita) sericitizada, gerando agregados em lentes isorientadas segundo a estruturação geral da rocha (AR-367). No geral, apresentam quantidades variadas, mas comumente pequenas, de feldspato alcalino disseminado por toda a rocha ou em vênulas descontínuas. Localmente ocorre pequena proporção de veios quartzo-feldspáticos concordantes com a xistosidade mas não chegando a caracterizar migmatitos verdadeiros.

Em poucos locais (AR-384, AR-473) ocorrem, em meio aos micaxistos, intercalações de rochas cálcio-silicáticas e cálcio-xistos, que, devido às suas dimensões, figuram no mapa geológico (DESENHO 2) como ocorrências pontuais.

A maior parte dos afloramentos desta unidade se localiza em regiões próximas às rochas granitóides. As amostras apresentam paragêneses minerais sugestivas da fácies anfibolito, indicando efeito térmico de metamorfismo de contato.

Os contatos dos xistos com os gnaisses são, no geral, tectônicos, encontrando-se os xistos embutidos nos gnaisses por falhamentos. Com as rochas granitóides os contatos são discordantes e mostram o caráter claramente intrusivo do granito, evidenciado pela presença de encraves de xistos afetados por metamorfismo de contato, como pode ser verificado nas exposições do Bairro Ribeirão dos Pontes (Pontos AR-615, 619 e 620) (Vide subitem 3.5.3 e DESENHOS 2 e 4).

3.1.2.2 Quartzitos (PIaQ)

As rochas quartzíticas têm ampla distribuição na área estudada, principalmente na porção setentrional. Ocorrem como lentes delgadas e pequenas intercalações em meio às rochas cálcio-silicáticas e micaxistos.

Os quartzitos são no geral finos, puros e/ou ferruginosos com hematita e outros óxidos de ferro, podendo, neste caso, ser considerados como formações ferríferas (AR-649, AR-017, AR-178).

Estas rochas apresentam textura granoblástica e uma foliação bem desenvolvida. A coloração clara, esbranquiçada, é típica. É

comum a presença de quartzo sob a forma de vênulas e veios de diversas dimensões associados às rochas quartzíticas (AR-251, AR-282).

Os contatos dos quartzitos, embora bruscos, estão dispostos sempre concordantemente com a atitude geral das rochas cálcio-silicáticas (AR-190).

3.1.2.3 Rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos (PIaCs)

As rochas cálcio-silicáticas ocorrem principalmente numa faixa alongada de direção sudoeste-nordeste, ocupando quase toda a área de estudos.

Nesta unidade é amplo o predomínio de rochas cálcio-silicáticas e cálcio-xistos alternados entre si de forma bandada, bandas estas no geral centimétricas a no máximo decimétricas. Estas rochas podem ainda apresentar intercalações de bandas de quartzitos, micaxistos, mármore, metabasitos, metaultrabasitos, formações ferríferas e, mais raramente, de paragneisses. As intercalações de mármore, de composição ora calcítica ora dolomítica, com quartzo e minerais cálcio-silicáticos são extremamente comuns (FOTO 2).

As rochas cálcio-silicáticas apresentam como constituintes principais diopsídio, actinolita e plagioclásio em quantidades variáveis, por vezes acompanhados de quartzo, biotita e flogopita. Como acessórios podem ocorrer clorita, olivina (crisolita), carbonato, epidoto, titanita, granada, apatita, zircão e sericita e/ou muscovita. Essas rochas apresentam no geral granulação fina, com estrutura bandada caracterizada pela alternância de bandas de espessuras centimétricas, mas que podem variar de milimétricas e decimétricas. As bandas são constituídas predominantemente ora por diopsídio, ora por actinolita, ora por flogopita. Há bandas onde se observa diopsídio passando para actinolita-tremolita e/ou calcita. As bandas onde predominam as actinolitas apresentam textura nematoblástica; as flogopíticas e/ou biotíticas exibem textura lepidoblástica, enquanto que as essencialmente diopsídicas ou olivino-carbonáticas mostram textura granoblástica. As paragéneses minerais indicam para estas rochas um grau médio de metamorfismo (Vide subitem 3.5.2.1.).

FOTO 1 - Rocha ortognáissica com evidências de movimentações por cisalhamento simples no estado dúctil. Ve-se planos onde ocorreram movimento e estiramento dos grãos minerais.

FOTO 2 - Afloramento de mármore calcíticos impuros, onde se observa a intensa transposição das camadas através de movimentos associados a processos de cisalhamento simples (Ponto AR-87).

Essas rochas apresentam regionalmente variações das associações litológicas, que "grosso modo" indicam variações faciológicas do pacote. Assim é que na ocorrência dessa unidade com maior área de exposição, na porção oriental da área, pode-se notar um amplo predomínio da associação de rochas cálcio-silicáticas e cálcio-xistos com mármore (AR-577 e AR-585), tanto calcíticos como cálcio-dolomíticos, e quartzitos puros e/ou ferruginosos (AR-134). Enquanto que na porção ocidental é mais comum a associação das rochas cálcio-silicáticas intercaladas com bandas centimétricas a decimétricas de metabasitos, rochas xistosas (prováveis metatufos básicos) e mais localmente com metaultramafitos, mármore e quartzitos.

Uma feldspatização incipiente ocorre, em geral, próximo ao contato com os ortognaisses, onde a rocha adquire um aspecto bandado concordante, fornecido pela alternância de bandas de rochas cálcio-silicáticas e bandas quartzo-feldspáticas; no entanto, podem também ocorrer veios feldspáticos discordantes.

A característica mais marcante do pacote é o bandamento composicional paralelizado com uma foliação muito penetrativa representada pela xistosidade. Isto, aliado a feições tais como ápices isolados de dobras, (dobras intrafoliais isoclinais e flancos estirados), são indicativos de forte transposição de todo esse pacote. Apesar da transposição intensa, foi possível o reconhecimento das associações litológicas citadas anteriormente e que denotam ambientes de sedimentação diferentes.

O contato desta unidade com os ortognaisses ocorre através de imbricamentos tectônicos, havendo a recorrência de uma ou outra litologia, sempre de maneira concordante. O contato com as rochas de suite granítica Três Córregos, através dos corpos Barra do Chapéu, Saival e Paiol de Telha é discordante e intrusivo, e em parte tectônico. Com os micaxistos, quartzitos e metabasitos é concordante, afetadas igualmente pelos efeitos de transposição que superpõem todas as rochas meta-sedimentares da Formação Água Clara.

3.1.2.4 Metacarbonatos (PIaM)

Os metacarbonatos ocorrem em forma de camadas delgadas intercaladas nas rochas cálcio-silicáticas. Distribuem-se na porção leste da área de estudo.

Estas rochas caracterizam-se por apresentar um bandamento composicional que preserva suas características originais, indicando condições de deposição em ambiente plataformar. Apresentam bandas alternadas de carbonatos impuros e bandas de carbonatos puros (calcíticos a dolomíticos). As bandas de carbonato impuro são espessas (centimétricas a métricas) constituídas de carbonatos, predominantemente dolomíticos e quartzosos. As bandas finas (centimétricas) são constituídas de carbonatos de composição dolomítica a calcítica (FOTDS 3 e 4). Nas bandas espessas encontram-se actinolitas centimétricas, principalmente na região do lugarejo Araçaíba. Nessa região os efeitos de transposição se fazem sentir, dobrando e transpondo os metacarbonatos, com as actinolitas encontrando-se ora dobradas, ora estiradas.

Petrograficamente essas rochas são constituídas de calcita (+ dolomita) (com cerca de 68 a 77%), quartzo (9 a 20%), flogopita (5 a 12%), tremolita/actinolita (composição variada) e acessórios como clorita, titanita, feldspato, muscovita + sericita, opacos (com menos de 1%, no geral). A estrutura é orientada, e a textura varia de granoblástica a granolepidoblástica, com granulção fina, de cor predominantemente cinza. No geral, são rochas constituídas essencialmente por carbonato e quartzo, com quantidades variadas de flogopita orientada. A tremolita ocorre em cristais suborientados, associando-se geralmente ao carbonato.

É comum encontrar-se, nestas rochas, sulfetos disseminados e orientados com a estruturação geral da rocha. As seções polidas realizadas em três afloramentos mostram a seguinte mineralogia (em ordem decrescente de abundância): pirrotita, pirita e calcopirita (AR-351); pirrotita, marcassita + pirita, calcopirita, limonita e pirita (AR-359) e pirrotita, marcassita, ilmenita, limonita, pirita e calcopirita (AR-344). A pirrotita ocorre preenchendo vênula de espessura milimétrica, em cristais anédricos, com tamanhos variados, desde 0,4 a 3,0 mm. A pirita ocorre inclusa na pirrotita. A calcopirita é rara (AR-351). Também a

FOTO 3 - Metacarbonatos impuros mostrando alternância de bandas mais finas, constituídas de carbonatos calcínicos a dolomíticos, com bandas espessas de carbonato impuro, de composição dolomítica e quartzosa (Ponto AR-01).

FOTO 4 - Vê-se um detalhe do mesmo afloramento da foto anterior. Observa-se o dobramento mais intenso das camadas finas, enquanto que as camadas espessas, menos competentes, são mais suaves, adaptando-se aos esforços deformacionais (Ponto AR-01).

pirrotita pode ocorrer em agregados de cristais milimétricos, anédricos, bem desenvolvidos, venulados e bordejados por marcassita + pirita, por vezes associados aos minerais de ganga. A marcassita e pirita são sempre secundárias. A calcopirita é rara (AR-359). Em outro afloramento (AR-344) a pirrotita ocorre em cristais lenticularizados, dispostos concordantemente com a estruturação geral da rocha. Por vezes acha-se inclusa em algum mineral de ganga. Localmente estes cristais apresentam-se parcialmente alterados em marcassita. Ilmenita é rara, bem com a pirita e a calcopirita.

3.1.2.5 Anfibolitos metabasíticos (PIaB)

Os anfibolitos metabasíticos têm ocorrência generalizada, em pequenos corpos intercalados (lenticulares ou em bandas) concordante ou discordantemente nas rochas ortognáissicas, embora sejam mais comuns associados às rochas cálcio-silicáticas. Ocorrem como bandas ou lentes de espessuras métricas até decimétricas, ou "boudins" decimétricos a métricos. Os outros corpos apresentam-se sempre foliados e concordantes com a orientação da xistosidade, que é a mesma do bandamento composicional das outras rochas da Formação Água Clara. Embora presente em todas as seqüências, aparecem mais comumente nas porções mais basais (mais próximos ao contato com os gnaisses).

Apresentam granulação fina a média, textura nematoblástica, por vezes decussada, bem orientada, de coloração cinza-escuro a cinza esverdeado-escuro. São constituídos por hornblenda, plagioclásio (andesina-oligoclásio ou labradorita) e epidoto. Secundariamente ocorrem clinopiroxênio, em parte substituído por hornblenda, titanita, apatita e zircão, e sericita, que substitui o plagioclásio. A presença de restos de clinopiroxênio, bem como a composição mineralógica e as texturas subofítica e ofítica parcialmente preservadas, indicam para a rocha uma origem ígnea básica para essas rochas, embora as feições relacionadas à recristalização e deformação, ligadas aos esforços sofridos, tendam a obliterar essas características primitivas.

Com exceção dos corpos que ocorrem nos bairros dos Camargos e Kantian, não há outros corpos com extensões mapeáveis. Assim, a

presença destas rochas está assinalada no mapa geológico (DESENHO 2) como ocorrências pontuais e corpos tabulares de dimensões reduzidas, cuja extensão na verdade não pôde ser definida.

Em vários locais estes anfibolitos acham-se cortados por veios de quartzo e/ou bolsões pegmatíticos que podem representar remobilizações metamórficas ou atividade ígnea posterior.

O corpo metabasítico maior do Bairro Kantian apresenta uma foliação conspícua, paralela à foliação de transposição das rochas cálcio-silicáticas adjacentes. Nas porções próximas ao contato nota-se uma alternância de rochas de uma e outra unidade litológica (AR-171). Esses dois fatores, aliados às feições texturais reliquiais do metabasito, levam à suposição de que este também foi afetado pela transposição e que seria intrusivo originalmente na outra unidade.

Associado a uma das intercalações de metabasito em rochas cálcio-silicáticas (Ponto AR-342) foram verificados, em lâmina, agregados quartzosos preenchendo pseudomorfos que poderiam ser interpretados como porfiroblastos mais antigos ou clastos vulcânicos, neste último caso indicativos de material tufáceo básico, podendo-se inferir para certos corpos de metabasitos origem vulcânica.

Apresentam, na maioria das vezes, contatos concordantes, porém bruscos, com o bandamento composicional das outras unidades, aparentemente sem afetá-las. As evidências colhidas indicam uma origem ígnea, podendo representar derrames, diques ou sills. Entretanto, em alguns poucos locais há evidências que em parte estas rochas sejam de natureza tanto intrusiva, como efusiva.

3.1.2.6 Anfibolitos metaultrabásicos (mu)

De ocorrência pontual, estas rochas afloram com reduzidas extensões, intercaladas às unidades de rochas cálcio-silicáticas (como por exemplo, no Ponto AR-629).

São rochas constituídas essencialmente por hornblenda (>95%), com biotita, clinopiroxênio, epidoto, opacos (sulfetos e outros), titanita, clorita e carbonato ocorrendo subordinadamente. Em seção delgada mostram palhetas de biotita (por vezes

alteradas em clorita) ocorrendo intercrescidas com hornblenda e com restos de clinopiroxênio e, localmente, "inclusões" de quartzo em cristais de hornblenda.

Estas rochas apresentam estrutura maciça a foliada, cor cinza e verde amarelada quando pouco alteradas, texturas decussada, porfiroblástica e nematoblástica a granoblástica. A composição mineralógica (quase exclusivamente hornblenda) e a presença de restos de clinopiroxênio e as inclusões de quartzo na hornblenda sugerem uma origem ígnea ultrabásica para estas rochas. Associam-se a estas rochas porções restritas de anfibólio xistos e cálcio-xistos.

Os contatos com as rochas cálcio-silicáticas são concordantes, afetados pelos efeitos de transposição que atingiram as rochas da Formação Água Clara.

3.1.3 Formação Córrego dos Marques

Esta formação ocorre preferencialmente na bacia de drenagem do Córrego dos Marques e Bairro Boa Vista, localizando-se na porção leste-nordeste da área de estudo. É uma formação que se caracteriza por apresentar uma sequência meta-sedimentar predominantemente pelítica e química, com intercalações restritas de metapsamitos. São rochas denominadas, no campo, de filitos, cálcio-filitos e cálcio-xistos finos, calcários dolomíticos impuros, arenosos, com intercalações de xistos finos e esporadicamente de quartzitos e metarenitos finos. Dentro desse conjunto heterogêneo de rochas foi possível separarem-se dois pacotes: filitos/xistos finos e calcários dolomíticos. Ocorrem, ainda de modo restrito, metabasitos em pequenos corpos não mapeáveis, associados aos metacalcários.

Essa formação caracteriza-se por apresentar tipos rochosos, com mineralogia, metamorfismo e estruturas próprias ao pacote, diferentes das rochas da Formação Água Clara.

3.1.3.1 Filitos e xistos finos (PMSmF)

Os filitos e xistos finos constituem a litologia mais comumente encontrada na sequência, porém pacotes pouco espessos, mas em alternâncias com rochas carbonáticas. Associados aos filitos e xistos finos, alternados em bandas centimétricas e métricas, ocorrem cálcio-xistos, cálcio-filitos, metacalcários impuros arenosos e metacalcários dolomíticos mais puros. Há também intercalações locais de filito grafitoso (AR-334), metarenito feldspático fino (AR-70), metarenito silto-argiloso que grada para metarenito xistoso (AR-106). Petrograficamente classificam-se como filitos e xistos finos, apresentando-se constituídos de quartzo ($\pm$ feldspato), sericita, clorita, muscovita, flogopita, além dos acessórios carbonato, pseudomorfos de leucoxênio (titanita), opacos, e traços de rutilo, turmalina, hidróxidos de ferro. Esta mineralogia varia nas porcentagens e predominância até ausência de um mineral ou de outro. No geral, apresentam bandas submilimétricas e milimétricas, alternadas, constituídas por quartzo ou mais raramente carbonato, com textura granoblástica, e outras mais enriquecidas em micas com textura lepidoblástica. Nestas rochas observa-se em muitos locais uma xistosidade paralela ao bandamento composicional, e em outros, levemente inclinados.

Os contatos desta unidade com os calcários dolomíticos (a seguir descritos) são concordantes e transicionais. Com as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara encontram-se em discordância angular, e em contato tectônico com o Granito Três Córregos.

3.1.3.2 Metacalcários dolomíticos (PMSmC)

Ocorrem em dois corpos ligeiramente alongados na direção NE-SW no quadrante nordeste da Folha Araçaíba, intercalados na unidade de filitos e xistos finos.

Trata-se de metacalcários dolomíticos impuros, no geral arenosos e micáceos. Apresentam em sua composição calcita + dolomita, quartzo, muscovita, flogopita e subordinadamente tita-

nita (leucoxenizados e carbonatizados), hidróxidos de ferro e opacos. Encontram-se bandados, onde se alternam bandas de rochas carbonáticas ora mais puras com bandas ora mais impuras, com intercalações de xistos finos e metarenitos.

Essas rochas apresentam acamamento reliquiar preservado, em um local exhibe marcas de onda preservadas (AR-204) (FIGURA 7). O acamamento reliquiar acha-se dobrado em dobras suaves com uma clivagem ardosiana plano-axial (AR-52) (FIGURA 8).

Juntos e associados aos metacalcários dolomíticos ocorrem pequenos corpos de metabasitos que, devido às dimensões, figuram no mapa geológico como ocorrências pontuais.

Estas rochas fazem contatos concordantes e transicionais com os filitos e xistos finos.

3.1.3.3 Anfibolitos metabasíticos (mb)

Intercalados nas rochas carbonáticas observaram-se dois afloramentos (AR-206 e AR-207), ao longo do Córrego dos Marques, de metabasitos constituídos essencialmente por plagioclásio, titanita (+ leucoxênio), clorita (+ biotita), quartzo, epidoto, opacos e traços de granada, apatita e carbonato. Apresentam estrutura maciça e textura poiquiloblástica. A composição mineralógica e os aspectos texturais exibidos indicam ser um metagabro, a julgar pela granulação da hornblenda e granulação original de opacos leucoxenizados.

São corpos pouco espessos e de difícil caracterização, mas devido às suas relações com as rochas metacarbonáticas e seus aspectos texturais parecem tratar-se de rochas intrusivas nessa sequência.

3.1.4 Suíte Granítica Três Córregos (PSY)

A Suíte Granítica Três Córregos distribui-se amplamente em toda a área mapeada e dela fazem parte maciços extensos (batólitos) e corpos menores ("stocks") de tamanhos variados. Sob esta designação estão englobadas rochas granitóides porfiróides consideradas pós-tectônicas, as quais foram denominadas de Barra do Chapéu, Saival, Paiol de Telha e vários corpos menores sem nome

FIGURA 7 - Metacarbonatos impuros, com camadas mais carbonáticas alternadas com camadas cálcio-areníticas, com marcas de ondas. As marcas de ondas indicam o sentido da corrente e a posição normal da camada dobrada; com mergulho para sudeste. O afloramento encontra-se num flanco de dobra decamétrica (Ponto AR-204).

FIGURA 8 - Metacarbonatos impuros, bandados, com bandamento reliquiar preservado (S_0). Observa-se dobra decimétrica desse bandamento reliquiar contendo uma superfície plano-axial de orientação planar das micas (Ponto AR-52).

(DESENHO 2).

As rochas desta unidade têm sido referidas na bibliografia como pertencentes a um único e imenso batólito - Três Córregos - que durante este trabalho se verificou ser, na verdade, um conjunto de corpos de dimensões diversas que fazem parte de uma suíte que apresenta características semelhantes. Autores anteriores (p.e., HASUI et al., 1978) têm atribuído às rochas Três Córregos um caráter sintectônico, mas, devido às evidências levantadas neste trabalho, pode-se dizer que sejam pós-tectônicas.

Esta suíte é caracterizada por rochas de granulação predominantemente média, textura porfiróide com megacristais comumente de feldspato alcalino, matriz no geral granular-hipidiomórfica com quantidades variáveis de máficos que conferem à rocha coloração cinza, mesocrática.

A classificação das rochas foi feita a partir de ensaios de coloração seletiva de feldspatos, obtendo-se sua classificação e nomenclatura por meio da composição global plotada em diagrama triangular quartzo-feldspato alcalino-plagioclásio (IUGS, 1973), segundo BISTRICHI et al. (1985).

3.1.4.1 Granito Barra do Chapéu (PSbcY)

Apresenta composição global extremamente variada de granítica à granodiorítica predominante, mas com termos variando ainda de quartzo monzonítica e quartzo monzodiorítica. É sobretudo isotrópico, porém localmente pode apresentar-se orientado. Mostra textura porfiróide com megacristais no geral euédricos a subédricos, cujo eixo maior varia entre 2 a 8 cm, predominando os de tamanho entre 1,5 a 4 cm. A quantidade de megacristais é muito variável, existindo porções com amplo predomínio destes sobre a matriz até porções com pequenas quantidades. A granulação da matriz é predominantemente média, localmente podendo passar para fina e/ou grossa. Sua coloração é comumente cinzenta, mesocrática (FOTO 5).

Os megacristais são de feldspato alcalino, geralmente róseos e mais raramente brancos e cinzas, e a matriz constitui-se predominantemente por feldspatos cinzentos, contendo raramente feldspatos róseos; biotita e/ou hornblenda e secundariamente,

titanita, epídoto, apatita e alanita. Entre os opacos a magnetita é praticamente onipresente. Feição comum aos megacristais é a presença de inclusões de biotita.

Neste corpo é comum a presença de veios e bolsões de material de composição quartzo-feldspática, aplíticos e pegmatíticos, que cortam o granitóide e que parecem ter-se formado tardiamente em relação a este.

Os contatos do Granito Barra do Chapéu com os xistos e, rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara são sobremaneira bruscos e discordantes, comumente apresentando efeitos térmicos nas encaixantes, e mais localizadamente, são tectônicos. Com os ortognaisses são aproximados devido à ausência de exposições que permitam essa observação, mas em alguns locais pode-se ver gnaisses injetados por material granítico em porções marginais aos corpos intrusivos.

3.1.4.2 Granito Saival (PSsY)

Apresenta composição global granítica e granodiorítica, textura porfiróide predominante, muito localizadamente inequigranular. Mostra na matriz um mineralogia composta de quartzo, feldspatos róseos e cinzas, biotita e hornblenda. Devido à pequena quantidade dos máficos presentes, observa-se uma coloração rósea a cinza, leucocrática. Os megacristais de feldspatos alcalinos são, no geral, de 2 a 4 cm e apresentam-se euédricos e subédricos e sem orientação numa matriz que localmente pode-se apresentar levemente orientada.

Neste corpo é comum a presença de veios aplíticos quartzo-feldspáticos de espessuras decimétricas (30 a 40 cm), que cortam a rocha granitóide sem orientação preferencial.

O contato com as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara é discordante, tanto com feições de intrusão nessa sequência como com feições tectônicas conferidas por brechações. Com os ortognaisses não foi observado, por ausência de boas exposições.

FOTO 5 - Aspecto típico do granito da Suíte Três Córregos, mostrando megacristais centimétricos idiomórficos e subidiomórficos de feldspato potássico, sem orientação (Ponto AR-483).

3.1.4.3 Granito Paiol de Telha (PSptY)

É constituído por rochas de composição global quartzo monzodiorítica, de granulação predominantemente média, com textura porfiróide e colorações claras (cinza e rósea), leucocráticas. A presença de megacristais de feldspatos predominantemente alcalinos é generalizada, normalmente sem orientação. Esses megacristais são euédricos e subédricos e apresentam eixo maior com 2 a 4 cm. A matriz no geral é equigranular, podendo localmente apresentar uma orientação incipiente, e é composta por quartzo, feldspatos (predominantemente plagioclásio), e poucos máficos (biotita e/ou anfibólio).

É comum neste corpo a presença de veios decimétricos de aplito, que não guardam nenhuma orientação preferencial.

Os contatos com as rochas cálcio-silicáticas são discordantes e intrusivos, enquanto que com os gnaisses não pode ser definido por ausência de afloramentos.

3.1.5 Granito Apiaí (EOaYp)

O Granito Apiaí localiza-se na porção sudeste da Folha Araçaíba, delimitada pelas falhas transcorrentes Quarenta Oitava e Espírito Santo. Encontra-se capeado em vários locais por quartzo-micaxistos, que estão afetados por metamorfismo térmico de contato.

Apresenta-se como uma rocha homogênea quanto à mineralogia, textura e características gerais. Numa descrição mesoscópica, é uma rocha porfirítica, mesocrática, de granulação preferencialmente fina a média, maciça, com matriz constituída de quartzo, feldspato de coloração cinza-claro (mais abundantes) e róseos, no geral euédricos a subeuédricos e máficos (principalmente biotita) disseminados na rocha. Ocorrem generalizadamente megacristais de feldspato róseo (microclíneo), euédricos, de tamanhos muito constantes entre 0,5 e 1,5 cm no seu maior comprimento. Petrograficamente, apresenta composição global essencialmente granítica com microclíneo micropertítico, plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita, hornblenda, e secundariamente opacos, titanita

(+ leucoxênios), epidoto, apatita, alanita alterada e sericita.

O Granito Apiaí apresenta evidências marcantes de intrusão nas rochas meta-sedimentares encaixantes. As rochas preferencialmente xistosas e mais raramente as cálcio-silicáticas, quartzitos, metarenitos micáceos, foram profundamente afetados pelo metamorfismo térmico de contato. Por outro lado, inúmeros enclaves de micaxistos podem ser vistos embutidos neste granito. O granito no geral injetou-se ao longo da foliação das encaixantes, interpenetrando-as, formando bandas e bolsões quartzo-feldspáticos.

Os contatos são discordantes e intrusivos com os micaxistos e tectônicos com as rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara e metamorfitos diversos do Grupo Açungui.

3.1.6 Veios de Quartzo (qz)

A presença de veios de quartzo é generalizada na área. Estão presentes em praticamente todas as unidades litológicas, com formas regulares e irregulares, e são no geral de pequena espessura (centimétrica a decimétrica), não estando representados nos mapas geológicos por esse motivo. No entanto, ganham importância os veios associados à recristalização de quartzo, correspondentes a veios possantes, com espessuras decamétricas e que apresentam expressão na morfologia do terreno, constituídas por quartzo hialino, esfumado ou leitoso, expostos principalmente no Bairro dos Quatis (Pontos AR-566, 566A e 563) (DESENHO 3 - Domínio Estrutural IV).

No geral são corpos lenticularizados e alongados segundo a direção da foliação dos meta-sedimentos encaixantes.

Esses corpos encontram-se em zonas de intensa transposição, com o estiramento dos grãos minerais ocasionados pelos efeitos deformacionais ou zonas de cisalhamento simples de alto ângulo, no estado dúctil a dúctil-rúptil, que será discutida no subitem 3.4.4).

3.1.7 Rochas Cataclásticas (EOM)

São representadas na área estudada por protomilonitos, milonitos, filonitos e particularmente por brechas. Em muitos locais, estas rochas apresentam transições entre si.

Estes vários tipos litológicos apresentam-se restritos aos principais falhamentos que cortam as unidades lito-estratigráficas mapeadas, mas localmente também se associam a pequenas falhas, bem como estão presentes no contato entre algumas unidades de rochas particulares.

A falha mais importante de caráter transcorrente, presente na área de estudo, é a Quarenta Oitava, situada a sudeste. Apresenta direção geral NE-SW, delimitando em parte o Granito Apiaí e micaxistos a sudeste da área, e rochas cálcio-silicáticas, a noroeste. Trata-se de uma zona de falha com espessura hectométrica, que chega a atingir aproximadamente 500 m de rochas afetadas, principalmente os mencionados micaxistos e o granito. Nos granitos desenvolve-se uma progressiva cominuição da rocha, desde protomilonitos até milonitos (filonitos). Os protomilonitos mostram megacristais de feldspato ainda euédricos e subeuédricos fraturados, envoltos por matriz tenuamente foliada. Progressivamente, a moagem é maior com deformação dos porfiroclastos de feldspato, tornando-se elipsoidais e menores em tamanho e frequência. O resultado final é uma rocha fina bandada e extremamente foliada, eventualmente com pequenas lentes alongadas de quartzo recristalizado. As porções de rocha afetadas pela cataclase apresentam faixas métricas a decamétricas e rochas com intensidades diferentes de moagens. Nos micaxistos, as evidências deste tipo de deformação são mais tênues e podem ser reconhecidas por uma foliação mais intensa e granulação mais fina da rocha (AR-363).

Destaca-se uma falha normal de pequena extensão, reconhecida no extremo nordeste da Folha Araçaíba (AR-128), que põe em contato rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara e o Granito Saival. É formada por um conjunto anastomosado de planos de falha, aos quais se associam pequenas faixas (de 5 a 15 cm) de rochas cataclasadas e milonitizadas, que isolam porções de rochas não afetadas, constituindo esse conjunto uma macro-brecha.

Ocorrem, ainda, localizadamente, brechas que se situam na maior parte das vezes nos contatos entre rochas diferentes, e apresentam uma distribuição generalizada pela área de estudo. No entanto, observa-se uma concentração maior na porção nordeste da área mapeada, principalmente no contato entre as rochas cálcio-silicáticas e gnáissicas (Pontos AR-38, 186, 131, 142, 143 e 158) e menos comuns entre granitos e cálcio-silicáticas (Pontos AR-331, 327, 143, 113, 101, 166 e 159), bem como ocorrem distribuídos em meio a uma única litologia. Esses pontos encontram-se marcados no mapa geológico como litologias pontuais.

Nos contatos entre rochas gnáissicas e graníticas com cálcio-silicáticas, as brechas caracterizam-se mesoscopicamente como rochas quartzo-feldspáticas, geralmente epidotizadas, de granulação muito fina, formando uma massa afanítica, com restos de feldspato e quartzo parcialmente preservados, que se destacam na matriz. Os restos de feldspatos apresentam formas variadas desde geométricas a ovaladas e arredondadas.

Além da epidotização, há outras evidências do hidrotermalismo sofrido por essas rochas, como a presença de abundantes microfraturas submilimétricas preenchidas por clorita e/ou carbonato e sericita substituindo os minerais originais.

3.1.8 Diques de diabásio (JK β)

Os diques de diabásio ocorrem generalizadamente na área de estudo. No geral apresentam pequena espessura, atingindo 15 a 20 m. Destaca-se um dique maior situado próximo ao Bairro da Serriinha, que alcança 80 m de espessura (Ponto AR-077). Apresentam como direção geral N40°-50° W, estando alinhados, e possivelmente fazem parte do "Alinhamento de Guapiara" (FERREIRA, 1982).

A rocha é um diabásio maciço, de granulação fina até média, com texturas intergranular e ofítica a subofítica. É constituída principalmente por plagioclásio (andesina a labradorita) e augita, com magnetita como opaco mais importante. Pode apresentar ainda traços de biotita, hornblenda, quartzo, apatita. Em muitos locais a rocha apresenta evidências de alterações hidrotermais com os clinopiroxênios parcial ou totalmente alterados em actinolita e com plagioclásios sericitizados. Localmente a rocha apre-

sentam características que permitem classificá-la como gabbro.

Seus contatos com as encaixantes são bruscos e discordantes.

3.1.9 Sedimentos Inconsolidados (Qa)

São representados principalmente por aluviões atuais e pré-atuais, bem como complexos alúvio-coluvionares mais restritos. Esses depósitos ocorrem de maneira generalizada por toda a área mapeada, porém representam, no geral, depósitos de reduzida expressão areal, limitando-se às drenagens principais.

Os aluviões são depósitos dispostos em calhas e baixos terraços. Nas calhas e planícies adjacentes são predominantemente constituídos por areias de granulometria muito variada, por vezes com contribuição de grânulos e seixos, e outras com porcentagens variadas de argila e silte. Compõem-se essencialmente de quartzo, podendo apresentar quantidades variadas de feldspatos, micas e opacos diversos.

Os terraços, no geral, apresentam pequenas espessuras (3-5 m) de sedimentos, mas excepcionalmente podem apresentar até 15-20 m de espessura, como por exemplo em um afluente do rio Apiaí-Guaçu a leste de Araçáiba. São constituídos por conglomerados com seixos centimétricos a decimétricos (no geral com 2 a 5 cm de eixo maior), mal selecionados, subangulosos a arredondados, predominantemente de quartzo e quartzito, imersos em matriz arenosa a argilo-arenosa, e se dispõem com estratificação plano-paralela. Apresentam geralmente colorações claras.

Tanto sobre os aluviões, ao longo de calhas, como sobre os terraços ocorrem depósitos coluvionares de natureza argilo-arenosa, que vêm constituir complexos alúvio-coluvionares sem expressão para serem individualizados em mapa.

3.2. Estruturas

3.2.1 Considerações Gerais

A análise das estruturas presentes na área de estudo permitiu identificar uma sequência de rochas ortognáissicas e duas

seqüências meta-sedimentares com características estruturais próprias. Entre as seqüências meta-sedimentares pode-se separar a Formação Água Clara e a Formação Córrego dos Marques, com características litológicas, metamórficas e estruturais que identificam dois ambientes de formação diferenciados entre si.

3.2.2 Estruturas primárias

Estruturas sedimentares reliquias preservadas podem ser observadas principalmente na Formação Córrego dos Marques e localizadamente na Formação Água Clara.

Na Formação Córrego dos Marques é comum a ocorrência de bandamento composicional fino, milimétrico a submilimétrico, observável tanto em afloramentos como em seções delgadas. Neste caso, onde se observa o bandamento composicional fino, a sua origem sedimentar é distinguida por apresentar alternâncias de espessura, composição e cor mais variável, enquanto que nos bandamentos secundários são mais regulares.

Além do acamamento reliquiar foram observadas estratificações gradacionais nos metacarbonatos impuros constituídos por bandas arenosas e carbonáticas. Localmente observaram-se estruturas de marcas de ondas em carbonatos impuros, indicando o sentido da corrente para sudeste, bem como o topo e a base da camada aflorante (FIGURA 7).

Comumente os meta-sedimentos dessa formação encontram-se afetados pelos eventos de deformação posteriores, onde são desenvolvidas foliações secundárias. Observa-se, generalizadamente, uma clivagem ardosiana levemente inclinada ao bandamento composicional reliquiar e outra foliação mais verticalizada superimposta, identificada como planos de clivagem de crenulação, resultantes de efeitos de redobramentos posteriores (FIGURA 8).

Na Formação Água Clara observa-se estruturas reliquias nos meta-sedimentos carbonáticos. Ocorrem bandas de carbonatos impuros, arenosos, alternados com carbonatos mais puros, desenvolvendo bandamento com bandas de espessuras diversas. As bandas de carbonatos mais puros são de espessuras centimétricas e as bandas de carbonatos impuros são decimétricas. Esses meta-sedimentos, no entanto, apresentam uma foliação, caracterizada pela

orientação de micas, paralelizada com a estrutura reliquiar, sugerindo que, provavelmente, já houve um evento de dobramento ou transposição superimposto às camadas originais (FOTOS 3 e 4).

3.2.3 Estruturas secundárias

3.2.3.1 Foliações

As estruturas secundárias mais importantes são as foliações desenvolvidas nas rochas gnáissicas e meta-sedimentares como resultados de efeitos de deformação que afetaram essas rochas.

As foliações observadas incluem dois tipos de bandamento composicional de transposição, desenvolvidos nas rochas da Formação Água Clara e uma foliação gnáissica de transposição desenvolvida nos ortognaisses. Essas foliações foram desenvolvidas por dois tipos de cisalhamento simples, em estado dúctil, sendo o primeiro tipo de baixo ângulo gerando o bandamento composicional de transposição e a foliação gnáissica denominadas de superfície S_n ; e o segundo tipo, de alto ângulo, formando a superfície S_{n+1} . Tardiamente ocorre o desenvolvimento da superfície S_{n+2} ondulado e redobrando as superfícies anteriores, como consequência de movimentações sub-horizontais em zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo.

Outros tipos de foliações desenvolvidas, principalmente nas rochas da Formação Córrego dos Marques, são: a clivagem ardosiana e/ou xistosidade, clivagem de crenulação e, afetando todas as rochas da área de estudo, ocorre o desenvolvimento de foliações miloníticas, localmente cataclásticas, em zonas de falhamentos transcorrentes.

3.2.3.1.1 Bandamento composicional de transposição (S_n)

A foliação mais marcante, desenvolvida generalizadamente nos meta-sedimentos da Formação Água Clara, é o bandamento composicional gerado por cisalhamento simples, a baixo ângulo e de caráter dúctil. Nas rochas metavulcânicas ocorre uma foliação com a orientação planar das micas e estiramento de seus minerais constituintes.

Caracteriza-se por apresentar um bandamento tectônico com aparência de acamamento reliquiar, configurado por bandas alternadas centimétricas e decimétricas de cores variadas. Paralelamente a esse bandamento desenvolve-se uma xistosidade, pela orientação das micas e recristalização dos minerais, relacionada à forte transposição que afetou essas rochas. É observada nas rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos e metacarbonatos impuros, enquanto que nos mica-xistos ocorre, geralmente, uma xistosidade relacionada à transposição.

As evidências mais marcantes que identificam melhor esse bandamento tectônico são a presença de dobras intrafoliais, "boudinagem" de camadas mais competentes, estiramento de grãos minerais, como o quartzo, que se alongam formando bastonetes lineares em rochas quartzíticas, bem como a presença de dobras em bainha, principalmente em rochas metacarbonáticas e cálcio-silicáticas, sendo observadas também em micaxistos, cálcio-xistos e quartzitos.

Como exemplos marcantes desse processo de cisalhamento simples de baixo ângulo, pode-se citar os afloramentos AR-171, 87, 78, 92, entre outros, a seguir descritos (FIGURA 9).

Observa-se o desenvolvimento de imbricamento tectônico entre rochas metabasíticas (3), localizadas no Bairro Kantian, rochas cálcio-silicáticas (1) e micaxistos (2), através de movimentos de empurrão por cisalhamento simples de baixo ângulo, em estado dúctil. Observa-se uma intensa xistosidade nos metabasitos, com a orientação planar de seus constituintes, que se encontram transpostos. Nas rochas cálcio-silicáticas (1) ocorre o desenvolvimento de dobras em bainha, que, com o aumento da intensidade de transposição, transformam-se em dobras intrafoliais. Essas dobras em bainha e intrafoliais encontram-se deformadas no plano XY do elipsóide de deformação e com o seu encurtamento máximo perpendicular a esse plano, no eixo Z (ARTHAUD, 1987). Essas dobras apresentam o seu alongamento máximo de estiramento paralelo ao eixo X do elipsóide de deformação e seu alongamento médio paralelo no eixo Y. Esse estiramento máximo dos eixos das dobras em bainha e intrafoliais encontra-se paralelizado às lineações de estiramento mineral e estrias de cisalhamento desenvolvidas na superfície S, paralela ao plano XY (Vide DESENHO 3 - PERFIL E-
n

F).

Outro exemplo ocorre no afloramento AR-87, observado nas FOTOS 2, 6 e 7 e FIGURA 10. Observa-se a foliação S_n dobrada por processos deformacionais progressivos desenvolvidos por cisalhamento simples. Vê-se o dobramento dos eixos das dobras, paralelizando-se à lineação de estiramento mineral e de estrias de movimentação ao longo do plano XY. Observa-se que a foliação S_n encontra-se dobrada por um evento de deformação superimposto da fase tardia F_{n+1} , a seguir descrita. Vê-se o aparecimento de eixos de ondulação associado a essa fase.

No afloramento AR-92 observam-se as dobras em bainha e as lineações de estrias de movimento paralelizadas ao eixo X do elipsóide de deformação (FOTO 8).

O bandamento composicional resultante do processo descrito, ao qual pode ou não estar associada uma foliação, foi denominado de superfície S_n . Entretanto, há possibilidades de existir dobras intrafoliais de fases anteriores, que não foram identificadas na área de estudo. As dobras intrafoliais observadas apresentam uma xistosidade paralela ao bandamento composicional de transposição, o que sugere terem sido originadas num único evento de cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo, e num único processo de deformação progressiva, desenvolvendo dobramentos sucessivos que se sobrepõem uns aos outros. Esse evento foi identificado por HASUI et al. (1984c) o que denominaram de megantiforma da Serra do Cadeado (PR), bem como HASUI et al. (1984b), na região que denominaram de Maciço Catas Altas, onde se encontra a área do presente estudo.

No extremo nordeste da área encontra-se extenso afloramento de rochas meta-sedimentares da Formação Água Clara, por mais de 500 m de exposição de rochas (FIGURA 11).

Observa-se nesse afloramento, de sudoeste para nordeste, a seguinte sequência de rochas aflorantes: rochas graníticas do "Stock" Saival da Suíte Granítica Três Córregos (1); zona de falha transcorrente, de direção SE-NW, afetando as rochas graníticas e meta-sedimentares da Formação Água Clara. Observam-se vários estágios de moagem das rochas, desde uma faixa cataclástica, mais externa, até uma faixa milonítica, afetando as rochas graníticas, com a moagem total dos constituintes mineralógicos dessa rocha, com o desenvolvimento de planos de falha verticalizados

FIGURA 9 - Imbricamento tectônico entre rochas metabasálticas (camada 3), cálcio-silicáticas (camada 1) e mica-xistos (camada 2), através de movimentações de empurrão por cisalhamento simples de baixo ângulo, em estado dúctil. Desenho esquemático do Ponto AR-171.

FIGURA 10 - Observa-se o desenvolvimento de dobras em bainha por cisalhamento simples, baixo ângulo, dúctil. Desenho esquemático do Ponto AR-87.

FOTO 6 - Detalhe da Foto 2. Dobra em bainha desenvolvida em mármore calcíticos impuros, associada à evolução progressiva atribuída a processos de cisalhamento simples, dúctil. Mudanças de posição do eixo no interior da dobra (Ponto AR-87)(Figura 10)(Fotomicrografias 21, 22 e 23).

FOTO 7 - Detalhe do mesmo afloramento mostrando pequenas dobras em bainha (Ponto AR-87).

FOTO 8 - Dobras em bainha com o desenvolvimento de estrias, paralelas à caneta, indicando a direção dos esforços deformacionais por cisalhamento simples, de baixo ângulo (Ponto AR-92).

com intensas lineações de estiramento minerais e estrias de atrito sub-horizontalizadas (2); rochas cálcio-silicáticas intensamente transpostas pelos efeitos da zona de falha (3). A seguir, observa-se espesso pacote de rochas cálcio-silicáticas (4, 6, 9 e 11) alternadas com rochas provavelmente metatufáceas, de cores avermelhadas de várias tonalidades, pintalgadas de manchas brancas e amareladas (5, 7 e partes intercaladas no pacote 11) e rochas quartzíticas (8) (FOTO 9). A sequência de rochas encontra-se cortada por um dique de diabásio, com cerca de oitenta metros de largura (10). Essas rochas meta-sedimentares apresentam um bandamento composicional de transposição, provavelmente desenvolvido durante a fase de deformação F_n . Observa-se, nesses meta-sedimentos, o desenvolvimento de dobras em bainha e intrafoliais com uma xistosidade paralela dobrada junta. Essas dobras mostram a evolução progressiva da deformação, que gerou o bandamento composicional de transposição (S_n). Nas rochas quartzíticas, mais competentes, observa-se uma $macro$ $estruturac\tilde{a}o$ anastomosante associada aos esforços deformacionais. Texturalmente essas rochas apresentam o estiramento dos grãos de quartzo paralelizados com o eixo X do elipsóide de deformação, de direção NW.

3.2.3.1.2 Foliação gnáissica (S_n)

A foliação é observada generalizadamente nos ortognaisses aflorantes, principalmente, na porção setentrional da área de estudo.

Essa foliação é caracterizada por apresentar uma forte transposição por cisalhamentos dúctil, dos seus constituintes mineralógicos, evidenciado pelo estiramento dos minerais, tais como feldspatos que se alongam em formas amendoadas e cristais de quartzo em forma de bastonetes e pela orientação planar das micas, bem como alongamento com "boudinagem", estricção e cominuição dos grãos minerais. Todas essas feições encontram-se desenvolvidas na foliação gnáissica paralelizada ao plano XY do elipsóide de deformação, onde se desenvolve a transposição da rocha por cisalhamento simples, no estado dúctil (RAMSAY, 1977). Essa foliação gnáissica corresponde à foliação S_n desenvolvida nas rochas da "Formação Água Clara".

FIGURA 11 - Extenso afloramento da rochas meta-sedimentares observadas na estrada Apiaí-Ribeirão Branco. São rochas da Formação Água Clara que se encontram afetadas por intensa transposição por cisalhamento simples, de baixo ângulo (Ponta AR-77).

FOTO 9 - Pacote quartzítico mostrando os efeitos da de formação progressiva, desenvolvendo uma estruturação "anastomosada" devido à competência do pacote rochoso (Ponto AR-77). (Detalhe 8 da Figura 11). Vê-se, à esquerda, prováveis metatufos afetados por intensa deformação, devido à sua maior plasticidade, em contraste com o quartzito (Detalhe 7 da Figura 11).

Geralmente a foliação gnáissica encontra-se sub-horizantalizada, existindo locais onde há maior movimentação, desenvolvendo ondulações de amplitudes diversas, com dobras no geral abertas (FOTO 1) e que sofreram variações marcantes nas proximidades do contato com as rochas da Formação Água Clara, na porção noroeste da área de estudo. Nesses contatos observam-se intensos imbricamentos tectônicos, com o empurrão das rochas gnáissicas sobre as rochas cálcio-silicáticas (DESENHO 3 - PERFIS C-D e E-F). Observa-se, nesses perfis, a presença nos ortognaisses de minerais extremamente alongados, "boudinados", como os quartzos e feldspatos (Pontos AR-187).

Outro exemplo dos efeitos da intensa transposição é observado na Fazenda dos Quatis (Ponto AR-191). Ocorrem camadas quartzo-feldspáticas com os seus constituintes extremamente estirados, nas quais se desenvolvem transposições mais intensas, isolando restos ou porções de camadas de gnaisses com textura granoblástica de granulação grossa, menos transpostas. Observam-se figuras de diversas formas geradas pelo cisalhamento simples e com faixas que se assemelham a aplitos de alta ductibilidade (FIGURA 12 e FOTOS 10 e 11).

No extremo nordeste da área ocorre o inverso, observam-se rochas cálcio-silicáticas sobrepondo as rochas ortognaissicas (Ponto AR-79). No contato ocorre um imbricamento tectônico concordante, com camadas intensamente transpostas de rochas cálcio-silicáticas alternadas com camadas aplíticas constituídas de quartzo e feldspato extremamente transpostos. A oeste do afloramento predominam rochas cálcio-silicáticas e, a leste, rochas ortognaissicas com orientação sub-horizantalizada. Estas encontram-se onduladas pelos efeitos tardios da fase de deformação superimposta F_{n+1} , onde se observam o desenvolvimento de clivagens de fratura plano-axiais, correlacionáveis à superfície S_{n+1} (FIGURA 13 e FOTOS 12 e 13).

3.2.3.1.3 Bandamento de transposição (S_{n+1})

Uma foliação marcante que se sobrepõe à superfície S_n , descrita nos itens anteriores, é o bandamento de transposição de alto ângulo (S_{n+1}). Esse bandamento afetou generalizadamente os

FIGURA 12 - Afloramento de rochas ortognáissicas extremamente transpostas por cisalhamento simples, de baixo ângulo, dúctil, nas proximidades do contato tectônico com as rochas meta-sedimentares da Formação Água Clara (Ponto AR-191). Observam-se zonas constituídas de quartzo e feldspato intensamente transpostos, desenvolvendo uma textura aplítica, com aspecto "fluidal", onde ocorreu a movimentação, isolando zonas gnáissicas com uma textura granoblástica.

FIGURA 13 - Desenho esquemático do afloramento AR-97. Observa-se a foliação S_n associada à fase F_n de deformação que gerou o imbricamento tectônico entre meta-sedimentos e ortognaisses. Observam-se as ondulações com o desenvolvimento de fraturas verticalizadas associada à foliação S_{n+1} da fase de deformação F_{n+1} .

FOTO 10 - Observam-se os efeitos da intensa transposição que afetou as rochas ortognâissicas. Desenvolvem-se camadas quartzo-feldspáticas com seus constituintes extremamente estirados (Ponto AR-191). (Vide Figura 12)

FOTO 11 - Outro detalhe dos efeitos da transposição. Observam-se restos isolados ou porções de camadas de gnaisses, preservadas em parte, separadas por camadas finas quartzo-feldspáticas (Ponto AR-191). (Vide Figura 12)

FOTO 12 - Contato tectônico entre rochas cálcio-silicáticas e ortognáissicas. Bandas escuras constituídas por metassedimentos e bandas claras por ortognaisses quartzo-feldspático (Ponto AR-79). (Vide Figura 13)

FOTO 13 - Detalhe mostrando ondulações posteriores ao imbricamento tectônico, relacionadas à fase de deformação F_{n+1} (Ponto AR-79). (Vide Figura 13)

meta-sedimentos da Formação Água Clara, principalmente na porção leste da área, e, em menor intensidade, os ortognaisses expostos na porção noroeste da área.

Observa-se que a foliação de alto ângulo (S_{n+1}) corta e transpõe o bandamento composicional de baixo ângulo (S_n) em intensidades e de formas variadas.

Essa superfície S_{n+1} ocorre em posição plano-axial às dobras abertas a fechadas desenvolvidas sobre a superfície S_n , em consequência de intenso dobramento progressivo e contínuo, associado a um evento de cisalhamento simples, em estado dúctil-rúptil a dúctil, de alto ângulo.

A evolução dos processos de transposição que geraram essa foliação S_{n+1} sobre o bandamento composicional de transposição S_n , como pode ser observada em diversos afloramentos, como por exemplo na FIGURA 14.

Observa-se, de SE para NW, a evolução progressiva do cisalhamento dúctil-rúptil a dúctil de alto ângulo. No ponto AR-01 vê-se extenso afloramento de rochas metacarbonáticas. São mármore calcíticos (camadas escuras) alternadas com camadas espessas de mármore cálcio-arenitos e dolo-arenitos (camadas claras). Neste afloramento notam-se dobramentos desarmônicos evidenciados pela presença de dobras isópacas a anisópacas, abertas a fechadas, onde há uma foliação de alto ângulo bem desenvolvida (FOTOS 3 e 4). Essa foliação que se sobrepõe ao bandamento composicional das rochas em questão foi denominada de superfície S_{n+1} .

À medida que se caminha para noroeste observa-se um aumento de transposição associado à foliação S_{n+1} , plano-axial. No ponto AR-07 ocorre o rompimento das bandas carbonáticas, mais finas, que se alojam, na forma de pedaços e restos de camadas, nas bandas espessas de carbonatos impuros. No ponto AR-08 a transposição é mais intensa, culminando, no ponto AR-16 (FIGURA 15), com o rompimento total da camada S_n pela foliação S_{n+1} , através do desenvolvimento de uma zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo ("Shear Zone") (Vide FIGURAS 14 e 15 e DESENHO 3 - Domínio Estrutural IV).

Vê-se, então, que nesse local os efeitos do cisalhamento simples de alto ângulo tornam-se extremamente intensos, ocorrendo o rompimento total da foliação pretérita S_n , que a leste encon-

FIGURA 14 - Perfil esquemático mostrando o aumento de transposição de alto ângulo da fase F_{n+1} que gerou uma foliação de transposição S_{n+1} que afetou os metassedimentos da Formação Água Clara. Observe-se o aumento de sudeste para noroeste, desde o Ponto AR-01 localizado na cidade de Apiaí até o contato com o granito Três Córregos, através do Perfil A-B.

tra-se apenas dobrada e parcialmente transposta.

No ponto AR-16 em questão (FIGURA 15) observa-se: uma xistosidade de transposição verticalizada (1), com "boudins" de quartzito (2) e rochas metabasíticas (6) (FOTOMICROGRAFIA 14); dobras intrafoliais e restos de camadas dobradas com uma xistosidade paralela (4) (FOTO 14); restos de camadas métricas de quartzito dobrados (5) (FOTO 15); rochas cálcio-silicáticas transpostas desenvolvendo um novo bandamento composicional de transposição verticalizada (3) (FOTO 16) (FOTOMICROGRAFIAS 8 a 13).

Interessante notar, nesse afloramento, a evolução do processo de transposição a alto ângulo, onde se observam restos de camadas de rocha cálcio-silicática (7) (FOTO 17) sendo gradativamente transposta (8), (FOTO 18). Com o aumento da transposição desaparecem os restos de camadas decimétricas dobradas, passando para um estágio mais evoluído, onde se observam apenas ápices de dobras intrafoliais de tamanho centimétrico (9) até o desaparecimento, quase completo, dos vestígios das camadas pré-existentes (S_n), resultando uma nova foliação (S_{n+1}), com bandamento composicional e xistosidade paralela (10). Nota-se também que, dependendo da litologia, pode-se desenvolver ora uma xistosidade de transposição (1) em rochas mais pelíticas, ora um bandamento composicional (3) em rochas cálcio-silicáticas, ou um bandamento composicional, cujas bandas estão semi-interrompidas (9) e (10), atestando estágios intermediários, onde se encontram preservados vestígios de camadas de diferentes tipos de rochas.

Observa-se, então, o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento simples de alto ângulo (S_{n+1}) que tranpôs a foliação S_n .

Observa-se no DESENHO 3, domínio estrutural IV, a zona de maior intensidade dos efeitos do cisalhamento simples de alto ângulo. A sudeste desse domínio, nos domínios II e III, encontram-se os efeitos desse cisalhamento, como por exemplo, nos pontos AR-371 e 223 (FIGURAS 16 e 17). Em tais locais, à semelhança dos pontos AR-06 a 10 do PERFIL A-B, ocorre a transposição da foliação pré-existente (S_n) e a reorientação das actinolitas centimétricas, nas bandas de carbonatos impuros e o dobramento desarmônico das camadas mais finas de carbonato puro (AR-223). Nessa faixa, onde se situam os domínios estruturais II e III, nota-se essa transposição de alto ângulo com menos intensi-

FIGURA 15 - Detalhe da figura anterior destacando-se o Ponto AR-16. Zona de intensa transposição. Escala 10x4 m. Fotos 14 a 18 e Fotomicrografias 8 a 14.

FOTO 14 - Dobras intrafoliais com uma xistosidade paralela dobrada junta com o acamamento (Vide Figura 14-det^{al}he 4).

FOTO 15 - Dobra intrafolial métrica de rocha quartzítica (Vide Figura 14 - det^{al}he 5).

FOTO 16 - Rochas cálcio-silicáticas com o desenvolvimento de bandamento composicional de transposição verticalizada (Vide Figura 14 - detalhe 3).

FOTO 17 - Evolução do processo de transposição a alto ângulo rompendo camadas pré-existentes de cálcio-silicática (Vide Figura 14-detalhe 7).

FOTO 18 - Processo de transposição mais intenso com o rompimento total de restos de camadas de rochas cálcio-silicáticas (Vide Figura 14 - de talhe 8).

dade do que no domínio IV.

3.2.3.1.4 Foliação S_{n+2}

Observa-se o desenvolvimento de uma foliação S_{n+2} superimposta às foliações anteriores, que ocorre em alguns locais da área de estudo, afetando os meta-sedimentos da Formação Água Clara. Essa foliação é observada nos domínios estruturais II, III, IV, VI, VII e VIII (DESENHO 3).

Nesses domínios as rochas meta-sedimentares encontram-se dobradas pelos efeitos de movimentação, provavelmente, sinistrais, desenvolvidas tardiamente na zona de cisalhamento simples, de alto ângulo, no estado dúctil-rúptil, que ocorre no domínio estrutural IV, associada à fase de deformação F_{n+1} . Denominou-se a esta fase tardia fase de deformação F_{n+2} .

A foliação S_{n+2} apresenta características diversas, de acordo com o tipo de rocha afetada por esse evento deformacional citado. É uma superfície plano-axial às dobras da foliação S_n e S_{n+1} . No entanto, ela é somente observada na escala centimétrica, em micaxistos e às vezes em cálcio-xistos. No geral, é notada através das ondulações em dobras centimétricas a métricas, como por exemplo no ponto AR-13 (FIGURA 14). As rochas que são afetadas pelos efeitos deformacionais são, em sua grande maioria, meta-sedimentos cálcio-silicáticos e carbonatos impuros, que se adaptam às deformações superimpostas, sofrendo recristalizações de seus minerais constituintes (FOTOMICROGRAFIAS 8 a 13).

Geralmente, o que se observa é o redobramento do bandamento composicional de transposição (S) pela fase de deformação F_{n+1} , desenvolvendo uma superfície plano-axial S_{n+1} . Observa-se no ponto AR-7B (FIGURA 18) a ondulação dos eixos das dobras da fase F_{n+1} . Verifica-se que a variação de posição dos pólos dos eixos das dobras da foliação S_n estão contidas numa guirlanda. Essa guirlanda de pólos está contida na superfície plano-axial S_{n+1} , que também sofre ondulações horizontais (veja os diagramas de pólos (π) e de planos S_{n+1} (β)). Essa variação de posição dos eixos da fase F_{n+1} mostra os efeitos deformacionais tardios que afetou esses meta-sedimentos. Observam-se nos planos horizontal e vertical figuras de interferência dos mais variados tipos, como

FIGURA 16 - Observa-se a alternância de camadas mais carbonáticas com camadas de carbonatos impuros, quartzosos, com actinolitas centimétricas. Os efeitos da transposição por cisalhamento simples, de alto ângulo, reorientaram as actinolitas, que se tornaram paralelas à foliação S_n+1 e dobraram as camadas de carbonatos puros (Ponto AR-223).

FIGURA 17 - Observam-se os mesmos efeitos de transposição por cisalhamento simples de alto ângulo transpondo camadas de carbonato puro e reorientando actinolitas centimétricas (Ponto AR-371).

FIGURA 18 - Afloramento de rochas meta-sedimentares da Formação Água Clara. Observam-se os efeitos tardios de deformação associados à fase F_{n+2} . Vêm-se ondulações dos eixos das dobras da foliação S_n , dobradas durante a fase F_{n+1} . Vê-se a guirlanda de pólos de eixos S_n contidos nas superfícies S_{n+1} , mostrando o dobramento dessa superfície tardiamente pela fase F_{n+2} . Observam-se figuras de interferência do tipo domo e bacia alongadas como reflexo da superposição de fases de deformação. Vê-se em planta a figura de interferência retratada na Foto 19 (Ponto AR-78).

FOTO 19 - Observam-se figuras de interferência de superposição de dobras mentos. Figuras em domos e bacias alongadas evidenciando a ondulação dos eixos das dobras da Fase F_{n+1} pelos efeitos tardios da Fase F_{n+2} (Detalhe da Figura 17 - Ponto AR-78).

consequência da superposição de fases de deformação (FOTO 19).

3.2.3.1.5 Xistosidade e clivagem ardosiana (S_1)

A clivagem ardosiana é uma feição planar característica dos metapelitos e subordinadamente dos metapsamitos, ocorrendo também nos cálcio-filitos e em metacarbonatos micáceos da Formação Córrego dos Marques.

A clivagem ardosiana caracteriza-se por ser uma clivagem contínua, fina, enquanto a xistosidade, por ser uma clivagem contínua, mais grossa. O limite entre essas clivagens é admitido como sendo o tamanho dos minerais, que na xistosidade já podem ser observados à vista desarmada (CARNEIRO, 1983).

Tanto a clivagem ardosiana como a xistosidade são aqui entendidas como superfície S_1 , por se colocarem em posição plano-axial às dobras do acamamento reliquiar (S_0).

A clivagem ardosiana é bem desenvolvida nos filitos e encontra-se, na maior parte dos afloramentos, em posição paralela ao acamamento reliquiar da rocha; encontra-se também em posição inclinada em relação a esse acamamento, provavelmente mais próxima do ápice de dobra. Entretanto, é comum encontrarem-se dobras, na escala mesoscópica, do acamamento reliquiar (S_0) com a clivagem ardosiana plano-axial relacionada a uma fase F_1^0 , como por exemplo no Ponto AR-52, onde se observam dobras mesoscópicas em rochas cálcio-filíticas com o acamamento reliquiar preservado e com uma clivagem ardosiana plano-axial (DESENHO 3 - PERFIL C-D). Nota-se, ainda, que essas dobras mesoscópicas encontram-se nos flancos de megadobras da fase de deformação F_2 , onde se desenvolve uma clivagem de crenulação (S_2) como superfície plano-axial (FIGURA 8) (FOTOMICROGRAFIAS 32 a 34).

3.2.3.1.6 Clivagem de crenulação (S_2)

A clivagem de crenulação (S_2) ocorre generalizadamente nas rochas da Formação Córrego dos Marques.

É mais facilmente reconhecida nos metapelitos como os filitos, que são susceptíveis ao desenvolvimento desta superfície.

Entretanto, a nível de observação de afloramentos, é difícil distingui-la da clivagem ardosiana, pois em alguns locais a evolução dessa clivagem gera um bandamento diferenciado muito fino, submilimétrico.

Quando essa clivagem de crenulação afeta rochas com alternâncias de metapelitos com metapsamitos pode-se identificá-la melhor nos afloramentos. São superfícies associadas a dobras em diversas escalas, de milimétricas a hectométricas, relacionadas à fase de dobramentos F_2 , que afetou as rochas dessa formação geológica (FIGURA 19).² Sua identificação em rochas metacarbonáticas é de difícil visualização, entretanto, nos cálcio-xistos pode ser reconhecida. Em rochas competentes, como os quartzitos é representada por uma clivagem de fratura.

Esse evento de deformação que gerou essa superfície S_2 , plano-axial às dobras D_2 , geradas na fase F_2 , que afetaram as rochas da Formação Córrego dos Marques, provavelmente afetou também as rochas da Formação Água Clara, que teve uma evolução pretérita com o desenvolvimento da superfície S_n citada anteriormente. Portanto, a superfície S_2 deve corresponder à superfície S_{n+1} . Um aspecto que dificulta a observação desse evento F_2 na Formação Água Clara é a superposição desta fase sobre rochas já intensamente dobradas anteriormente pela fase S_n .

3.2.3.1.7 Clivagem de crenulação (S_3)

A clivagem de crenulação (S_3) é comumente encontrada nos meta-sedimentos da Formação Córrego dos Marques. É uma clivagem que afeta as superfícies anteriores, tais como o acamamento reliquiar, a clivagem ardosiana e a clivagem de crenulação (S_2).

Essa superfície S_3 é visível nos afloramentos, pois se apresenta com um espaçamento maior que a S_2 . Normalmente está associada a ondulações megascópicas das dobras da fase F_2 .

Dependendo do tipo litológico, como presença de rochas competentes, ocorre associada a essa superfície S_3 o desenvolvimento de clivagem de fratura, à semelhança da superfície S_2 (FIGURA 19). Essa superfície S_3 tem correspondência com a superfície S_{n+2} que afetou as rochas da Formação Água Clara.

FIGURA 19 - Dobras hectométricas da fase de dobramento F_2 que gerou dobras D_2 . Observa-se a foliação plano-axial S_2 e a ondulação desse plano axial pela fase F_3 , desenvolvendo a foliação espaçada S_3 (Ponto AR-89).

3.2.3.1.8 Foliação milonítica

A foliação milonítica é encontrada comumente nas zonas de falhamentos transcorrentes, com destaque à Falha Quarenta Oitava, que define o domínio estrutural V (DESENHO 3). Essa falha encontra-se desenvolvida numa antiga zona de cisalhamento simples de alto ângulo (F_{n+1}), em estado dúctil, que deforma os meta-sedimentos da Formação Água Clara. Posteriormente, numa evolução tardia, novas movimentações ocorreram nesse domínio estrutural, desenvolvendo a zona de falhamento transcorrente, no estado rúptil-dúctil e rúptil, que apresenta vários estágios de moagem nas rochas da Formação Água Clara, bem como as rochas da Formação Córrego dos Marques; também afeta as rochas da intrusão granítica Apiaí.

Nessa falha Quarenta Oitava observa-se uma intensa foliação. Em lâmina petrográfica notam-se cristais maiores de muscovita, lenticularizados e dispersos em matriz micácea muito fina. Esses cristais representariam porfiroblastos provenientes de um mica-xisto original mais grosso (Ponto AR-363) (FOTOMICROGRAFIAS 38 e 39). Nesta mesma zona de falhamento transcorrente desenvolve-se uma textura blastomilonítica, onde são preservados os constituintes mineralógicos da rocha original, que, devido aos efeitos da intensa deformação rúptil, encontram-se estirados e alongados segundo o movimento principal de deslocamento. Neste local é possível identificar feldspatos e agregados quartzo-feldspáticos de formas lenticulares, que são considerados clastos de rocha psamítica (Ponto AR-04).

Na região do domínio estrutural IV (DESENHO 3) observam-se falhas transcorrentes afetando os meta-sedimentos e as rochas da intrusão granítica Três Córregos. Nessas rochas graníticas os efeitos de moagem são visíveis, e desenvolvem desde protomilonitos até milonitos, com os efeitos de movimentações evidenciados pelas estrias sub-horizontalizadas. Essas falhas cortam rochas metapelíticas, metapsamíticas e cálcio-silicáticas da Formação Água Clara, cujos efeitos só são visíveis em rochas mais psamíticas.

3.2.3.2 Lineações

Sob esta designação estão reunidos diversos tipos de elementos lineares, relacionados a estruturas secundárias, como lineações minerais definidas pelo alongamento de cristais ou grãos minerais observados na Formação Água Clara e nas rochas ortognaissicas, bem como eixos de dobras de diversas fases de dobramento, lineações de intersecção planar e de orientação mineral. Nas regiões afetadas por falhamentos observam-se lineações minerais e de estrias associadas à movimentação.

As lineações minerais de estiramento estão associadas aos processos de transposição que afetaram as rochas da Formação Água Clara e os ortognaisses. Encontram-se contidas na superfície de transposição S_n , designadas de bandamento composicional de transposição. Essas lineações estão representadas pelo alongamento de grãos e agregados minerais que adquirem a forma de bastonetes, que em perfil mostram-se lenticularizados. Cristais de quartzo são os minerais que mais facilmente sofrem o estiramento. Feldspatos se alongam adquirindo a forma amendoada. As micas também se orientam no mesmo sentido do movimento que gerou os processos de transposição. Paralelamente a essas lineações minerais, ocorrem estrias de minerais indicando a direção do cisalhamento dúctil, rotacional, de baixo ângulo que está associado a uma fase de deformação F_n . Nessa direção observa-se o alongamento de dobras em bainha desenvolvidas, principalmente, em rochas cálcio-silicáticas, metacarbonáticas e localmente em quartzitos, micaxistos e cálcio-xistos.

Essas lineações de estiramento mineral, alongamento máximo de dobras em bainha e estrias de cisalhamento encontram-se paralelizadas ao eixo do elipsóide de deformação. Observam-se em vários afloramentos essas lineações, como por exemplo, vistos nos PERFIS C-D e E-F, nas FIGURAS B, C e D, bem como lineações de estrias de movimentação em "boudins", perpendiculares aos eixos "boudinados" vistos na FIGURA A (DESENHO 3) (FOTO 20).

Outros tipos de lineações são as de intersecção entre vários tipos de planos associados a dobramentos e a eixos de dobras, comumente encontradas nas formações Água Clara e Córrego dos Marques.

Existe a lineação L_1 , vista na Formação Córrego dos Marques, que corresponde à intersecção entre a superfície dobrada S^0 e a foliação plano-axial S^1 (Ponto AR-52, visto no PERFIL C-D do DESENHO 3 ou na FIGURA 8). Na maioria dos locais não se observa com frequência essa lineação, pelo paralelismo entre S^0 e S^1 , mas é possível identificá-la quando há uma inclinação da clivagem ardósiana (S^0) em relação ao acamamento reliquiar (S^1) (FOTOMICROGRAFIA 33).

As lineações de crenulação correspondem à intersecção entre dois planos de foliação que se cruzam devido aos dobramentos e redobramentos que afetaram as rochas das formações Água Clara e Córrego dos Marques.

Identificou-se uma lineação de crenulação L_2 correspondente à intersecção entre a superfície S^1 com a clivagem de crenulação S^2 e uma lineação de crenulação L_1 , referente à intersecção entre S^2 com a clivagem de crenulação S^3 , bem como uma lineação de intersecção entre S^2 e S^3 (FIGURA 19).

3.3 Dobras mesoscópicas e fases de deformação

Para a análise dos dobramentos que afetaram a região de estudos procurou-se estabelecer a ordem em que ocorreram os eventos de deformação.

3.3.1 Formação Água Clara e ortognaisses

Os eventos de deformações que afetaram concomitantemente as rochas da Formação Água Clara e os ortognaisses originaram dobras e ondulações que se sobrepueram umas às outras, de acordo com cada tipo de cisalhamento simples ocorrido na área de estudos, o de baixo ângulo (F_n) e o de alto ângulo (F_{n+1}).

3.3.1.1 Dobras mesoscópicas D_n e fase de deformação F_n

As dobras mesoscópicas D_n desenvolveram-se sobre os meta-sedimentos da Formação Água Clara e os ortognaisses. Essas dobras ocorrem principalmente na porção oeste da área, mais especifica-

mente nos domínios estruturais I, VII e VIII, sendo localmente encontradas em toda a área (DESENHO 3).

Formam-se dobras em vários estilos, como por exemplo, dobras em bainha e intrafoliais com uma xistosidade paralela; dobras com graus variados de espessamento de ápices, no geral isoclinais a fechadas, até dobras isópacas a anisópacas com eixos curvos ou não. Essas dobras possuem eixos que podem ter evoluído desde a posição paralela ao eixo Y até o seu encurvamento total paralelo ao eixo X do elipsóide de deformação (ARTHAUD, 1987; HASUI et al. 1984b e c; RAMSAY, 1977).

Alguns tipos de dobras desta fase podem ser vistos em inúmeros afloramentos, como por exemplo no ponto AR-87 (FOTOS 2, 6, 7 e 21). Observa-se que em um único afloramento extenso encontram-se estilos variados de dobras, que são redobradas, transpostas, isolando-se em pedaços de dobras e restos de camadas dobradas. Os estilos variam em função da competência das camadas, que resistem de formas variadas aos esforços deformacionais, dependendo da sua posição inicial, pois observam-se camadas dobradas e "boudinadas", camadas estiradas e "boudinadas" e, posteriormente, dobradas de formas variadas. Esses vários exemplos podem ser vistos no DESENHO 3 (Pontos AR-126 - FIGURA B e AR-121 - FIGURA C; Pontos AR-171, 172 e 77 no PERFIL E-F; Pontos AR-41 e AR-50 no PERFIL C-D).

Nos PERFIS C-D e E-F (DESENHO 3) vêem-se os efeitos do cisalhamento dúctil, desta fase de deformação F, sobre rochas ortognáissicas, que se encontram intensamente transpostas, gerando estiramentos minerais. Nas proximidades do contato tectônico com os meta-sedimentos da Formação Água Clara, os efeitos de transposição são mais intensos, gerando imbricamentos tectônicos, com sobreposição de rochas ortognáissicas sobre meta-sedimentos. Em consequência deste evento deformacional formaram-se, nas rochas ortognáissicas, figuras dos mais variados tipos, lembrando às vezes dobras (FOTOS 10 e 11 e FIGURA 12), principalmente devido à competência dessas rochas que resistem aos esforços cisalhantes. À medida que se afasta do contato com os meta-sedimentos observam-se ondulações suaves, sub-horizontalizadas (FOTO 1).

Em região próxima ao contato com os meta-sedimentos também

FOTO 20 - Observam-se lineações de estrias de movimentação aproximadamente perpendiculares aos eixos de "boudinagem" (paralelos à direção N-S da bússola). São lineações paralelas ao eixo X do elipsóide de deformação e os "boudins" são paralelos ao eixo Y (detalhe da Figura A-Ponto AR-134 - visto no Desenho 3).

FOTO 21 - Dobramento intenso e redobramentos sobre rochas cálcio-silicáticas, com o desenvolvimento de dobras com os eixos curvados desde a posição paralela ao eixo Y até o paralelo com o eixo X do elipsóide de deformação (Ponto AR-087).

pode-se observar os efeitos de transposição através do desenvolvimento de zonas mais afetadas pelo cisalhamento dúctil, formando porções ou faixas mais mobilizadas de estrutura quartzo-feldspática, de granulação fina, com alongamentos extremos dos minerais estirados. Essas faixas mobilizadas, aplíticas, entre-meiavam porções de rochas ortognaissicas mais preservadas dos esforços deformacionais, mantendo uma textura granoblástica principalmente e encontrando-se em faixas de espessuras variadas (Ponto AR-39, visto no PERFIL C-D - DESENHO 3, na FOTO 22, bem como na FOTOMICROGRAFIA 31).

Como pode-se ver no PERFIL C-D (DESENHO 3), no Ponto AR-187, os ortognaisses, com estiramento mineral intenso, encontram-se, tectonicamente, sobre rochas da Formação Água Clara. Já no ponto AR-39, citado acima, nota-se que as rochas da Formação Água Clara é que estão tectonicamente sobre os ortognaisses. Esse fato sugere que existe um imbricamento tectônico dessas rochas. Observa-se que esses imbricamentos tectônicos estão associados à evolução do cisalhamento dúctil, de baixo ângulo, que originou a foliação de transposição S_n , bem como as ondulações e dobras desenvolvidas durante a progressão dos efeitos deformacionais da fase de deformação F_n .

Observa-se, nesses pontos citados acima, o desenvolvimento de uma outra foliação subverticalizada, identificada como sendo a foliação S_{n+1} , plano-axial às ondulações e dobramentos posteriores à formação das dobras e da foliação pretérita S_n .

3.3.1.2 Dobras mesoscópicas D_{n+1} e fase de deformação F_{n+1}

As dobras mesoscópicas D_{n+1} são encontradas principalmente na porção leste da área de estudos, onde predominam as rochas metacarbonáticas impuras e rochas cálcio-silicáticas da Formação Água Clara.

Cabe ressaltar que uma série de considerações sobre as dobras D_{n+1} em questão foi discutida no subitem 3.2.3.1.3 no qual se descreveu a foliação S_{n+1} . É difícil separar a foliação plano-axial e as dobras associadas, pois ocorreram concomitantemente em consequência da mesma fase de deformação F_{n+1} .

Complementando os dados já discutidos, observam-se alguns

tipos de dobras desarmônicas no ponto AR-01 (FOTOS 3 e 4). São dobras abertas e fechadas em função da variação de competência dos estratos rochosos que se alternam. Esse afloramento representa a maioria das ocorrências de carbonatos impuros entremeados nas rochas cálcio-silicáticas e dobrados pela fase de deformação F_{n+1} . Essas rochas ocorrem na porção leste da área de estudos, ladeando a Falha Quarenta Oitava. Entretanto, na maioria desses afloramentos as dobras são mais fechadas e mais transpostas pela foliação plano-axial S_{n+1} , em função da evolução progressiva do cisalhamento dúctil de alto ângulo que afetou essas rochas nessa porção da área. Exemplos dessa transposição são vistos nas FIGURAS 16 e 17 e no PERFIL A-B (DESENHO 3 - Pontos AR-07, 08, 09 e 13). Em outros locais, por exemplo, no Ponto AR-87 (FIGURA 10, FOTOS 2, 6 e 7) e no Ponto AR-78 (FIGURA 18 e PERFIL E-F do DESENHO 3) observa-se o dobramento da foliação S_n , com suas dobras intrafoliais e em bainha, dobradas posteriormente durante a fase de deformação F_{n+1} . Constata-se o desenvolvimento da foliação plano-axial S_{n+1} .

Em vários outros locais notam-se ondulações desta fase F_{n+1} afetando os meta-sedimentos e as rochas ortognáissicas (PERFIL C-D, Pontos AR-41 e 39 e PERFIL E-F, Pontos AR-77, 78 e 79).

3.3.1.3 Dobras mesoscópicas D_{n+2} e fase de deformação progressiva F_{n+2}

As dobras D_{n+2} formaram-se tardiamente em função da evolução progressiva da fase de deformação F_{n+2} através do desenvolvimento também tardio de zonas de cisalhamento simples, de alto ângulo, no estado dúctil-rúptil a dúctil que se instalou nos domínios estruturais IV e V (DESENHO 3). Essas zonas de cisalhamento sofreram movimentações sub-horizontalizadas posteriores, evidenciadas pelo dobramento das foliações pré-existentes formando macrodobras (a serem descritas em item posterior).

As dobras D_{n+2} em escala mesoscópica caracterizam-se pelo redobramento da foliação S_{n+1} , que anteriormente já se encontrava dobrada pela fase de deformação F_n , antes do desenvolvimento de movimentações horizontais nas zonas de cisalhamento verticais.

As dobras D_{n+2} se formam pelo dobramento dos eixos das

dobras D_{n+1} . Essa superposição de dobramentos sobre a foliação S_n geram figuras de interferência de tipos diversos e muitas vezes complexos. Alguns exemplos desses efeitos de redobramentos podem ser vistos no ponto AR-13 (PERFIL A-B - DESENHO 3) onde se formam figuras do tipo 1 (RAMSAY, 1977), em domos e bacias. No afloramento AR-78 (PERFIL E-F - DESENHO 3) observam-se também figuras de interferência tipo 1, porém alongadas. Vê-se nesse ponto o dobramento dos eixos das dobras D_{n+1} . No afloramento AR-11 (FIGURA 1 - DESENHO 3 e FOTO 23) o redobramento forma uma figura de interferência do tipo 3, em laços. Figuras do tipo 2, em cogumelo, e variações entre os dois tipos (2 e 3) são comuns. Figuras mais complexas são vistas sempre em função do corte horizontal, vertical ou inclinado às estruturas aflorantes. Mas o que se deve ter em mente é que a superfície de transposição S_n , com suas dobras em bainha e intrafoliais, foi dobrada posteriormente pelo evento F_{n+1} e posteriormente redobrada pelo evento tardio de transposição F_{n+2} , que evoluiu para zonas de cisalhamento vertical com movimentações horizontais.

3.3.2 Formação Córrego dos Marques

Nos meta-sedimentos da Formação Córrego dos Marques reconheceram-se três grupos de dobras (D_1 , D_2 e D_3) originadas em três fases de deformações (F_1 , F_2 e F_3).

3.3.2.1 Dobras D_1 e fase de deformação F_1

As dobras D_1 correspondem ao dobramento do acamamento reliquiar dos meta-sedimentos, desenvolvendo como superfície plano-axial uma clivagem ardosiária ou xistosidade (S_1). Essas dobras são geralmente mesoscópicas e localmente decamétricas.

Observaram-se dobras decamétricas no ponto AR-204 (FIGURA 7), descritos no Item 3.2.2. e em dobras abertas mesoscópicas (D_1) no ponto AR-52 (FIGURA 8).

FOTO 22 - Observam-se faixas de rochas ortognaissicas com textura granoblástica alternadas irregularmente com camadas quartzo-feldspáticas, com estruturas fluidais, textura de aspecto aplítico, e constituintes minerais intensamente estirados e transpostos. A foto mostra a inclinação do pacote para NW, com os minerais estirados nesse mesmo sentido (Ponto AR-039) (Vide desenho 3 - Perfil C-D).

FOTO 23 - Observa-se o redobramento da foliação S_n gerando dobras D_{n+2} . São rochas cálcio-silicáticas e metacarbonáticas impuras em processo avançado de alteração (Ponto AR-011).

3.3.2.2 Dobras D_2 e fase de deformação F_2

As dobras D_2 são as mais comuns encontradas na área de estudo, desde a escala mesoscópica até a megascópica. Estas dobras afetaram o acamamento reliquiar e a clivagem ardosiária ou a xistosidade, que no geral encontram-se paralelizadas.

Os filitos e xistos finos apresentam-se dobrados, desenvolvendo dobras abertas a fechadas, com ápices arredondados a subangulosos, em geral espessados.

Nos mármore dolomíticos bandados as dobras no geral são isópacas e localmente pouco espessadas nos ápices.

A superfície plano-axial a essas dobras é uma clivagem de crenulação (S_2) associada a um bandamento diferenciado submilimétrico (subitem 3.2.3.1.6).

No geral as dobras mesoscópicas apresentam um caráter plano-cilíndrico, com os eixos sub-horizontais a levemente inclinados, quando não há a influência local de redobramentos superimpostos pela fase de deformação F_3 (DESENHO 3 - FIGURA E).

Na região onde aflora a Formação Córrego dos Marques observam-se, principalmente, flancos de macrodobras, no geral retilíneos a pouco ondulados nos metacalcários bandados. Nos xistos e filitos observam-se dobras menores com uma clivagem de crenulação plano-axial.

Esta fase de deformação deve corresponder à fase F_{n+1} , desenvolvida na Formação Água Clara.

3.3.2.3 Dobras D_3 e fase de deformação F_3

As dobras D_3 foram observadas através de ondulações megascópicas que sofreram deformações locais mais intensas. Observam-se, nesses locais, dobras D_3 mesoscópicas, ondulando e dobrando suavemente os eixos das dobras D_2 e a formação de "kink bands" centimétricos sobre o bandamento diferenciado ou clivagem de crenulação S_2 .

No geral observa-se a presença de uma clivagem de crenulação S_3 afetando as foliações anteriores e que se encontra na posição plano-axial às dobras centimétricas da foliação reliquiar S_0 .

paralela à clivagem ardosiária S_1 .

No afloramento do Ponto AR-89 (DESENHO 3 - FIGURA E) observam-se ondulações da fase F_3 sobre as foliações anteriores. Nesses locais é marcante o desenvolvimento da superfície de crenulação S_3 , destacada na superfície das camadas dobradas.

Em síntese, a fase de deformação F_3 caracteriza-se por apresentar amplas ondulações megascópicas e dobras suaves a abertas na escala mesoscópica. Esta fase F_3 é superimposta à fase F_2 anterior; entretanto, as dobras D_2 são as principais dobras que ocorrem na área de exposição da Formação Córrego dos Marques.

Esta fase pode corresponder à fase F_{n+2} , que afetou a Formação Água Clara.

3.4 Análise megascópica de dobramentos

O DESENHO 3 mostra as principais megaestruturas da área estudada. Ai estão separados nove domínios estruturais, sendo oito domínios sobre os meta-sedimentos da Formação Água Clara, cada qual apresentando características estruturais próprias e um domínio estrutural (IX) sobre as rochas da Formação Córrego dos Marques, que também se caracteriza por apresentar uma estruturação própria de difícil identificação nos outros domínios citados (FIGURA 20).

Utilizando-se os critérios estabelecidos por TURNER e WEISS, (1963) procurou-se identificar áreas com características estruturais semelhantes, que permitissem estabelecer domínios homogêneos ou parcialmente homogêneos. Esses domínios estruturais foram analisados através da análise estatística, pelo diagrama Schmidt-Lambert, de cada afloramento com dados estruturais e que posteriormente foram agrupados em domínios, a seguir descritas.

3.4.1 Domínio estrutural I

O domínio estrutural I caracteriza-se por preservar evidências marcantes do evento de deformação por cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo, da fase de deformação F_1 .

Nesse domínio observam-se os imbricamentos n tectônicos das rochas ortognáissicas sobre os meta-sedimentos da Formação Água

FIGURA 20 - Distribuição dos vários elementos estruturais em diagramas Schmidt-Lambert por áreas de domínios estruturais relativamente homogêneos.

Clara e estes sobrepondo às rochas ortognáissicas em consequência de movimentos rotacionais característicos desta fase de deformação.

Como já foi descrito em itens anteriores, os efeitos deformacionais são visíveis em todas as escalas, desde a microscópica até a megascópica. Entretanto, são as deformações mesoscópicas, a nível de afloramento, as mais bem impressas nas rochas citadas, pois a nível microscópico ocorre o processo de recristalização dos constituintes mineralógicos, principalmente de rochas carbonáticas e cálcio-silicáticas, mascarando os efeitos deformacionais (Subitem 3.7).

Como se pode observar na FIGURA 20 - domínio I - há predominância de atitudes com direção NNE-SSW e mergulhos médios de 30° a 50° /WNW a NW da foliação S_n . Observa-se, contida nessa foliação, a presença de estrias de cisalhamento e lineações de estiramento mineral máximo, com a direção preferencial para NW-SE, paralelas ao eixo X do elipsóide de deformação.

Essas lineações L_n mostram a direção preferencial dos movimentos rotacionais ocasionados pela evolução progressiva do cisalhamento simples, de baixo ângulo, que gerou a foliação S_n e os redobramentos superimpostos vistos através das dobras intrafoliais e em bainha, bem como os imbricamentos tectônicos de sobreposição macroscópica de pacotes rochosos. Essas lineações são observadas generalizadamente nesse domínio, como por exemplo nos PERFIS C-D e E-F e FIGURAS A, B, C e D (DESENHO 3), mostrando a direção de estiramento máximo NW-SE.

Observam-se também as ondulações da foliação S_n pelo evento F_{n+1} , com o desenvolvimento da superfície S_{n+1} (vistos nos perfis citados acima, no lado oeste).

3.4.2 Domínios estruturais II e III

Os domínios estruturais II e III abrangem grande parte da área, com a predominância de rochas metacarbonáticas impuras entremeadas em rochas cálcio-silicáticas.

Nesses domínios predominam dobras mesoscópicas D_{n+1} associadas ao evento deformacional F_{n+1} . São dobras geradas por cisalhamento simples, no estado dúctil-rúptil a dúctil, que desenvolveu

uma superfície de transposição S_{n+1} , de alto ângulo, plano-axial às dobras. A superfície dobrada é a S_n . Nos metacarbonatos impuros preservam-se as camadas originais; entretanto, observa-se uma foliação micácea paralela ao acamamento reliquiar, mostrando a existência de um evento de deformação anterior, associado ao evento F_n . Exemplo de dobras desta fase é visto no ponto AR-01 (FOTOS 3 e 4).

Observam-se nesses domínios dobras megascópicas que configuram uma meganti-forma (DESENHO 3).

Foi possível realizar o tratamento estatístico da meganti-forma no domínio II, com a separação do flanco nordeste no domínio IIb e o flanco sudeste no domínio IIa. Desenharam-se, na FIGURA 20, as guirlandas formadas pelos pólos da superfície S_n e a foliação plano-axial S_{n+1} , mostrando uma direção WSW-ENE do eixo preferencial da megaestrutura.

No domínio estrutural III não foi possível o tratamento estatístico devido à grande variedade de atitudes das camadas dobradas afetadas pelo evento tardio de deformação F_{n+1} . Exemplo destas ondulações pode ser visto no Ponto AR-216 (DESENHO 3 - FIGURA F).

3.4.3 - Domínio estrutural IV

O domínio estrutural IV caracteriza-se por apresentar uma zona de cisalhamento simples, dúctil-rúptil a dúctil, de alto ângulo, que desenvolveu movimentos sub-horizontalizados da fase F_{n+2} , provavelmente sinistrais, ocasionados pela evolução progressiva dos esforços ocorridos durante a fase de deformação F_{n+1} , que gerou dobras D_{n+1} e uma foliação de transposição plano-axial S_{n+1} . Essa foliação S_{n+1} é uma superfície plano-axial às dobras desenvolvidas a leste deste domínio estrutural. À medida que se aproxima do domínio estrutural IV aumenta a intensidade de transposição, que culmina com uma transposição máxima no domínio em questão (Vide a evolução do cisalhamento de alto ângulo através do PERFIL A-B do DESENHO 3).

Em consequência dos movimentos tardios, sub-horizontais desenvolvidos nessa zona de cisalhamento de alto ângulo, ocorreu, provavelmente, o dobramento em escala megascópica dos meta-sedi-

mentos da Formação Água Clara que se expõem nos domínios estruturais VI, VII e VIII e através de ondulações e dobramentos mesoscópicos nos domínios I, II e III (vide subitem 3.9).

Tem-se na FIGURA 20, no domínio IV, a distribuição dos pólos da foliação S_n contidos numa guirlanda, em duas concentrações - NW e SE. Observa-se a foliação de transposição S_{n+1} na direção NE-SW. Notam-se os eixos contidos no plano S_{n+1} . A FIGURA 14 mostra a intensa transposição sofrida pela foliação S_{n+1} pela imposição da foliação S_n que se desenvolveu intensamente nessa zona de cisalhamento.

É interessante notar que este domínio estrutural IV, onde se desenvolveu intensa transposição com movimentações subhorizontais da Fase F_{n+2} , coincide com a descontinuidade aeromagnética identificada através de mapeamento aeromagnético realizado na Folha Araçaíba por MMAJ/JICA (1982) e reinterpretado por FERREIRA (1986). Observa-se na FIGURA 21 o mapa de interpretação aeromagnética da Folha; e na FIGURA 22, o mapa de filtragem passa-banda, da mesma Folha, com nível estimado de profundidade de investigação até 2 km. Comparem-se essas figuras com o DESENHO 3. Observa-se que mesmo em profundidades de 2 km essa zona de cisalhamento é identificada. A outra zona de descontinuidade magnética marcante corresponde à Zona de Falhamento Quarenta Ditava. Essas descontinuidades são bem visíveis nos perfis aeromagnético e geológico correspondentes (vide FIGURA 23 e DESENHO 3 - PERFIL A-B).

3.4.4 Domínio estrutural VI

Neste domínio observa-se um macrodobramento, provavelmente formado pela movimentação sub-horizontal desenvolvida na zona de cisalhamento de alto ângulo exposta no domínio estrutural IV (DESENHO 3).

Observa-se o redobramento da foliação S_n que já se encontrava dobrada durante a fase F_{n+1} . Verifica-se nos diagramas Schmidt-Lambert (diagrama π) a distribuição dos pólos da foliação S_n (FIGURA 20). No subdomínio VIc a foliação S_n encontra-se distribuída de forma homogênea, cujos pólos configuram uma guirlanda. No subdomínio VIb os pólos da foliação S_n encontram-se

LEGENDA

- — DESCONTINUIDADE MAGNÉTICA
- — LIMITE ENTRE ZONAS MAGNÉTICAS
- — CORPOS MAGNETIZADOS
- — LIMITE DE CORPOS MAGNETIZADOS
- — CORPO ALTAMENTE MAGNETIZADO AFLORANTE
COM SUSCEPTIBILIDADE ($\times 10^{-3}$ cgs.emu)

FIGURA 21 - Mapa de interpretação aeromagnética da Folha Araçuaia (Segundo MMAJ-JICA, 1982 - modificado por FERREIRA, 1986). Observam-se as descontinuidades magnéticas com destaque a descontinuidade que corresponde à zona de cisalhamento localizada no domínio estrutural IV. Vê-se Perfil C-D que engloba o Perfil A-B do Desenho 3. Vide Figura 23.

LEGENDA

— - DESCONTINUIDADE MAGNÉTICA

E - ZONA MAGNÉTICA

FIGURA 22 - Mapa de filtragem passa-banda da Folha Araçáiba com nível estimado de profundidade de investigação de 2 km (Segundo MMAJ-JICA, 1982 - modificado por FERREIRA, 1986). As descontinuidades magnéticas representam a zona de cisalhamento do domínio estrutural IV, a falha transcorrente Quarenta Oitava do domínio estrutural V e as falhas transcorrentes Espírito Santo e Serra do Carumbê (no sentido de noroeste para sudeste) Vide Figura 23.

concentrados, mostrando uma foliação média com mergulho para NNE. No subdomínio VIa, a leste, os pólos distribuem-se em duas concentrações, mas também configuram uma guirlanda de direção leste-oeste. As guirlandas nos subdomínios mostram o dobramento da foliação S_n , com o desenvolvimento de uma foliação plano-axial S_{n+1} . Observa-se que essa foliação S_{n+1} encontra-se dobrada junta. No subdomínio VIc a superfície S_{n+1} encontra-se na direção ENE-WSW; no subdomínio VId, na posição ESE-WNW e no subdomínio VIa, na posição NNW-SSE. Verifica-se também a mudança de posição dos eixos das dobras D_{n+1} (e S_{n+1}) que se encontram contidos nos planos axiais. No diagrama total VI observa-se a distribuição de todos os pólos plotados da foliação S_n , os pólos da foliação S_{n+1} e dos eixos das dobras D_{n+1} .

A macrodobra configurada no domínio VI não apresenta uma superfície plano-axial, pois essa estruturação, provavelmente, advém da movimentação tardia ocorrida na zona de cisalhamento de alto ângulo (Domínio IV) como consequência do arrasto sofrido pelos meta-sedimentos da Formação Água Clara.

3.4.5 Domínio estrutural VII

Nesse domínio observa-se uma macroestrutura vergada em sentido contrário à macrodobra do domínio VI. A zona de movimentação, que gerou essas macrodobras, encontra-se exposta no domínio IV (DESENHO 3).

No domínio VII em questão vê-se a foliação S_n dobrada, em dobras mesoscópicas, com a foliação S_{n+1} , plano-axial, dobrada junta, à semelhança da macrodobra do domínio VI. Essa macrodobra também configura um domínio aproximadamente homogêneo. Vê-se no diagrama π (FIGURA 20) a distribuição dos pólos da superfície S_n nos quadrantes SW e SE, onde se pode determinar uma guirlanda aproximada. Notam-se nesse diagrama (domínio VII) as ondulações dos eixos e S_{n+1} das dobras D_{n+1} . Também observa-se, em alguns pontos, o desenvolvimento de eixos de dobras mesoscópicas e que foram lançados no diagrama em questão. Esses dados estruturais de detalhe, somados com as atitudes da foliação S_n , configuram uma macrodobra sinformal, com uma superfície axial S_{n+1} interpretada com direção NNE-SSW com vergência para noroeste, contendo os eixos

S_{n+2}
e S_n . Entretanto, cabe frisar que essa macrodobra não desenvolveu uma foliação plano-axial evidente, a nível megascópico, a não ser em alguns pontos localizados em micaxistos (Pontos AR-417, 473 e 448) (DESENHO 3).

3.4.6 Domínio estrutural VIII

Neste domínio observa-se uma macroondulação com o mesmo sentido do virgamento da macrodobra do domínio VII. Esta macroestrutura encontra-se interrompida pelo Granito Paiol de Telha da Suíte Granítica Três Córregos. Encontra-se também interrompida por falhas transcorrentes que separam os meta-sedimentos da Formação Água Clara dos da Formação Córrego dos Marques. Observa-se a discordância entre as atitudes da foliação S_n da Água Clara, de direção NW-SE, a oeste do Granito Paiol de Telha, em relação às atitudes da Formação Córrego dos Marques, de direção NE-SW.

Neste domínio estrutural observam-se figuras de interferência entre as várias fases de dobramento que geraram dobras de estilos variados. Vê-se, no PERFIL E-F e nas FIGURAS B e C (DESENHO 3), a superposição de dobramentos. Nesse local encontram-se evidências dos efeitos da fase de deformação F_n , que gerou a foliação S_n , dobras intrafoliais e em bainha (FIGURA D - DESENHO 3). Essa S_n foliação foi notadamente dobrada pelo evento que se superimpôs, da fase de deformação F_{n+1} , dobrando a foliação anterior e desenvolvendo a foliação S_{n+1} . E tardiamente redobradas, em função do desenvolvimento de movimentos sinistrais na zona de cisalhamento ("Shear Zone") de alto ângulo da fase tardia F_{n+2} , no domínio IV.

Observa-se, na FIGURA 20, no diagrama π (Schmidt-Lambert)(Domínio VIII), a guirlanda formada pelos pólos da foliação S_n . Vê-se marcadamente a foliação S_{n+1} plano-axial às dobras D_{n+1} . Observam-se as lineações de estiramento mineral, eixos de dobras em bainha com a direção NW-SE da fase F_n que mantiveram a posição original do evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, através do paralelismo do estiramento máximo dos grãos minerais com o eixo X do elipsóide de deformação. Observam-se no PERFIL E-F, no Ponto AR-73, as ondulações dos eixos das dobras D_{n+1} , gerando novas dobras e ondulações da fase tardia F_{n+2} .

3.4.7 Domínio estrutural IX

Neste domínio ocorrem as rochas da Formação Córrego dos Marques, expostas em duas porções contíguas, a leste, como vestígios preservados de um novo evento de sedimentação que se desenvolveu posteriormente à sedimentação da Formação Água Clara.

Observa-se na FIGURA 20, no diagrama , a guirlanda formada pelos pólos da foliação S_0/S_1 , configurando dobras mesoscópicas a megascópicas da fase de deformação F_2 , gerando dobras D_2 , as mais comumente encontradas nesta formação. Tem-se a clivagem de crenulação (S_2) plano-axial às dobras D_2 . Nota-se a concentração dos eixos $e^{S_2}_{S_0/S_1}$ das dobras D_2 . Vêm-se também alguns eixos de dobras D_1 , mesoscópicas, coaxiais às dobras D_2 . Observam-se alguns eixos de dobras D_3 ($e^{S_3}_{S_0/S_1}$) com mergulhos mais acentuados.

Cabe ressaltar que os efeitos dos dobramentos que afetaram esta formação afetaram também o seu embasamento, representado pelos meta-sedimentos da Formação Água Clara.

3.4.8 Domínio estrutural V

Neste domínio estrutural desenvolveu-se também uma zona de cisalhamento dúctil, à semelhança da zona de cisalhamento de alto ângulo do domínio IV. Entretanto, posteriormente, desenvolveu-se uma zona de falhamento transcorrente denominada Quarenta Oitava. É uma faixa de cataclasitos, milonitos e filonitos que transpõe as rochas pré-existentes, incluindo as rochas do Granito Apiaí, aflorante a sudeste desta zona de falhamento (DESENHO 3).

Os vestígios de antiga zona de cisalhamento de alto ângulo é observada nas porções mais externas da zona milonítica, a medida que a zona de falha propriamente dita tem uma espessura aproximada de 500 metros e a zona de cisalhamento atinge mais de 1500 metros.

Observa-se na FIGURA 20, no diagrama (Schmidt-Lambert), a concentração de pólos da foliação milonítica/filonítica nos extremos exteriores dos quadrantes NW e SE, desenvolvendo uma foliação média verticalizada com a direção NE-SW. Observa-se a

concentração de pólos de lineações de estrias e de estiramento mineral com um mergulho médio de cerca de 30°.

Vê-se que essas movimentações transcorrentes afetaram as foliações tanto das rochas da Formação Água Clara como das rochas da Formação Córrego dos Marques, como se pode notar nesta última através dos efeitos deformacionais (DESENHO 3).

3.5 Metamorfismo

3.5.1 Considerações gerais

Para a caracterização das condições de formação das rochas meta-sedimentares e metabásicas das formações Água Clara e Córrego dos Marques, foi necessária a determinação das paragêneses minerais de cada tipo de rocha, baseando-se no princípio de que rochas de composições químicas diferentes formam paragêneses minerais diferentes nas mesmas condições de pressão e temperatura iniciais de formação (ESKOLA, 1920/21, apud WINKLER, 1977). Dentro dessas premissas procurou-se analisar o metamorfismo através da observação de lâminas petrográficas, com o auxílio, sempre que possível, dos dados obtidos no campo.

Com base nos processos deformacionais que afetaram as rochas, procurou-se estabelecer a correlação entre as foliações desenvolvidas e as paragêneses minerais associadas. Essa análise permitiu a determinação de dois eventos metamórficos regionais de grau médio (WINKLER, 1977) que afetaram as rochas da Formação Água Clara, na área de estudo. Além dessas fases notam-se os efeitos dos metamorfismos retrógrado, de contato e dinâmico. Na Formação Córrego dos Marques observa-se um evento de metamorfismo regional dinamotermal de grau fraco e um episódio tardio com o aparecimento de porfiroblastos. Observam-se também, nessa última formação, efeitos de metamorfismo retrógrado em metabasitos. As rochas ortognáissicas não apresentam paragêneses minerais típicas (DESENHO 4).

3.5.2 Metamorfismo regional dinamotermal

3.5.2.1 Formação Água Clara

A Formação Água Clara aflora numa faixa alongada de direção NE-SW, na porção oriental da Folha Araçaíba sendo que, a noroeste da Falha Quarenta Oitava, predominam rochas carbonáticas impuras e cálcio-silicáticas, com intercalações diversas (ALMEIDA, 1987b).

O primeiro evento de metamorfismo regional dinamotermal (M_n) registrado nas rochas da Formação Água Clara está associado à formação do bandamento composicional de transposição (S_n) de uma fase de deformação F_n .

Concomitantemente a esta fase de metamorfismo, ocorreu, nas imediações da área (região do Morro Agudo e Bairro Itaoca de Cima - Folha Barra do Chapéu), migmatização intensa M_i (ALMEIDA et al., 1986).

A segunda fase de metamorfismo regional tem caráter termal (M_{n+1}), evidenciado pelo crescimento das actinolitas existentes nas rochas metacarbonáticas e cálcio-silicáticas. Supõem-se que a região de estudo, afetada pelo metamorfismo regional dinamotermal de uma primeira fase, foi intrudida por massas ígneas tardias que geraram os ortognaisses expostos atualmente. O efeito da atuação do calor dessa intrusão ígnea sobre os meta-sedimentos da Formação Água Clara favoreceu transformações ou substituições de cristais de actinolitas, submetidos a esforços deformacionais numa primeira etapa, por cristais centimétricos não perturbados. Acredita-se que ocorreu uma recristalização ocasionada pelo aumento regional de temperatura. Posteriormente a esse crescimento "anômalo" das actinolitas atuaram os efeitos da deformação progressiva da fase F_{n+1} , nos domínios estruturais II, III e VI, que dobraram e reorientaram esses minerais, como foi visto no item anterior de análise estrutural.

Outros efeitos tardios de metamorfismo regional estão associados ao retrometamorfismo, com o aparecimento de porfiroblastos de muscovita e epidoto. Supõe-se que esse metamorfismo retrógrado esteja associado à fase de metamorfismo regional dinamotermal M_1 , de grau fraco, que afetou as rochas da Formação Córrego dos

Marques. Ocorrem também porfiroblastos de biotitas.

Para o estudo de M_n e M_{n+1} , procurou-se analisar a distribuição das paragêneses minerais levando-se em conta o tipo litológico, localização na área e a relação com os processos deformacionais característicos de cada local. Essas premissas permitem determinar o metamorfismo regional dinamo-termal da área em questão, considerando que a pressão dirigida está intimamente associada à variação de temperatura. No entanto, como se sabe, a pressão dirigida e a temperatura têm ação antagônica, pois o aumento de temperatura leva a um desenvolvimento de granulação maior, através do processo de cristalização, enquanto que o aumento da pressão dirigida produz foliação, lineação ou bandamento diferenciado, com a diminuição da granulação dos minerais formados. Pois, na área de estudos distinguem-se rochas cuja deformação predominou sobre a recristalização, isto é, rochas em cuja gênese o "stress" predominou sobre a temperatura, gerando uma granulação muito fina a fina, de estrutura planar intensa e com o desenvolvimento de lineações de estiramento mineral. Ocorrem nos domínios estruturais I, IV, VII, VIII e V (DESENHO 3). Enquanto que nos domínios II, III e VI observam-se minerais de actinolita centimétricas.

Com base nessas observações identificaram-se duas zonas metamórficas: zona de Tremolita/Actinolita (Faixa A) e zona do Diopsídio (Faixa B). Na Faixa A predominam rochas cálcio-silicáticas com intercalações de mármore impuros. Na Faixa B encontram-se rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, micaxistos, quartzitos, metabasitos e mármore impuros (DESENHOS 2 e 4).

Os minerais distribuídos em paragêneses minerais encontram-se quantificados em porcentagem nas diversas tabelas (1 a 7) apresentadas no subitem 3.7.

3.5.2.1.1 Faixa A - Zona da Tremolita/Actinolita

As paragêneses minerais observadas são:

a) rochas de derivação carbonática e margosa

- dolomita - quartzo - calcita - actinolita (+ flogopita, clorita, muscovita e acessórios) (Amostras AR-223, 392, 10,

216A, 386, 221, 222, 220, 347, 360, 633A, 351 e outras)(FOTOMICROGRAFIAS 1 e 2)(TABELA 1).

A presença desses minerais em paragênese indica um equilíbrio bivariante da reação que determina a isógrada da tremolita (actinolita), formada em condições de grau fraco a médio de metamorfismo. A reação provável de formação pode ser:

Essa reação, segundo METZ & TROMMSDORFF (1968), METZ (1973, apud WINKLER, 1977), ocorre restritamente em altos valores de X_{CO_2} , entre os pontos isobáricos I e II, ocorrendo uma variação de temperatura desde 480°C, à pressão de fluidos de 1,0 kb, até 620°C a uma pressão de fluidos de 5,0 kb. Portanto, é uma reação que se encontra dentro de um campo de variação desde o grau fraco (fácies xisto verde) até o grau médio (fácies anfibolito). Enquanto que em SLAUGHTER et al. (1975) essa reação apresenta um campo maior de variação de temperatura, nessas mesmas condições de pressão, atingindo desde 410°C até 630°C, com um aumento de variação do campo de X_{CO_2} , ou seja, um aumento de $X_{\text{H}_2\text{O}}$. Essas considerações indicam que, dependendo da região estudada, o campo de variação da temperatura e pressão pode variar em função da composição das rochas.

As actinolitas que se observam nesta faixa têm tamanho centimétrico (2 a 3 cm) sugerindo ter havido um metamorfismo regional termal que favoreceu o crescimento desses minerais, de acordo com as considerações tecidas anteriormente;

b) rochas de derivação básica intercaladas com camadas de rochas carbonáticas e margosas

- hornblenda - quartzo - granada (+ epidoto, titanita, plagioclásio - traços) (Amostra AR-629A)(FOTOMICROGRAFIAS 3 e 4)(TABELA 1);

- hornblenda - plagioclásio (albita - oligoclásio) - quartzo (+ epidoto - microfraturas e traços de opacos, biotita, apatita). (Amostra AR-629B)(TABELA 1).

Essas duas amostras de composição química um pouco diferente

ocorrem em camadas intercaladas, sugerindo uma formação em mesmas condições metamórficas.

A presença de hornblenda, granada, plagioclásio, epídoto/zoisita mostra que essas rochas se formaram nas mais altas temperaturas de grau fraco de metamorfismo, sendo um albita - oligoclásio anfibolito (AR-629B) e um hornblenda - granada (almandina) - quartzo - epídoto (AR-629A). Essas rochas ocorrem acima da isorreação hornblenda estável - almandina - oligoclásio (An₁₇), com uma temperatura acima de 480^o C. Esses minerais são estáveis a temperaturas maiores, no entanto, o fato de coexistir albita com oligoclásio limita o intervalo de variação de temperatura entre grau fraco e médio (WINKLER, 1977, p. 182).

Baseando-se nessas paragêneses, a Faixa A - Zona da Tremolita/Actinolita encontra-se no intervalo de temperatura entre 480^o C a 630^o C, num amplo campo de variação de pressão entre 1,0 kb a 5,0 kb. Portanto, essas paragêneses encontram-se nas proximidades do início de grau médio.

3.5.2.1.2 Faixa B - Zona do Diopsídio

A faixa B é constituída predominantemente por rochas cálcio-silicáticas, com intercalações comuns de xistos aluminosos, cálcio-xistos, quartzitos, metabasitos, mármore impuros e prováveis metatufos.

As paragêneses presentes são:

a) rochas de derivação carbonática e margosa

- calcita - actinolita - diopsídio - plagioclásio (albita) - acessórios (Amostra AR-585)(FOTOMICROGRAFIA 5)(TABELA 2):

- calcita - dolomita - actinolita - quartzo - microclíneo (+ opacos, flogopita, diopsídio, clorita magnesiânica, titanita e zircão) (Amostra AR-591 - banda cinza escura)(TABELA 2);

- diopsídio - calcita - dolomita - quartzo - microclínio-plagioclásio - actinolita - titanita - clorita magnesiânica e epídoto (Amostra AR-591 - banda cinza)(TABELA 2);

- quartzo - calcita - dolomita - flogopita - diopsídio -

plagioclásio (+ titanita, epidoto, opacos, actinolita) (Amostra AR-343)(TABELA 2);

- quartzo - calcita - actinolita - diopsídio - flogopita - clorita magnesiânica - plagioclásio (+ opacos, titanita) (Amostra AR-344)(FOTOMICROGRAFIAS 6 e 7)(TABELA 2);

- actinolita - diopsídio - quartzo - feldspato alcalino (+ titanita, epidoto) (Amostra AR-34A)(TABELA 4);

- calcita - dolomita - diopsídio - flogopita - actinolita - feldspato alcalino (+ titanita, plagioclásio, quartzo) (Amostra AR-78B)(FOTOMICROGRAFIA 24)(TABELA 5);

- diopsídio - microclínio - flogopita - calcita - dolomita (+ titanita, clorita, zircão, apatita, epidoto) (Amostra AR-87A)(FOTOMICROGRAFIAS 21 a 23)(TABELA 5);

- calcita - quartzo - microclínio - actinolita - diopsídio (+ opacos, clorita) (Amostra AR-129)(TABELA 5);

- diopsídio - feldspato potássico - plagioclásio - actinolita - carbonato (+ titanita, clorita magnesiânica, quartzo, opacos) (Amostra AR-149)(FOTOMICROGRAFIA 30)(TABELA 6);

- diopsídio - microclínio - plagioclásio cálcico - carbonato - clorita magnesiânica - actinolita (+ titanita, epidoto, zircão, hornblenda, turmalina) (Amostras AR-157A e 138B)(TABELA 6).

Essas amostras encontram-se distribuídas de sudoeste a nordeste, ocupando uma vasta faixa onde está situada a Zona do Diopsídio.

As reações mais prováveis de formação do mineral diopsídio podem ser:

Entretanto, segundo METZ (1970, apud WINKLER, op. cit.), o diopsídio em rochas dolomíticas silicosas é formado quase que

exclusivamente pela reação 6. Através desta reação e da reação 8 (determinada termodinamicamente) caracterizou-se o ponto isobárico invariante II, mostrando um amplo campo de variação de X_{CO_2} e pequena variação de temperatura. No entanto, devido à biva-
riância da reação 6 verifica-se a presença de uma faixa ao longo da curva de isorreação, favorecendo uma ampla variação de temperatura em várias pressões de fluido. Essa reação encontra-se desde grau fraco ($T = 455^{\circ}C$, à $P_f = 1,0 \text{ kb}$) até grau médio, início de grau forte ($T = 625^{\circ}C$, à $P_f = 5,0 \text{ kb}$) (ALMEIDA, 1987b).

A presença dos minerais como flogopita, K-feldspato (micro-clínio) e plagioclásio, nas paragêneses citadas, sugere que as rochas dessa faixa B podem se encontrar em pressões de $6,0 \text{ kb}$ e em temperaturas de $610^{\circ}C$, como demonstrou HEWITT (1973, apud FREY, 1974/75). Esse autor, através do diagrama isobárico $T-X_{CO_2}$, à $P_f = 6,0 \text{ kb}$, identifica a seguinte reação:

anfibólio + muscovita $\rightleftharpoons$ biotita + plagioclásio + K-feldspato + quartzo.

Essa reação intercepta a reação de formação do diopsídio:

anfibólio + calcita + quartzo $\rightleftharpoons$ diopsídio.

Essas reações se cruzam a uma temperatura de $600-610^{\circ}C$, à pressão constante de fluidos de $6,0 \text{ kb}$, o que sugere que essas paragêneses podem ter se formado a essas temperaturas (FIGURA 24). Segundo DEER et al. (1966, p. 237), na biotita, quando comparada com a flogopita, o magnésio foi substituído por ferro ferroso e também por íons trivalentes (Fe^{3+} , Al) e o alumínio substitui o silício nas posições tetraédricas. Na área de estudo predomina a flogopita, portanto a presença de magnésio prevaleceu sobre o ferro. Cabe ressaltar que esta zona metamórfica não atingiu a zona de anatexia, o que coloca estas condições de pressão e temperatura como limite para a área de estudos, ou seja, grau médio de metamorfismo.

b) rochas xistosas de derivação pelítica a cálcica

- diopsídio - quartzo - hornblenda/actinolita - clorita - muscovita - epidoto - carbonato - titanita (+ prehnita, opacos) (Amostra AR-124B) (FOTOMICROGRAFIAS 25 e 26) (TABELA 5);

- hornblenda - plagioclásio (andesina) - diopsídio - quartzo (+ opacos, granada, biotita, muscovita, sericita) (Amostra AR-134A) (TABELA 6);

- quartzo - biotita - muscovita - sillimanita (+ turmalina) (Amostra AR-578) (TABELA 4).

Nas duas primeiras paragêneses predominam as considerações anteriores, pois são xistos cálcicos e margosos. Enquanto que no ponto AR-578 o xisto é de origem pelítica. Portanto, a reação provável para essa associação mineral é:

Entretanto, cabe notar que não se observaram vestígios de estauroлита na lâmina petrográfica, o que sugere ter havido muito pouca quantidade desse mineral, sendo totalmente consumido, como também demonstra a pequena quantidade de sillimanita presente. Mas a sillimanita, em metamorfismo regional, pode ter sido derivada da decomposição de muscovita e de biotita (DEER et al., op. cit., p. 48)) comumente encontradas na área de estudo. O que se depreende desta discussão é que essa associação mineral ocorre em grau médio de metamorfismo.

c - rochas de derivação básica

- hornblenda - labradorita (+ clorita, prenhita, epídoto, leucoxênio, carbonato) (Amostra AR-151A) (FOTOMICROGRAFIAS 28 e 29) (TABELA 6);

- hornblenda - labradorita - diopsídio - epídoto (+ titanita, opacos, actinolita, hidróxidos de ferro) (Amostra AR-183) (FOTOMICROGRAFIA 27) (TABELA 6);

- hornblenda - labradorita - clinopiroxênio (+ prenhita, carbonato, epídoto, clorita, opacos, titanita, leucoxênio, sericita, zircão) (Amostra AR-133) (TABELA 6);

- hornblenda - plagioclásio (labradorita - andesina e oligoclásio) - diopsídio - titanita (+ opacos, carbonato, epídoto, sericita) (Amostra 575A) (FOTOMICROGRAFIA 20) (TABELA 4).

A primeira associação mineral (AR-151A) indica ser um labradorita anfibolito, entretanto a composição de plagioclásios em anfibolitos não constituem indicadores de grau metamórfico seguro (WINKLER, op. cit., p. 126). As associações seguintes encontram-se em grau médio de metamorfismo, podendo atingir até grau forte, desde que haja presença de água (WINKLER, op. cit., p. 128).

Em síntese, a Faixa B é caracterizada pelo aparecimento do diopsídio e portanto, em relação à Faixa A, indica condições mais enérgicas no metamorfismo progressivo (FIGURA 25).

3.5.2.2 .Formação Córrego dos Marques

As rochas pertencentes a essa formação encontram-se distribuídas a nordeste da Folha Araçaíba, em contato com rochas da Formação Água Clara e do Granito Saival.

As paragêneses minerais obtidas são:

a) rochas de derivação pelítica e pelítico-carbonática

- quartzo - clorita - calcita - dolomita - muscovita (Amostra AR-52)(FOTOMICROGRAFIA 32 a 34)(TABELA 7);

- calcita - dolomita - quartzo (+ clorita) (Amostra AR-97)(TABELA 7);

- quartzo - feldspato - clorita - muscovita - flogopita (Amostra AR-89)(TABELA 7);

- quartzo - muscovita - clorita - feldspato - flogopita - carbonato (Amostra AR-334)(TABELA 7).

b) rochas de derivação carbonática

- dolomita - calcita - quartzo - muscovita - flogopita (Amostra AR-204A)(TABELA 7).

c) rocha de derivação básica

- hornblenda - albita - titanita - clorita - biotita - quartzo - epidoto (Amostra AR-207)(TABELA 7).

Analisando as paragêneses das amostras AR-52 e 97, verifica-

FIGURA 24 - Diagrama isobárico T-X_{CO2} mostrando as paragéneses minerais de rochas de derivação carbonática e margosa que atingiram pressões de até 6 Kb dentro da Zona metamórfica do Diopsídio (Segundo HEWITT, 1973 - apud FREY, 1974/75).

FIGURA 25 - Diagrama P-T para as paragéneses minerais das zonas metamórficas da Actinolita/Tremolita e Diopsídio expostas na área de estudo, incluindo as paragéneses da Figura 24 (retângulo tracejado) (WINKLER, 1977, modificado).

se que elas apresentam baixa fração molar de CO_2 e suas condições metamórficas mais drásticas encontram-se no início de grau fraco.

As paragêneses AR-89 e 334 contêm flogopita e ausência de talco. Pode-se considerar que houve um incremento metamórfico em relação às paragêneses anteriores.

As rochas de derivação pelítica e pelítico-carbonática apresentam paragêneses indicativas de grau fraco de metamorfismo, capazes de produzirem reações em suas porções pelíticas, sem contudo originar reações de descarbonatação, o que favoreceria o aparecimento de minerais como o talco, clinoanfíbólio e outros.

A única amostra que apresenta paragênese típica de grau fraco é a rocha de derivação carbonática.

A rocha de derivação básica é um albita anfibolito, com a hornblenda originando epidoto, clorita e biotita. Sabe-se que em temperatura decrescente o oligoclásio é substituído por albita (+ clinozoisita). A coexistência desses minerais ocorre em grau fraco de metamorfismo, assim como a presença de clorita nessas rochas é diagnóstica de grau fraco (WINKLER, 1977, p. 128).

Em síntese, as rochas da Formação Córrego dos Marques formaram-se em condições de grau fraco de metamorfismo dinamotermal.

3.5.2.3 Rochas ortognáissicas

Na análise das rochas ortognáissicas não se identificaram paragêneses minerais ou minerais índices que permitissem analisar seu metamorfismo. Supõe-se, no entanto, que se formaram em condições acima de grau médio, sugerido pelas seguintes associações minerais:

- plagioclásio (oligoclásio) - feldspato alcalino - quartzo - hornblenda - biotita (+ clorita) -(+ opacos, titanita, apatita, alanita, sericita) (Amostras AR-145A, 198B, 39-1 e 39-2) (FOTOMICROGRAFIA 31) (TABELA 6).

As associações minerais acima não indicam o grau metamórfico por si só, sendo necessárias observações microestruturais e mesoscópicas. Como frisado em itens anteriores, os ortognaisses encontram-se localmente migmatizados e intensamente transpostos,

sugerindo que essas rochas "ocorram em condições de temperatura e pressão das partes profundas da crosta terrestre, dando origem tanto a rochas metamórficas de grau forte, como a migmatitos e granitos. A origem de granitos e migmatitos em partes profundas de faixas orogênicas deve ser considerada como diretamente relacionada com metamorfismo de grau forte" (WINKLER, op. cit., p. 214).

3.5.3 Metamorfismo de contato

O metamorfismo de contato que afetou os meta-sedimentos da Formação Água Clara está relacionado à intrusão granítica Barra do Chapéu da Suíte Três Córregos, atingindo principalmente rochas cálcio-silicáticas e xistos diversos. As porções mais afetadas encontram-se na região sul da área de estudos, como "tetos pendentes". Esses tetos pendentes distribuem-se por todo o batólito Barra do Chapéu expostos nas folhas de Araçaíba e Barra do Chapéu, a oeste (DESENHOS 2 e 4).

O metamorfismo de contato que afetou os meta-sedimentos não envolveu mudanças apreciáveis na composição química, estrutura e textura dessas rochas. Não houve a formação de um "hornfels" típico.

A seguir são expostas duas associações minerais de derivação pelítica e pelítico-psamítica:

- quartzo - biotita - muscovita - sillimanita (Amostra AR-615);

- quartzo - biotita - granada - sillimanita (Amostra AR-620B)

A paragênese da amostra AR-615 é típica de fácies anfibolito de metamorfismo de contato, sendo que "a presença de sillimanita parece ter sido favorecida pelas temperaturas elevadas mantidas por muito tempo e pela influência de fluidos magmáticos, pois ela é especialmente característica de rochas que ocorrem nas proximidades imediatas dos contatos graníticos" (WILLIAMS et al. 1970, p.198). No entanto, elas também podem ter sido afetadas pelo metamorfismo dinamothermal anterior.

A paragênese da amostra AR-620B mostra o desaparecimento da

muscovita e aparecimento da granada, o que sugere condições de metamorfismo superiores ao anteriormente visto, já no limite de grau médio para alto.

As rochas ortognáissicas que se encontram próximas aos corpos graníticos não parecem ter sofrido a ação metamórfica de contato, provavelmente devido às temperaturas também elevadas de sua formação (WINKLER, op. cit.).

3.5.4 Metamorfismo dinâmico

O metamorfismo dinâmico desenvolveu-se em duas zonas de cisalhamento: a zona de cisalhamento dúctil-rúptil a dúctil, de alto ângulo, localizada no domínio estrutural IV e na zona de falhamento transcorrente Quarenta Oitava, no domínio V (DESENHO 3). Em vários outros locais, onde se desenvolvem falhas diversas, também há evidências do metamorfismo dinâmico.

3.5.4.1 Zona de cisalhamento de alto ângulo ("shear zone")- domínio IV

Esta zona de cisalhamento caracteriza-se por apresentar uma estruturação megascópica em forma anastomosada onde as rochas encontram-se afetadas pelos esforços cisalhantes em intensidades variadas, desde a conservação das paragêneses minerais originadas pelo metamorfismo regional até aquelas em que ocorreram cataclase e milonitização. Esses últimos efeitos rúpteis estão relacionados com o desenvolvimento de falhas transcorrentes tardias que se instalaram na zona de cisalhamento.

As associações minerais observadas são (TABELA 3):

- calcita - quartzo - actinolita - epídoto - clorita (+titanita, plagioclásio, opacos) (Amostra 583A);

- biotita - quartzo - clinocianfibólio (cumingtonita) - sericita - granada (Amostra AR-555);

- quartzo - diopsídio - actinolita - carbonato - plagioclásio (+ titanita) (Amostra AR-16A e D);

- plagioclásio (oligoclásio) - argilo-minerais esverdeados - augita - sericita - epidoto - opacos (+ prenhita, clorita, carbonato)(AR-16B e C)(FOTOMICROGRAFIAS 8 a 13);

- hornblenda - quartzo - epidoto - plagioclásio cálcico - diopsídio-granada - turmalina (+ titanita)(Amostra AR-342B);

- hornblenda - plagioclásio (albita) - quartzo - carbonato - opacos (+ apatita)(Amostra AR-342C);

- actinolita - quartzo - plagioclásio - granada - diopsídio (+ epidoto, zircão, apatita)(Amostra AR-342A)(FOTOMICROGRAFIAS 16 e 17);

- quartzo - actinolita - diopsídio - limonita (+ biotita, opacos, apatita)(Amostra AR-17B);

- actinolita - quartzo - flogopita - opacos - plagioclásio - sericita (+ apatita, carbonato)(AR-17A)(FOTOMICROGRAFIAS 18 e 19).

Observa-se, como efeitos da pressão dirigida, a diminuição do tamanho dos grãos. Minerais como quartzo sofrem o processo de lenticularização, tornando-se alongados e formando agregados; os minerais de actinolita e diopsídio se rearranjam, recristalizando-se em tamanhos diminutos, sem apresentarem orientação preferencial; plagioclásios encontram-se na forma de agregados. No geral esses minerais distribuem-se em bandas, mostrando os vestígios de deformação, sem contudo ocorrerem modificações fundamentais nas paragêneses minerais formadas anteriormente, durante o metamorfismo regional, como se pode ver pelas associações minerais descritas acima. As evidências mais marcantes dessa zona de cisalhamento são vistas na escala mesoscópica, como no exemplo do Ponto AR-16 (FIGURA 14). Entretanto ressaltam-se algumas evidências microscópicas, como por exemplo, a amostra AR-583A, mostra uma textura cataclástica a milonítica, atestando os efeitos de cisalhamento rúptil e de estricção. Na paragênese mineral dessa amostra não se encontra o mineral diopsídio, comumente existente nesse local, o que pode sugerir um processo de retrometamorfismo, com a entrada de água no sistema, como consequência de movimentações tardias, transcorrentes (DESENHOS 3 e 4).

A amostra AR-555, granada-clinoanfibólio-biotita xisto,

evidencia os efeitos de deformação, com o quartzo em forma lenticularizada, com forte extinção ondulante; plaquetas de biotita encontram-se fortemente deformadas; porfiroblastos de granada, pré-cinemáticos, encontram-se fraturados. Entretanto, essa paragenese mineral ocorre em grau médio de metamorfismo.

3.5.4.2 Zona de falhamento transcorrente Quarenta Oitava - domínio V

Na Falha Quarenta Oitava desenvolveu-se espessa faixa de filonito, mostrando os efeitos do metamorfismo retrógrado de grau fraco sobre rochas xistosas de grau médio.

As paragéneses estudadas em dois pontos ao longo desta zona filonítica são descritas a seguir:

- muscovita - quartzo - biotita (+ clorita, plagioclásio, ortoclásio)(Amostra AR-04);

- muscovita - quartzo (+ clorita, opacos, acessórios)(Amostra AR-363)(FOTOMICROGRAFIAS 38 e 39).

Estas paragéneses apresentam largo espectro de estabilidade, desde o grau muito fraco até o final do fraco, quase médio. Embora não se encontre mais biotita na amostra AR-363, é possível que a clorita seja retrometamórfica, e, neste caso, esta rocha teria certamente atingido o grau fraco.

No geral, associadas a falhas transcorrentes, que cortam indistintamente as rochas da área, ocorrem faixas cataclásticas, onde se manifesta o metamorfismo dinâmico.

Os processos deformacionais e metamórficos atuam com mais eficiência sobre rochas granitóides e gnáissicas, gerando protomilonitos e milonitos. Os efeitos observados em cristais de quartzo iniciam-se com deformações causadoras de extinção ondulante e que progridem até a fase de recuperação total do cristal. Os feldspatos acham-se microfraturados e os plagioclásios apresentam lamelas de geminados encurvadas.

Como exemplos destacam-se dois afloramentos com brecha cataclástica desenvolvida em zonas de falhas transcorrentes, a seguir descritos:

a) hornblenda - epídoto - leucoxênio - feldspato alcalino - plagioclásio - titanita (+ zircão, apatita) (Amostra AR-582B);

b) quartzo - feldspato - sílica microcristalina - quartzo - leucoxênio - clinopiroxênio verde a pardo - titanita - granada - carbonato (+ diopsídio, epídoto, fluorita) (Amostra AR-113B).

A primeira amostra representa rocha constituída por fragmentos angulosos de cristais de hornblenda e feldspato, submilimétricos a milimétricos, intensamente deformados e dispersos em matriz de granulação finíssima composta por epídoto, hornblenda e leucoxênio. A segunda rocha encontra-se intensamente fraturada e hidrotermalizada. As fraturas apresentam espessura centimétrica e submilimétrica e são preenchidas principalmente por sílica microcristalina (+ quartzo). Leucoxênio ocorre capeando cristais de feldspato associado a clinopiroxênio verde a pardo e granada. Essas rochas brechadas ocorrem em vários pontos da área de estudos (DESENHO 2 E 4).

3.6 Relações entre deformação e metamorfismo

As relações entre deformação e metamorfismo que afetaram as rochas da área em questão e adjacências acham-se resumidas na FIGURA 26.

As rochas da Formação Água Clara e os ortognaisses foram afetados por um evento de intensa transposição, através de processos de cisalhamento de baixo ângulo, no estado dúctil, que geraram um bandamento composicional de transposição, uma xistosidade de transposição e uma foliação gnáissica (S) durante uma fase de deformação F_n . Associado a essa deformação desenvolveu-se um metamorfismo regional dinamoⁿtermal (M) e uma migmatização (M_i) concomitante e que teve ainda uma duração tardia. Essa migmatização encontra-se exposta nas regiões de Morro Agudo e Bairro de Itaoca de Cima (Folhas Aracaíba e Barra do Chapéu). Concomitantemente, não se sabendo se houve ou não um hiato de tempo, ocorreu um processo de deformação que afetou principalmente as rochas cálcio-silicáticas e metacarbonáticas impuras, localizadas na porção leste da área de estudo. Esse processo de deformação, fase F_{n+1} , gerou dobras com eixos de direção NNE-SSW.

e NE-SW e uma superfície plano-axial denominada de bandamento de transposição S_{n+1} . Concomitante a esse processo deformacional ocorreu um evento de metamorfismo regional termal que permitiu o crescimento das actinolitas. A esse evento metamórfico denominou-se M_{n+1} .

Posteriormente, foram depositados os sedimentos da Formação Córrego dos Marques, provavelmente relacionados com a deposição dos grupos Itaiacoca e Açungui. Esses meta-sedimentos foram afetados por eventos de deformação que podem ser distinguidos através de três fases distintas de dobramentos. O primeiro evento de deformação F_1 gerou dobras D_1 , preservando as estruturas reliquias, onde observa-se uma clivagem ardosiana plano-axial. Ocorreu associado a esta fase (F_1) o metamorfismo regional dinamotermal (M_1) de grau fraco. Esta fase de deformação (F_1) não foi observada nas rochas da Formação Água Clara, provavelmente devido à suavidade de dobramentos. Entretanto, pode-se considerar o metamorfismo retrógrado que afetou generalizadamente esta última formação citada, com o aparecimento de minerais índices indicativos de metamorfismo de grau fraco, como equivalentes a M_1 .

Posteriormente, a Formação Córrego dos Marques foi F_1 afetada por nova fase de deformação (F_2) que gerou dobras D_2 em função dos dobramentos da clivagem ardosiana (S_1), com o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação e/ou bandamento diferenciado (S_2), plano-axial. Concomitante a esta fase, podendo ter-se iniciado posteriormente à fase F_1 , ocorreu novo evento de metamorfismo regional M_2 , com o aparecimento de porfiroblastos de minerais como clorita, epidoto, biotita e outros. Esta fase de deformação foi reconhecida, nas rochas da Formação Água Clara, correspondendo a F_{n+1} . O metamorfismo é reconhecido através do aparecimento de porfiroblastos de biotita, epidoto e outros, provavelmente associados a M_2 .

Finalmente houve uma nova deformação que afetou as rochas da Formação Córrego dos Marques caracterizada pelo aparecimento de uma clivagem de crenulação (S_3) de direção NW-SE que gerou dobras abertas e macroondulações locais. Destinguem-se os efeitos deformacionais dessa fase sobre os meta-sedimentos da Formação Água Clara através da correlação com a fase F_{n+2} .

Provavelmente, no Proterozóico Superior, houve a intrusão

UNIDADE	CRONOLOGIA		PROTEROZOICO			CAMBRIANO- ORDOVICIANO
	EVENTO GEOLOGICO	ARQUEANO	INFERIOR	MEDIO	SUPERIOR	
FORMAÇÃO AGUA CLARA E ORTOGNAISSES	DEFORMAÇÃO		F _n			
			F _{n+1}			
				F _{n+2}		
	METAMORFISMO		M _n	M ₁		
			M _{n+1}	M ₂	M ₃	M ₅
					M ₄	
FORMAÇÃO CORREGO DOS MARQUES	DEFORMAÇÃO			F ₁ /F ₂		
					F ₃	
				M ₁		M ₃
	METAMORFISMO			M ₂		M ₅
					M ₄	

FASES DE DEFORMAÇÃO	F _n	METAMORFISMO REGIONAL	M _n	METAMORFISMO DE CONTATO	M ₃	METAMORFISMO DINAMICO	M ₅
	F _{n+1}		M _{n+1}		M ₄		
	F _{n+2}	DINAMOTERMAL	M ₁				
	F ₁		M ₂				
	F ₂						
	F ₃						

F_{n+1} corresponde em parte a F₂
 F_{n+2} corresponde em parte a F₃

FIGURA 26 - Relações entre deformação e metamorfismo.

das rochas pertencentes à Suíte Granítica Três Córregos que afetou as rochas das formações Água Clara e Córrego dos Marques e os ortognaisses, desenvolvendo metamorfismo de contato (M_2) sobre os meta-sedimentos da Água Clara. Essa suíte granítica também apresenta contatos tectônicos através de falhamentos de caráter normal e transcorrentes, onde se observa o desenvolvimento de brechas e zonas de moagem de intensidades variadas. Posteriormente houve novas intrusões graníticas que afetaram todas as rochas da região, desenvolvendo intenso metamorfismo de contato nos meta-sedimentos (M_4). Destacam-se o Granito Apiaí, a sudeste da área e as suítes Bairro da Serrinha e Sguário, expostas nas folhas Barra do Chapéu, Ribeirão Branco e Engenheiro Maia. E finalmente, como evidência dos últimos eventos do "Estado de Transição da Plataforma Brasileira" (ALMEIDA, 1969), ocorreram os grandes falhamentos transcorrentes que desenvolveram metamorfismo dinâmico (M_5), que apresenta efeitos de retrometamorfismo sobre as rochas da Formação Água Clara.

3.7 Análise petrográfica

A análise petrográfica neste trabalho tem a finalidade de integrar os dados obtidos nas várias escalas: macroscópica, mesoscópica e microscópica, à medida que a microscopia tem a função de auxiliar na identificação das microestruturas. Assim, natureza e morfologia de clivagens, orientação mineral, relações de superposição entre clivagens, bem como o estudo das relações entre eventos de deformação e metamorfismo podem ajudar no esclarecimento de problemas regionais (TROUW, 1973, 1985; CARNEIRO, 1983; ALMEIDA, 1987c).

Baseando-se nessas considerações procurou-se integrar os estruturais da macroestrutura da área de estudo (DESENHO 3).

Os minerais de cada afloramento estudado em lâmina petrográfica encontram-se nas tabelas (1 a 7) de cada domínio estrutural. A abreviatura dos minerais e seu significado são expostos a seguir:

Ab - Albita	Do - Dolomita	Ol - Oligoclásio
Ac - Actinolita	Ep - Epidoto	Op - Opacos
Au - Augita	Fl - Feldspato	Pl - Plagioclásio
Bi - Biotita	Gr - Granada	Pi - Pigeonita
Cc - Calcita	Ho - Hornblenda	Qz - Quartzo
Cl - Clorita	K-Fel - Fesdsp.K	Se - Sericita
Cpx - Clinopiroxênio	La - Labradorita	Si - Sillimanita
Cu - Cummingtonita	Mi - Microclínio	Tr - Tremolita
Di - Diopsídio	Mu - Muscovita	Ti - Titanita
		Tu - Turmalina

3.7.1 Domínios estruturais VIb, VIa, IIa e III (Leste). Zona metamórfica da actinolita. Formação Água Clara

Observa-se nesses domínios estruturais a predominância de mármore impuros calcíticos a dolomíticos e rochas cálcio-silicáticas e localmente anfibolitos e xistos na porção sul-sudeste da área em questão (TABELA 1). Essas rochas encontram-se na zona metamórfica da actinolita (DESENHO 4).

Os tipos de rochas encontrados nesses domínios serão analisados segundo suas características texturais, mineralógicas e microestruturais:

a) mármore impuros - são rochas de coloração cinza claro a cinza escuro, de granulacão fina a média e estrutura bandada, com bandas maciças a orientadas. Microscopicamente apresentam textura variada, de granoblástica, granolepidoblástica a porfiroblástica. Nesses mármore é comum encontrar actinolitas centimétricas, observáveis mais facilmente na escala mesoscópica (DESENHO 3 - FIGURA G). No geral são rochas constituídas predominantemente de calcita e/ou dolomita, contendo quartzo, flogopita e actinolita em proporções variadas. Secundariamente encontram-se clorita, opacos e titanita. Como exemplos devem ser observadas as FOTOMICROGRAFIAS 1 e 2. A FOTOMICROGRAFIA 1 mostra a estrutura orientada e uma textura predominantemente granolepidoblástica e a predominância dos carbonatos. A FOTOMICROGRAFIA 2, mostra um detalhe da anterior, se vê as relações entre o carbonato, o quartzo e a actinolita, que se encontram em contatos mútuos.

b) cálcio-silicáticas - são rochas de coloração cinza esverdeada a cinza clara, quando são alteradas apresentam coloração variegada, devido à variação composicional do bandamento, comumente presente nessas rochas. Como exemplo, observa-se, na FOTO-

MINERAIS	Ab	Tr/Al	Bi	Cc	Cl	Ho	Ep	Pl	Gr	Ho	Hi	Ku	Di	Pi	Qz	Se	Ti	TEXTURA	NOME DA ROCHA
ANASTRAS	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	(ESTRUTURA)	I
AR-638	I	I	tr	I	tr	I	0,3	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	Decussada/mesoblastica (granulita) (cao fina a media) (calcica a leve-mente orientada)	Anfibolito (metabasito?)
AR-639A	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639B	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639C	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639D	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639E	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639F	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639G	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639H	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639J	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639K	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639L	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639M	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639N	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639O	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639P	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639Q	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639R	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639S	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639T	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639U	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639V	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639W	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639X	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639Y	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-639Z	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-640	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-641	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-642	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-643	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-644	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-645	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-646	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-647	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-648	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-649	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-650	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-651	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-652	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-653	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-654	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-655	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-656	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-657	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-658	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-659	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-660	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-661	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-662	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-663	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-664	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-665	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-666	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-667	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-668	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-669	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-670	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-671	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-672	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-673	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-674	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-675	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-676	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-677	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-678	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-679	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-680	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-681	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-682	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-683	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-684	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-685	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-686	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-687	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-688	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-689	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-690	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-691	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-692	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-693	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-694	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-695	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-696	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-697	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-698	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-699	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
AR-700	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.
 # - somente determinados por difratometria de raios X.
 Ca - actinolitas centimétricas observadas no campo.

TABELA 1 - Domínios estruturais VIb, VIa, IIa e III (leste), Zona metamórfica da actinolita (Formação Água Clara).

FOTOMICROGRAFIA 1 - Nicóis X. Aumento 12x - Flogopita-quartzo-calcita mármore. Constituído predominantemente de calcita (+dolomita), quartzo, flogopita, clorita, actinolita, com textura granoblástica a grano lepidoblástica, de granulação fina e estrutura orientada. A rocha em questão encontra-se no domínio estrutural VIa, zona da actinolita (Ponto AR-633A).

FOTOMICROGRAFIA 2 - Detalhe da fotomicrografia anterior. Nicóis X - Aumento 38x. Observam-se cristais de actinolita associados aos cristais de carbonato e quartzo (Ponto AR-633A).

MICROGRAFIA 3, um granada-actinolita xisto, mostrando um bandamento irregular, com banda contendo actinolita e quartzo e banda com actinolita e cristais de granada pré-cinemáticos à foliação principal S_{n+1} . Na FOTOMICROGRAFIA 4, em maior detalhe, vêem-se as relações entre a xistosidade (actinolitas orientadas pela fase F_{n+1} que gerou a foliação S_{n+1}) com as granadas formadas anteriormente a essa xistosidade. Observa-se um cristal de granada (canto direito) com sombra de pressão contendo quartzo não orientado, o que demonstra que a granada é pré-cinemática à foliação circundante e o quartzo da sombra de pressão sincinemático à xistosidade (SPRY, 1969). Baseando-se na premissa de que o material da sombra de pressão seria depositado em zonas com suposta baixa tensão ou pequena deformação quando a matriz foi deformada ao redor do porfiroblasto pré-existente (VERNON, 1978). No entanto, este fato tomado isoladamente, principalmente se o porfiroblasto não tem uma xistosidade interna (Si), não é um aspecto conclusivo (FERGUSON & HARTE, 1975);

c) anfibolito - rocha de coloração cinza esverdeada, maciça, com textura decussada e constituída de hornblenda principalmente, contendo plagioclásio (albita-oligoclásio), quartzo e titanita (Ponto AR-629B) e rocha cinza escura, maciça a levemente orientada, com textura decussada a nematoblástica, contendo hornblenda e plagioclásio (+ quartzo) principalmente, com opacos, titanita e epidoto com menos de 1% (Ponto AR-638).

Estas rochas ocorrem no extremo sul da área, entre o Granito Barra do Chapéu e a Falha Quarenta Oitava, entremeadas com rochas cálcio-silicáticas e cálcio-xistos, sugerindo ser uma sequência sedimentar vulcanogênica. Estas rochas sugerem ser metabasitos, apesar da intensa deformação, ainda se observam na lâmina aspectos sugestivos de textura original ofítica.

3.7.2 Domínios estruturais VIc, IIb e III (Oeste). Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara.

Predominam, nesses domínios estruturais, mármore impuros e rochas cálcio-silicáticas, apresentando, no entanto, um incremento no metamorfismo regional, em relação aos domínios anteriores,

FOTOMICROGRAFIA 3 - Nicóis X. Aumento 8x. Granada-hornblenda xisto. Observam-se bandas interrompidas pelos efeitos da deformação. Esta rocha encontra-se no domínio estrutural Vib, zona da actinolita (Ponto AR-629A).

FOTOMICROGRAFIA 4 - Nicóis X. Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observam-se cristais comumente subédricos e isorrientados de hornblenda, associados com cristais nematoblásticos de actinolita com porfiroblásticos euédricos de granada pré-cinmáticos à foliação S_{n+1} . A textura varia de granonematooblástica e lepidodoblástica (Ponto AR-629A).

atingido a zona do diopsídio (TABELA 2 e DESENHOS 3 e 4).

As rochas presentes nesses domínios contém os minerais: actinolita, diopsídio, calcita, dolomita em proporções variadas. Apresentam texturas variando de granonematoblástica, granolepidoblástica a granoblástica. A estrutura é bandada a xistosa, sendo que a nível microscópico não apresenta orientação. A granulação varia de fina a média. É comum nesses domínios, como nos anteriores, a presença abundante de actinolitas centimétricas visíveis na escala mesoscópica.

Como exemplo, observa-se na FOTOMICROGRAFIA 5, um actinolita-calcita-diopsídio granofels, com estrutura microscópica maciça e textura granonematoblástica. Observam-se os minerais em paragênese mineral indicando a zona metamórfica do diopsídio (Ponto AR-585). Outro exemplo é observado na FOTOMICROGRAFIA 6. É um tremolita-calcita-diopsídio granofels, com estrutura orientada em bandas irregulares e textura granoblástica a poiquiloblástica. Observa-se na FOTOMICROGRAFIA 7, de maior detalhe, a intensa recristalização dos constituintes minerais, mostrando os efeitos acentuados da deformação com a diminuição da granulação, quando comparada com a FOTOMICROGRAFIA 5. As FOTOMICROGRAFIAS 6 e 7, em questão, encontram-se no domínio estrutural III (Ponto AR-344), próximo do domínio estrutural IV onde ocorreu intensa transposição por deslocamentos horizontais afetando as rochas adjacentes.

3.7.3 Domínio estrutural IV - Zona metamórfica do Diopsídio. Formação Água Clara.

Neste domínio estrutural desenvolveu-se intensa transposição das rochas através de duas fases de deformação. A primeira fase (F_{n+1}) com movimentos verticais gerou a foliação de transposição S_{n+1} . A segunda fase (F_{n+2}), tardia, gerou a foliação S_{n+2} sobre a foliação anterior, através de movimentações sub-horizontalizadas desenvolvidas neste domínio estrutural e que ocasionou o redobramento da foliação S_n e dobramento da S_{n+1} nos demais domínios estruturais.

As rochas presentes neste domínio são as cálcio-silicáticas, mármore impuros, cálcio-xistos e localmente metadiabásio. Essas rochas serão descritas através das fotomicrografias de lâminas

MINERAIS	Ab	Tr/Ac	Cc	Cl	Di	Ep	Pl	Ho	K	Mi	Op	Pl	Qz	Ti	TEXTURA	NOME DA ROCHA
AMOSTRAS									Feld						(ESTRUTURA)	
AR-585	5-10	5	40	tr	40-50									(5	Granonematoblastica (macica)	Actinolita-calcita-diop- sidio granofels
AR-591(I)		18,3	73,1	tr	0,1		0,2			7,9	0,4			tr	Granoblastica/granonematoblastica	Tremolita-calcita grano- fels (banda cinza escura)
			(+Do)							(+Qz)					(granulacao fina a media) (banda- da)	
AR-591(II)		1,3	21,4	1	63,5	0,3				8,4	2,8			1,3	Granoblastica/granonematoblastica	Calcita-diopsidio grano- fels (banda cinza)
			(+Do)							(+Qz)					(granulacao fina a media) (banda- da)	
AR-582B					30		40	25-30						(5	Cataclastica (macica)	Brecha cataclastica epidio- tizada
								(+Pl)								
AR-344		7,7	22,5	2,2	30,5	2,5				1,2	2	30,8	0,6		Granoblastica/poiquiloblastica	Tremolita-calcita diopsi- dio granofels
															(granulacao fina a media)	
															(orientada)	
AR-343		2,1	11,1		9,8	28,9				0,5	1,2	45,8	0,6		Granolepidoblastica/granoblastica	Diopsidio-calcita-flogopi- ta granofels
			(+Do)												(granulacao fina) (bandada/xisto- sa)	

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 2 - Domínios estruturais VIc, IIb e III (oeste). Zona metamórfica do diopsídio (Formação Água Clara).

FOTOMICROGRAFIA 5 Nicóis X. Aumento 38x. Actinolita-calcita-diopsídio granofels. Observam-se os minerais em contatos mútuos, predominando diopsídio e calcita, com albita e actinolita. A textura é granomematoblástica e estrutura maciça. Ocorre no domínio estrutural VIC (Ponto AR-585).

FOTOMICROGRAFIA 6 - Nicôis X. Aumento 20x. Actinolita-calcita diopsídio granofels. Observa-se a orientação dos minerais em bandas irregulares. Ocorre no domínio estrutural III (ponto AR-344).

FOTOMICROGRAFIA 7 - Nicôis X. Aumento 38X - Detalhe da fotomicrografia anterior. Observam-se quartzo, diopsídio, calcita e actinolita em contato mútuo. A textura é granoblástica a poiquiloblástica e a estrutura é orientada (Ponto AR-344).

petrográficas de diversos afloramentos distribuídos ao longo desse domínio (DESENHO 3 e TABELA 3).

Um dos afloramentos mais marcantes neste domínio refere-se ao Ponto AR-16 (DESENHO 3 - PERFIL A-B). Neste ponto procurou-se confeccionar três lâminas petrográficas perpendiculares entre si, em amostra orientada, com o intuito de se observar o estiramento mineral, o bandamento e as paragêneses minerais. A amostra em questão é um diopsídio-dolomita mármore, com actinolita e quartzo em menor quantidade. Observa-se na FIGURA 27 a disposição da amostra de mão no afloramento, com a lâmina 2 exposta em primeiro plano.

Observam-se nas FOTOMICROGRAFIAS 8 e 10, de menor aumento, as lâminas 1 e 2 respectivamente e nas FOTOMICROGRAFIAS 9 e 11, as mesmas lâminas em maior aumento. Observa-se o bandamento de transposição S_{n+1} , com o desenvolvimento de bandas dolomíticas com actinolitas e bandas diopsídicas com actinolita (FOTOMICROGRAFIAS 8 e 9). Vê-se a tendência dos minerais se orientarem ao longo do plano que se desenvolveu a foliação S_{n+1} . Mas verifica-se que a intensa recristalização dos minerais não permitiu o estiramento mineral, a não ser o alongamento dos diopsídios (FOTOMICROGRAFIA 9).

As FOTOMICROGRAFIAS 12 e 13 correspondem à lâmina 3, paralela ao plano de deformação. Não se vê o alongamento dos minerais neste plano. Observa-se, no entanto, as relações dos minerais em paragênese mineral. Vê-se o diopsídio, a dolomita e a actinolita em contatos mútuos.

A FOTOMICROGRAFIA 14, mostra uma lâmina de um metadiabásio, no mesmo afloramento (AR-16), como um "boudin" preservado no afloramento. Observa-se que a rocha não sofreu os efeitos da intensa deformação. Não se vê vestígios de orientação mineral. A estrutura é maciça e a textura é intergranular a porfirítica.

Nas FOTOMICROGRAFIAS 15 e 16 (Ponto AR-342A) observa-se um diopsídio-granada-actinolita xisto. Vêem-se bandas com predominância de actinolitas com granadas e banda com quartzo. Esse bandamento corresponde à foliação S_{n+1} , que crenulou e transpôs a foliação pretérita S_n . As granadas sugerem ser sin a pós-cinematikas à fase F_{n+1} . Observa-se, na FOTOMICROGRAFIA 17, granada em detalhe, da amostra AR-342B, do mesmo afloramento em questão. Vê-se, no interior dessa granada, inclusões dobradas (S_i - superfí-

MINERAIS	Ab	Ac/Tr	Au	Cc	Cl	Di	Ho	Ep	Fl	Gr	Ho	Ol	Op	Pl	Qz	Se	Ti	Tu	TEXTURA	NOME DA ROCHA
AMOSTRAS																			(ESTRUTURA)	
AR-583A		15,2		47,9	1,4			6					0,1	0,4	28,1		0,9		Granoblastica/granonematoblastica	Epidoto-tremolita-calcita
																			(granulacao fina a media) (orientada)	granofels (cataclastico)
AR-017B		35,8				11,7							tr		49,6				Porfiroblastica/granonematoblastica	Diopsidio-actinolita-
																			ca (granulacao fina) (xistosa/bandada)	-quartzo xisto
AR-017A		70		tr					5				5	5	15-20		5		Neamatoblastica/porfiroblastica	Flogopita-actinolita xisto
																			(xistosa/bandada)	
AR-016A		21,9		21,5		26,8								2,6	27,1		0,1		Granoblastica/granonematoblastica	Carbonato-tremolita-diopsidio
				(4Do)															(granulacao fina a media) (bandada)	granofels
AR-016B			14,5		16,4			5,6				52,4	3,2				7,9		Intergranular/porfiritica (granulacao fina) (maica)	Metadiabasio
AR-016C			13,3		19,1			5,3				57,7	2,9						Intergranular/porfiritica (granulacao fina) (maica)	Metadiabasio
AR-016DK3)		4,7				30,5	58,1						0,7		6		tr		Granoblastica/granonematoblastica	Diopsidio-dolomita marmore
															(4Feld)				(granulacao fina a media) (bandada)	
AR-342A		61,1				4,4		0,7		12,7					21				Porfiroblastica/neamatoblastica	Diopsidio-granada-actinolita xisto
															(4Pl)				(granulacao fina) (bandada)	
AR-342B						5-10		10-15		5	45			10-15	15		tr	5	Porfiroblastica (xistosa/bandada)	Granada-diopsidio-hornblenda xisto
AR-342C	20-25				tr			tr			65-70		5		5				Blasto-intergranular (maica)	Anfibolito (metabasito)
AR-535										5					40		5		Granolepidoblastica/porfiroblastica	Clinopanfobolito-biotita
																			ca/milonitica (xistosa)	xisto com granada

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 3 - Domínio estrutural IV. Zona metamórfica do diopsídio (Formação Água Clara).

FIGURA 27 - Amostra de mão de rocha metacarbonática (Diop-sídio-dolomita mármore), de onde foram confeccionadas três lâminas petrográficas perpendiculares entre si, com o intuito de se identificar o estiramento dos grãos minerais em consequência dos processos deformacionais da fase de formação F_{n+2} . Observou-se, no entanto, uma intensa recrystalização dos minerais, não se tornando tão evidente o estiramento desses. A seguir observam-se as fotomicrografias de cada lâmina. Amostra localizada no domínio estrutural IV (Vide Figura 14 e Desenho 3 - Perfil A-B) (Ponto AR-16D).

FOTOMICROGRAFIA 8 - Nicóis X. Aumento 12 x. Rocha metacarbonática (diopsídio-dolomita mármore). Rocha com bandas irregulares caracterizada pela alternância de bandas enriquecidas em dolomita, com bandas enriquecidas predominantemente em diopsídio, por vezes com plagioclásio e/ou quartzo e/ou tremolita associados. Lâmina perpendicular ao bandamento de transposição S_{n+1} (Vide Figura 26). Este afloramento encontra-se no domínio estrutural IV, onde se desenvolveram os efeitos do cisalhamento dúctil-rúptil, vertical, da fase F_{n+2} (Ponto AR-16D-1) (Vide Desenho 3 - Perfil A-B).

FOTOMICROGRAFIA 9 - Nicóis X. Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observa-se banda dolomítica com actinolita e banda diopsídica com actinolita. A textura é mais granoblástica na dolomítica e mais granonematoblástica na diopsídica. A granulação varia de fina a média (Ponto AR-16D-1).

FOTOMICROGRAFIA 10 - Nicóis X. Aumento 12x. Lâmina perpendicular ao bandamento de transposição S_{n+1} e perpendicular à lâmina da fotomicrografia anterior (Vide Figura 26). Observa-se o mesmo aspecto, com bandas irregulares e interrompidas, devido aos efeitos de formacionais tardios da fase F_{n+2} . Domínio estrutural IV (Ponto AR-16D-2).

FOTOMICROGRAFIA 11 - Nicóis X. Aumento 38x. detalhe da fotomicrografia anterior. Observa-se a presença de do lomita, diopsídio e actinolita, principalmente. A textura é granolepidoblástica (Ponto AR-16D-2).

FOTOMICROGRAFIA 12 - Nicóis X. Aumento 12x. Fotomicrografia de lâmina paralela ao plano de cisalhamento e perpendicular às lâminas anteriores (Vide Figura 26). Observam-se os minerais distribuídos homogeneamente, não se observando neste plano qualquer vestígio de orientação. Domínio estrutural IV (Ponto AR-16D-3).

FOTOMICROGRAFIA 13 - Nicóis X. Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observam-se diopsídio, dolomita e actinolita (Ponto AR-16D-3).

FOTOMICROGRAFIA 14 - Nicóis X. Aumento 38x. Rocha caracterizada como um metadiabásio, de granulação fina, com textura intergranular a porfirítica e estrutura maciça. Rocha constituída por plagioclásio ripiforme (oligoclásio), com matriz fina, formada de cristais subédricos a euédricos de augita (titanífera) em arranjo intergranular com argilo minerais esverdeados ocupando os espaços intersticiais. Esta rocha foi encontrada como um *boudin* alongado, visto no afloramento AR-16 (Figura 25). Domínio estrutural IV (Ponto AR-16C).

FOTOMICROGRAFIA 15 - Nicóis x. Aumento 12x. Rocha cálcio-silicática (Diopsídio-granada-actinolita xisto). Observam-se bandas alternadas constituídas predominantemente ora por actinolitas, em arranjo nematoblástico, ora por quartzo, em arranjo granoblástico. Nas bandas actinolíticas observam-se superfícies decréscimo associadas à superfície S_{n+1} , Subparalela à estruturação da rocha. Observam-se por firoblastos subcentimétricos de granada, predominantemente euédricos. Esta rocha encontra-se no domínio estrutural IV (Ponto AR-342A).

FOTOMICROGRAFIA 16 - Nicóis X. Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observa-se uma banda quartzosa (+ plagioclásio) com actinolitas e banda actinolítica com granadas e diopsídios (Ponto AR-342A).

FOTOMICROGRAFIA 17 - Nicôis X. Aumento 20x. Observa-se granada sin a p̄s-cinemática à fase F_{n+1} , com inclusões em "S" (Ponto AR-342B). Localizado no mesmo afloramento da fotomicrografia anterior.

cie interna) continua com a orientação mineral da matriz (Se - superfície externa), e que essas microdobras da Si são idênticas em amplitude e comprimento de onda às dobras em Se, o que sugere ser o porfiroblasto formado após a deformação (VERNON, 1978). Outro aspecto relevante a ser considerado, nessas granadas pós-cinemáticas, é o fato dos traços da Si serem simétricos, paralelos entre si e concordantes com a Se (ZWART, 1962 - FIGURA 1j). Por outro lado, os núcleos centrais dessas granadas, sem inclusões visíveis, sugerem ter se formado sin-cinematicamente a S_{n+1} .

No afloramento AR-17A (FOTOMICROGRAFIAS 18 e 19) observa-se um flogopita-actinolita xisto mostrando uma estruturação anastomosada formada por bandas irregulares constituídas ora de actinolita e flogopita, ora de agregados quartzosos com actinolitas (FOTOMICROGRAFIA 19). É interessante notar que neste afloramento a transposição é intensa, deformando os minerais constituintes. Vêem-se as actinolitas centimétricas deformadas e os demais minerais recristalizados em tamanhos menores. Houve intensa transposição da superfície S_{n+1} pelos efeitos tardios da fase F_{n+2} que desenvolveu essa foliação anastomosada S_{n+2} , através de movimentos sub-horizontais.

Observam-se evidências de dissolução e recristalização por pressão, pois alguns minerais como quartzo e calcita, por exemplo, são sensíveis a um aumento de pressão e podem sofrer uma dissolução preferencial e recristalizarem-se em fraturas ou nas faces do próprio mineral expostas ao longo do eixo X do elipsóide de deformação (ARTHAUD, 1987). Vê-se nas fotomicrografias em questão o quartzo concentrado em bandas irregulares, sugerindo, que devido às movimentações por cisalhamento simples ou rotacional no estado dúctil-rúptil, favoreceu a dissolução do quartzo por pressão que se concentrou em zonas de menor pressão, enquanto que os minerais de actinolita, ao resistirem aos esforços, sofreram os efeitos de migração por deslocamentos (ARTHAUD, op. cit.) caracterizados por deformações ocasionadas pelos movimentos rotacionais da fase F_{n+2} que gerou essa estrutura anastomosada (FOTOMICROGRAFIA 18). Vê-se a actinolita recristalizada em cristais menores no interior do mineral, sugerindo defeitos planares internos do cristal devido à migração das deslocamentos por ci-

FOTOMICROGRAFIA 18 - Nicóis X. Aumento 8x. Rocha cálcio-silicática (flogopita-actinolítica). Observa-se uma estrutura anastomosada, formando bandas alternadas interrompidas, evidenciando os efeitos tardios da deformação progressiva por cisalhamento de alto ângulo, no estado dúctil-rúptil, desenvolvido no domínio estrutural IV. Observa-se a transposição da foliação S_{n+1} devido à movimentação sub-horizontalizada da fase tardia F_{n+2} (Ponto AR-17A) (Vide Desenho 3 - Perfil A-B - Ponto AR-16).

FOTOMICROGRAFIA 19 - Nicóis X. Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observam-se bandas constituídas de agregados quartzosos (+ plagioclásio) com actinolitas e textura granoblástica (à esquerda), alternadas com bandas com actinolita e flogopita, de granulação fina e textura nematoblástica. Observa-se, à direita, actinolita centimétrica deformada (Ponto AR-17A).

salhamento simples, modificando a forma do mineral (FOTOMICROGRAFIA 19).

3.7.4 Domínio estrutural VII. Zona metamórfica do diopsídio. Formação Água Clara.

Neste domínio estrutural há uma mudança nos tipos litológicos, ocorrendo rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, quartzitos finos, e uma maior quantidade de metabasitos (TABELA 4). Essas rochas encontram-se em grau médio de metamorfismo, na zona do diopsídio.

Microscopicamente apresentam estrutura, no geral, orientada, granulação fina predominantemente a média. A textura varia de granolepidoblástica a nematoblástica nos xistos e cálcio-silicáticas, respectivamente, e granoblástica a decussada nos anfibolitos.

Na FOTOMICROGRAFIA 20 observa-se um anfibolito orientado, com textura granoblástica a granonematoblástica e constituído essencialmente de hornblenda e plagioclásio (Ponto AR-575A).

3.7.5 Domínio estrutural VIII. Zona metamórfica do diopsídio. Formação Água Clara.

Neste domínio estrutural predominam as rochas cálcio-silicáticas e cálcio-xistos e secundariamente ocorrem intercalações de micaxistos, quartzitos e metatufos (TABELA 5).

O domínio mostra as evidências dos três eventos de deformação das fases F_n , F_{n+1} e F_{n+2} , visíveis nas escalas mesoscópica e macroscópica (DESENHO 3 - Perfil E-F e FIGURAS B, C e D). Na escala microscópica as amostras coletadas para laminação evidenciam os efeitos deformacionais das fases F_n e F_{n+1} , além das paragêneses minerais características do local.

As FOTOMICROGRAFIAS 21 e 22 (nicóis // e X) mostram o detalhe de uma dobra em bainha formada por cisalhamento dúctil de baixo ângulo que gerou a foliação S_n da fase F_n (FOTO 6). É um calcita-flogopita-diopsídio granofels, bandado, com bandas alternadas irregularmente, ora constituídas por diopsídio principalmente, com microclíneo, quartzo e carbonato secundariamente, ora

MINERAIS	Ab	Ac/Tr	Bi	Cc	Cl	Di	Ep	Fl	Ho	K	Mu	Op	Pl	Qz	Si	Ti	Tu	TEXTURA	NOME DA ROCHA
AMOSTRAS	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	(ESTRUTURA)	
AR-578	I	I	I 30	I	I	I	I	I	I	I	I 15-20	I	I	I 50	I (5	I	I tr	Granolepidoblastica (orientada)	Muscovita-biotita-quartzo isto com sillimanita
AR-575A	I	I	I	I 0,1	I	I 4	I tr	I	I 71,4	I	I	I 0,4	I 21,9	I	I	I 2,2	I	Granoblastica/granonematoblastica (orientada)	Anfibolito
AR-020	I tr	I 81,6	I	I 0,3	I	I 5,4	I 12,6	I	I	I	I	I 0,1	I	I	I	I	I	Granoblastica/decussada (granula- cao fina e media) (orientada)	Anfibolito (metadiabasio)
AR-033	I	I 42,8	I	I	I 2,8	I	I	I 2,5	I	I	I	I	I	I 51,9	I	I tr	I	Granoblastica (granulacao fina) (macica)	Tremolita-quartzo grano- fels
AR-034A	I	I 45-50	I	I	I	I 35-40	I tr	I	I	I 5-10	I	I	I	I	I (5	I	I	Metablastica	Diossidio-actinolito gra- nofels

NOTA: Cc - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 4 - Domínio estrutural VII. Zona metamórfica do diopsídio (Formação Água Clara).

FOTOMICROGRAFIA 20 - Nicóis X. Aumento 12x. Anfibolito constituído essencialmente de hornblenda e plagioclásio (labradorita-andesina e oligoclásio) e contendo diopsídio. Possui textura granoblástica a granonematoblástica e estrutura orientada. O plagioclásio tende a se segregar da hornblenda, formando agregados lenticulares, subparalelos à estruturação da rocha. Ocorre no domínio estrutural VII (Ponto AR-575A).

por carbonato, flogopita e pouco diopsídio. Observam-se granulação fina e textura granoblástica a granolepidoblástica. Os efeitos deformacionais são evidenciados pela intensa recristalização dos minerais, com a diminuição da granulação (Ponto AR-87A).

A FOTOMICROGRAFIA 23 mostra em detalhe a relação entre as bandas acima descritas. Observa-se provável segregação metamórfica, com o carbonato se diferenciando numa banda, por ser mais sensível aos efeitos da pressão dirigida, ocorrendo dissolução e recristalização em bandas irregulares (ARTHAUD, 1987). Vê-se também os minerais em paragênese indicando a zona do diopsídio em grau médio de metamorfismo.

A FOTOMICROGRAFIA 24 mostra um detalhe de uma dobra em bainha (Ponto AR-78B) de um actinolita-flogopita-diopsídio-calcita mármore. Observam-se bandas irregulares enriquecidas ora em carbonato, ora em diopsídio com actinolita. Essa dobra em bainha encontra-se num flanco de dobra mesoscópica dobrada pela fase F_{n+1} que desenvolveu a superfície plano-axial S_{n+1} . A intensa recristalização mascara a superposição de eventos $n+1$, principalmente por serem minerais cálcio-silicáticos mais suscetíveis aos efeitos da pressão dirigida e da temperatura. Os minerais se recristalizam numa granulação fina e não se vê nitidamente o alongamento dos minerais, o que facilitaria ver os efeitos deformacionais.

A FOTOMICROGRAFIA 25 mostra um muscovita-clorita-hornblenda-diopsídio xisto. Vêem-se bandas constituídas ora por diopsídio (+ hornblenda), ora por quartzo, clorita e muscovita com hornblenda e actinolita associadas. As bandas são irregulares e interrompidas, mostrando também uma diferenciação metamórfica com a concentração de quartzo numa das bandas e demais constituintes em menor quantidade, e a concentração de diopsídio e hornblenda na outra banda (Vide TABELA 5 - Ponto AR-124B). Vê-se em maior detalhe a relação entre os minerais em paragênese (FOTOMICROGRAFIA 26).

3.7.6 Domínio estrutural I. Zona metamórfica do diopsídio. Formação Água Clara.

Neste domínio estrutural as evidências mais marcantes, na escala mesoscópica, estão relacionadas com os efeitos deformativos

MINERAIS	Ac/Tr	Bi	Cc	Cl	Di	Ep	Fl	Gr	Ho	K	Mi	Mu	Op	Qz	Ti	Tu	TEXTURA	NOME DA ROCHA
AMOSTRAS										Feld							(ESTRUTURA)	
AR-087A			7,8	1	64,6		10,4				14,7				1,5		Granoblastica/granolepidoblastica	Calcita-flogopita-diopsi-
			(+Do)														(granulacao fina) (bandada)	dio granofels
AR-078B	4,2		45,9		37,2		9,4			3,3				tr	tr		Granoblastica/decussada (granula-	Flogopita-diopsidio-calcit-
			(+Do)														cao fina) (orientada, bandada)	ta-dolomita marmore
AR-105	20,3		53,3	7,1			1,1			2,5				13,4	2,3	tr	Granoblastica/granolepidoblastica	Clorita-tremolita-calcita
										(alt)							(granulacao fina) (orientada/ban-	xisto
																	dada)	
AR-122A		49	4,3	tr		7,7			0,7				6,2	31,9		tr	Porfiroblastica/granolepidoblasti-	Epidoto-biotita xisto
			(+Do)														ca (granulacao fina a media)	
																	(xistosa)	
AR-129	5,7		73,5		7								0,1	13,7			Granoblastica (granulacao fina)	Tremolita-diopsidio-
																	(irregularmente bandada)	quartzito-calcita marmore
AR-124B			2,8	11	26,2	4,9			18,5			10,6	0,8	23,3	1		Granoblastica/granolepidoblastica	Muscovita-clorita-horn-
			(+Do)						(+AC)								(granulacao fina a media)	blenda-diopsidio xisto
																	(bandada)	
AR-113B			5		5	tr		5		25-30				30-35	5		Cataclastica (brechoide)	Brecha cataclastica hidro-
			(+Do)		Cpx					(+Pl)								termalizada

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 5 - Domínio estrutural VIII. Zona metamórfica do diopsidio (Formação Água Clara).

FOTOMICROGRAFIA 23 - Detalhe da fotomicrografia anterior. Nicóis X. Aumento 38x. Observa-se bandas granoblásticas diopsídica com microclíneo (+ quartzo) e pouco carbonato (à esquerda) e banda carbonática com flogopita e pouco diopsídio em arranjo granolepidoblástico (à direita) (Ponto AR-87A).

FOTOMICROGRAFIA 24 - Nicôis X. Aumento 8x. Rocha de derivação carbonática denominada de actinolita-flogopita-diopsídio-calcita mármore. Observa-se dobra intrafolial relacionada com os processos de cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo, da fase F_n . Observam-se bandas alternadas, enriquecidas ora em carbonato (cor clara), ora em diopsídio (+ actinolita) (cor escura) (Vide Desenho 3 - Perfil E-F) (Ponto AR-788) (Domínio estrutural VIII).

FOTOMICROGRAFIA 25 - Nicóis X. Aumento 20x. Muscovita clorita-hornblenda-diopsídio xisto. Rocha constituída por bandas suavemente dobradas, ora enriquecidas em diopsídio (parcialmente substituído por hornblenda), ora por quartzo, clorita e muscovita com hornblenda e actinolita associadas. As bandas são irregulares e interrompidas, formando uma estrutura banda anastomosada, e com texturas granoblásticas a granolepidoblásticas. Ocorre no domínio estrutural VIII (Ponto AR-124B).

FOTOMICROGRAFIA 26 - Nicóis X. Aumento 150x. Detalhe da fotomicrografia anterior. Observa-se a relação entre os minerais como diopsídio, quartzo e actinolita. Nota-se o diopsídio sendo substituído por hornblenda (Ponto AR-124B).

nais da fase de deformação Fⁿ (TABELA 6).

Na área encontram-se rochas cálcio-silicáticas com intercalações de corpos de metabasito, cálcio-xisto, micaxistos, quartzitos finos e gnaisses graníticos imbricados tectonicamente. Os efeitos de transposição, estiramento mineral, "boudinagem" de camadas competentes, etc. foram amplamente discutidos no item de análise estrutural (DESENHO 3 - PERFIS C-D e E-F e FIGURA A). Microscopicamente esses efeitos são marcantes.

Vê-se na FOTOMICROGRAFIA 27 um diopsídio anfibolito (Ponto AR-183). Corpo de grandes dimensões que se encontra imbricado tectonicamente nas rochas cálcio-silicáticas e micaxistos (Perfil C-D). Constitui-se principalmente de hornblenda com labradorita e diopsídio. Possui textura decussada a granoblástica e estrutura orientada. Observam-se cristais de clinoanfibólio e clinopiroxênio como porfiroblastos orientados numa matriz fina de plagioclásio.

Outro corpo de dimensões menores ocorre no extremo norte da área, um hornblenda xisto. Constituído de hornblenda e plagioclásio, com textura granonematoblástica e estrutura orientada. Observam-se, nas FOTOMICROGRAFIAS 28 e 29, a orientação marcante das hornblendas e uma matriz de plagioclásio granoblástica (Ponto AR-151A).

Outra rocha predominante neste setor é a cálcio-silicática (FOTOMICROGRAFIA 30). Observa-se um clorita-calcita-tremolita-diopsídio granofels (TABELA 6), constituído predominantemente por bandas irregulares contendo clorita, microclíneo (+ quartzo) e tremolita em agregado granolepidoblástico e por bandas com diopsídio, carbonato e microclínio intersticial em arranjo granonematoblástico. Esses minerais formam arranjos variados entre si, nas alternâncias de diferentes bandas, caracterizando a zona metamórfica do diopsídio, em grau médio. Observa-se na micrografia em questão como o carbonato se concentra numa banda, sugerindo ter ocorrido dissolução por pressão (ARTHAUD, 1987).

Na FOTOMICROGRAFIA 31 observa-se um gnaisse granítico blastomilonítico com faixas aplíticas recrystalizadas. A rocha é constituída de bandas alternadas irregularmente e de espessuras variadas, ora de granulação fina contendo oligoclásio, microclíneo e quartzo intensamente recrystalizado, ora por banda de

MINERAIS	Ac/Tr	Au	Bi	Cc	Cl	Di	Ep	Gr	Ho	K	La	Mi	Ol	Op	Pl	Qz	Ti	TEXTURA	ROCHA DA ROCHA
AMOSTRAS										Feld								(ESTRUTURA)	
AR-183	5					10	5		60-65		20-25			0,5			5	Decussada/granoblastica (granulacao fina a media) (orientada)	Diopsidio anfibolito
AR-133				1,2	0,3	9	0,6		71,5		15,2			0,2			0,2	Decussada/granoblastica (granulacao media) (macica)	Anfibolito (metabasito)
AR-134A						5,5		0,5	61					1,7	26,7	4,4		Granonematoblastica (granulacao fina) (orientada/bandada)	Hornblenda xisto
AR-138B	25,2			1,4	1	45,3			25,3					tr		0,6	1,2	Granoblastica/granonematoblastica (granulacao fina) (orientada/bandada)	Tremolita-diopsidio granofels
AR-149	18,8			18,3	7,6	27,7					17,2				4,1		5,0	Granoblastica/granonematoblastica a granolepidoblastica (bandada)	Clorita-calcita-dolomita-tremolita-diopsidio granofels
AR-151A				5	5		5		60-65		30-35							Granonematoblastica (granulacao fina a media) (orientada)	Anfibolito (metabasito)
AR-157A	8,4			1,4	0,2	62,5	tr		tr						9,4		0,9	Granoblastica (granulacao muito fina) (macica)	Diopsidio granofels
AR-198B			5				5						30-35	5		20-25	5	Granoblastica (orientada)	Gnaiss granitico
AR-039			5						5				30-35	5		20-25	5	Blastomylonitica, granoblastica e granular hipidiomorfica recristalizada (bandada)	Gnaiss granitico
AR-154		32							46,6				5,2					Intergranular/subofitica (granulacao fina a media) (macica)	Diabasio
AR-118A				5	tr	10-15	5		40-50	5					20-30		5	Granular hipidiomorfica (metadiorito) e granoblastica (faixa com piroxenio) (macica orientada)	Metadiorito em contato com faixa rica em piroxenio

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 6 - Domínio estrutural I. Zona metamórfica do diopsídio (Formação Água Clara).

FOTOMICROGRAFIA 27 - Nicôis X. Aumento 20x. Diopsídio anfibolito. Rocha constituída de hornblenda, plagioclásio e diopsídio principalmente. Apresenta textura decussada a granoblástica, de granulação fina a média. Cristais de clinoanfibólito e de clinopirroxênio ocorrem principalmente, com porfiroblastos isorientados. A matriz é constituída de plagioclásio, em um agregado granoblástico fino. Encontra-se no domínio estrutural I, imbricada tecnicamente com as rochas cálcio-silicáticas e xistos, à semelhança do Ponto AR-171 visto no Desenho 3 - Perfil E-F (Ponto AR-183).

FOTOMICROGRAFIA 28 - Nicóis X. Aumento 12x. Hornblenda xisto, constituído por hornblenda, plagioclásio (labradorita) principalmente. Com textura granonemátoblástica, granulação fina a média e estrutura orientada. Rocha provavelmente metabasítica conforme atesta a mineralogia. Ocorre no domínio estrutural I (Ponto AR-151A).

FOTOMICROGRAFIA 29 - Nicóis X - Aumento 38x. Detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando os cristais suborientados de hornblenda dispersos em matriz constituída essencialmente por plagioclásio granoblástico. Esses cristais encontram-se quebrados e com as lamelas de geminação deformadas (Ponto AR-151A).

FOTOMICROGRAFIA 30 - Nicóis X. Aumento 38x. Clorita-calcita-tremolita-diopsídio granofels. Observam-se bandas constituídas predominantemente, ora por clorita, microclínio (+quartzo) e tremolita, em agregado granolepidoblástico; ora por diopsídio, carbonato e microclínio intersticial, em arranjo granoblástico a granonematoblástico. Esses minerais, no entanto, ocorrem em variadas proporções e combinações, nas diferentes bandas. Ocorre no domínio estrutural I (Ponto AR-149).

FOTOMICROGRAFIA 31 - Nicóis X. Aumento 12x. Gnaiss granítico, blastomilonítico em faixas aplíticas recristalizadas. A rocha é constituída de bandas alternadas irregularmente, ora de granulação fina contendo oligoclásio e microclínio intensamente recristalizados, ora por banda de granulação grossa contendo microclínio micropertítico, oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O afloramento ocorre no domínio estrutural I (Ponto AR-39 - Desenho 3 - Perfil C-D).

granulação grossa contendo microclíneo microperitítico, oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda, opacos e titanita (TABELA 6). As bandas de granulação grossa apresentam composição granítica e textura granular hipidiomórfica recrystalizada a granoblástica, enquanto que as bandas de granulação fina, caracterizadas como aplíticas microscopicamente, contêm textura xenomórfica e composição granítica mais quartzosa. Os minerais máficos concentram-se nas bandas graníticas (grossa). A orientação e a intensa transposição da rocha são vistas na escala mesoscópica. Neste afloramento encontram-se tectonicamente concordantes as rochas cálcio-silicáticas das proximidades (Ponto AR-39) (DESENHO 3 - Perfil C-D).

O que se observa na FOTOMICROGRAFIA 31 são os efeitos de intensa recrystalização dinâmica que ocasionou a diminuição do tamanho dos cristais e provável dissolução por pressão dos minerais de quartzo concentrados em bandas finas. Essas bandas finas não são aplíticas típicas de rochas ígneas, pois ocorrem irregularidades, estricções, bem como variação de granulação, com cristais mais grossos preservados. E nas bandas grossas ocorrem recrystalização em cristais menores em meio a cristais de microclíneo e plagioclásio que resistiram aos esforços deformacionais.

3.7.7 Domínio estrutural IX. Zona metamórfica de grau fraco. Formação Córrego dos Marques.

Neste domínio estrutural afloram rochas da Formação Córrego dos Marques, sequência correlata aos grupos Itaiacoca e Açungui-Subgrupo Lajeado. Ocorrem rochas da fácies xisto verde (grau fraco de metamorfismo). Predominam filitos, micaxistos, cálcio-xistos, mármore impuros e localmente metabasitos e quartzitos finos (TABELA 7 - DESENHOS 3 e 4).

As FOTOMICROGRAFIAS 32 e 33 mostram um muscovita-clorita-calcita xisto, visto de dois ângulos perpendiculares entre si. Na FOTOMICROGRAFIA 32 vê-se a superfície de clivagem de crenulação S_2 plano--axial às superfícies S_0 e S_1 , que neste plano encontram-se paralelizadas. A FOTOMICROGRAFIA 33 mostra o plano perpendicular ao anterior, onde se vê a superfície S_0 com clivagem ardosiana S_1 plano--axial e traços menos visíveis da superfície

MINERAIS	Ab	Bi	Cc	Cl	Do	Ep	Fl	Gr	Ho	K	Mu	Op	Pl	Qz	Se	Ti	Tu	TEXTURA	NOME DA ROCHA
AMOSTRAS										Feld								(ESTRUTURA)	
AR-052				21,6	32,9		1,8				12	tr		30,3		1,4	tr	Granolepidoblastica (granulacao fina) (xistosa/bandada)	Muscovita-clorita-calcita xisto
AR-097			97	tr										3				Granoblastica (orientada) (granulacao fina) (macica a orientada)	Dolomita-carbonato-quartzito xisto
AR-237			37,6	2,1			20					1,2		38,8		0,5		Granolepidoblastica (granulacao fina) (xistosa)	Flogopita-dolomita-quartzito xisto
AR-048				4,8		tr					57,1	6,2		31,4		tr	0,2	Granolepidoblastica (granulacao fina) (xistosa)	Muscovita xisto
AR-204A			75,7	tr							3,3		1,6	19,4				Granoblastica (macica)	Quartzito-calcita-dolomita marmore
AR-206A			29				24					tr		46,6		6,3		Granolepidoblastica (granulacao fina) (xistosa)	Flogopita-calcita-quartzito xisto
AR-206B	18		tr	6,9		10,3		0,1	51,3			0,1		7				Decussada (granulacao media) (macica)	Anfibolito (metabasito)
AR-207	20			5		(5)		tr	60			(5)		5		5		Poiquiloblastica (granulacao fina a grossa) (macica)	Anfibolito (metabasito)
AR-334			(5)	5		(5)				5	30-35			50		(5)		Granolepidoblastica (xistosa)	Clorita-muscovita-quartzito xisto fino
AR-089				25-30			5				20-25			40-50		(5)	tr	Granolepidoblastica (bandada)	Flogopita-muscovita-clorita xisto
AR-107A				tr		tr	tr							70	20-25	(5)	tr	Lepidoblastica (bandada)	Sericita quartzito com malaquita secundaria
3a. Queda		19,2		tr	16,8									64				Granolepidoblastica (granulacao fina) (orientada)	Calcita-dolomita-biotita quartzito

NOTA: Cc e Do - determinados por difratometria de raios X.

TABELA 7 - Domínio estrutural IX. Zona metamórfica de grau fraco (Formação Córrego dos Marques).

FOTOMICROGRAFIA 32 - Nicôis X. Aumento 12x. Muscovita-clorita-calcita xisto. Rocha da Formação Córrego dos Marques. Observa-se um bandamento composicional, com bandas carbonáticas que se alternam com bandas de composição metapelítica. Observa-se neste plano as superfícies $S_0//S_1$ crenuladas por S_2 (Vide Desenho 3 - Perfil C-D) (Ponto AR-52) (Domínio estrutural IX).

FOTOMICROGRAFIA 33 - Nicôis X. Aumento 12x. Esta fotomicrografia representa um corte perpendicular a anterior. Observa-se uma banda mais carbonática (parte superior da foto) e outra metapelítica. São camadas reliquias com clivagem ardósiana (S_1) levemente inclinada e vestígios da superfície de crenulação (S_2) (Ponto AR-52).

S₂ Observa-se a superfície reliquiar S₀ constituída de banda carbonática alternada com banda metapelítica. A superfície S₂ é plano-axial ao dobramento da superfície S₁ na escala macroscópica (DESENHO 3 - PERFIL A-B, Ponto AR-52). E a superfície S₁ é plano-axial às dobras mesoscópicas da superfície reliquiar S₀.

A FOTOMICROGRAFIA 34 mostra em detalhe a banda metapelítica da FOTOMICROGRAFIA 32. Observa-se a presença de muscovita, flogopita e quartzo com pouco carbonato, com textura granolepidoblástica a lepidoblástica e estrutura xistosa. No geral, a mineralogia é constituída de carbonato, quartzo, clorita, muscovita e flogopita.

As FOTOMICROGRAFIAS 35 e 36 mostram em detalhe dois afloramentos onde se vê um flogopita-calcita-quartzo xisto (Ponto AR-206A) e um muscovita xisto (Ponto AR-48). No primeiro, observa-se a superfície da clivagem ardosiana (S₁) em destaque, contendo calcita e quartzo isorientados, paralelos à flogopita. A textura é granolepidoblástica e a estrutura xistosa. No segundo afloramento a clivagem ardosiana (S₁) encontra-se crenulada pela superfície S₂, plano-axial. Vê-se muscovitas e cloritas isorientadas. Quartzo e opacos são vistos distribuídos em toda a micrografia. A textura é granolepidoblástica e a estrutura é xistosa.

Na FOTOMICROGRAFIA 37, observa-se um detalhe de metabasito, constituído de hornblenda e plagioclásio principalmente. A textura é poiquiloblástica, a granulação é média e a estrutura é maciça (TABELA 7)(Ponto AR-206B). A composição mineralógica e os aspectos texturais exibidos pela rocha levam a concluir que se trata de um metabasito, provavelmente um metagabro (diabasóide) a julgar pela granulação atual da hornblenda e granulação original de opacos. A presença de clorita indica evidências de retrometamorfismo, através da substituição de biotita e parcialmente de hornblenda. Cristais de hornblenda englobam poiquiloblasticamente abundantes inclusões de quartzo e plagioclásio, estando localmente encurvados ou até quebrados.

FOTOMICROGRAFIA 34 - Detalhe da Fotomicrografia 32. Nicóis X. Aumento 38x. Observam-se os efeitos da crenulação S_2 . Detalhe da camada metapelítica, constituída de muscovita, flogopita e quartzo, com pouco carbonato. Textura granolepidoblástica a lepidoblástica (Ponto AR-52).

FOTOMICROGRAFIA 35 - Nicôis X. Aumento 150x. Flogopita-calcita-quartzo xisto, com textura granolepidoblástica e estrutura xistosa. Observam-se calcita e quartzo isoriparalelos, paralelos à flogopita. Rocha pertencente à Formação Córrego dos Marques. Esta rocha encontra-se no domínio estrutural IX. (Ponto AR-206A).

FOTOMICROGRAFIA 36 - Nicôis X. Aumento 150x. Muscovita xisto. Observam-se as muscovitas e cloritas isoriparalelas e crenuladas pela superfície S_2 (semelhante à fotomicrografia 34). Quartzo e opacos encontram-se distribuídos por toda a rocha, o que resultou numa textura granolepidoblástica. É uma rocha de grau fraco de metamorfismo, encontrada na Formação Córrego dos Marques. Domínio estrutural IX (Ponto AR-48).

FOTOMICROGRAFIA 37 - Nicõis X. Aumento 38x. Anfibolito (metabasito), constituído de hornblenda e plagioclásio (albítico) (+ feldspato potássico) e contendo epidoto, quartzo, clorita e titanita. A textura é de cussada, com granulação média e estrutura maciça. A rocha encontra-se no domínio estrutural IX, onde ocorrem os metassedimentos da Formação Córrego dos Marques (Ponto AR-206B).

3.7.8 Domínio estrutural V. Zona metamórfica de grau fraco. Falha Quarenta Oitava.

Neste domínio encontra-se a Falha Transcorrente Quarenta Oitava visível em todas as escalas: macroscópica, mesoscópica e microscópica (DESENHO 3). Na escala microscópica as evidências são marcantes, como por exemplo, vê-se nas FOTOMICROGRAFIAS 38 e 39 detalhes da intensa transposição das rochas no local (Ponto AR-366). Observa-se uma mineralogia constituída de muscovita, quartzo, opacos e clorita, com uma textura granolepidoblástica milonítica e estrutura xistosa. Nota-se na FOTOMICROGRAFIA 39 a lenticularização dos cristais de quartzo e muscovita e também o alongamento dos minerais opacos.

3.7.9 Resumo das sucessivas fases de deformação e metamorfismo através dos minerais da Formação Água Clara (QUADRO 3).

4 RELAÇÕES LITO-ESTRATIGRÁFICAS

A distribuição areal dos meta-sedimentos da Formação Água Clara na região de Araçáiba reflete uma deposição carbonática impura a cálcio-silicática, a leste, que gradativamente passa a pelítico-carbonática, pelítica, psamítica e cálcio-silicática, com vulcanismo básico associado, para oeste. São rochas cálcio-silicáticas, calcários calcíticos a dolomíticos, quartzosos, que passam para cálcio-xistos, micaxistos, quartzo-micaxistos, meta-arenitos, quartzitos finos, metatufos e anfibolitos metabasíticos.

Essa distribuição lateral sugere existir mudanças ambientais na deposição dos meta-sedimentos. Provavelmente de um ambiente de plataforma, a leste, onde predominam os carbonatos, que passa gradativamente para um ambiente de águas mais profundas, mesmo de plataforma ou de talude, pela presença da associação contendo carbonatos, pelitos, psamitos e metabasitos, a oeste.

Essa distribuição areal e semelhança litológica são observadas no Estado do Paraná. PONTES (1982) identificou duas fácies sedimentares: Fácies São Domingos, a leste, constituída de carbo-

FOTOMICROGRAFIA 38 - Nicóis X. Aumento 12x. Muscovita xisto (milonítico) constituído de muscovita, quartzo, opacos e clorita, numa textura granolepidoblástica milonítica. Ocorre na Zona de falhamento transcorrente. Quarenta Oitava. Domínio estrutural V (Ponto AR-366).

FOTOMICROGRAFIA 39 - Nicóis X. Aumento 150x, Detalhe da fotomicrografia anterior mostrando a intensa transposição da rocha, onde ocorre lenticularização dos cristais de muscovita e quartzo. Vê-se que os opacos (hematita) encontram-se também alongados (Ponto AR-366).

Fases								
Minerais	Fn			Fn+1		Fn+2		
Carbonato								
Actinolita								
Quartzo								
Diopsídio								
Granada								
Flogopita								
Muscovita								
Clorita								
Hornblenda								
Sericita								
Epidoto								
Biotita								
Estagio de Deformação	Pre	Sin	Pos	Sin	Pos	Sin	Pos	
	Cinematico			Cinematico		Cinematico		
Superfície formada	Sn			Sn+1		Sn+2		
Superfície dobrada				Sn		Sn, Sn+1		

QUADRO 3 - Resumo das sucessivas fases de deformação e metamorfismo através dos minerais da Formação Água Clara.

natos impuros e puros, metamargas e micaxistos, e Fácies São Silvestre, vulcano-sedimentar, constituída de micaxistos, quartzitos, metamargas, mármore impuros, meta-andesitos, metatufitos básicos e metabasitos, a oeste. CHIODI FILHO et al. (1983), BISTRICHI et al. (1985) e TAKAHASHI et al. (1986) observaram esses mesmos sedimentos no Estado de São Paulo. (QUADRO 1).

Apesar da intensa deformação e metamorfismo de grau médio que afetaram os sedimentos da Formação Água Clara, na região de Araçáiba (SP), observa-se uma semelhança litológica com os sedimentos dessa formação no Estado do Paraná, aflorante no compartimento V (FIGURA 3).

Baseando-se nessas premissas, podem-se fazer inferências sobre a litoestratigrafia das rochas da Formação Água Clara e da Formação Córrego dos Marques, sobreposta, a seguir descritas do topo para a base:

Formação Córrego dos Marques - filitos, cálcio-filitos e cálcio-xistos finos, calcários dolomíticos impuros, arenosos, com intercalações esporádicas de xistos finos, quartzitos e metarenitos finos.

discordância (?)

Formação Água Clara - sequência carbonática - rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos e metacarbonatos impuros.

-sequência sedimentar com vulcanismo básico
associado: rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, metatufos, quartzitos finos e metabasitos.

discordância tectônica (?)

Embasamento gnáissico-migmatítico - ortognaisses de composição variada, granítica a granodiorítica, sienítica a quartzo-monzogábrica, localmente migmatizados(expostos a oeste da área de estudo).

Considerou-se, para a Formação Água Clara, uma idade de deposição no Proterozóico Inferior, à medida que se supõe que esta unidade geológica seja mais antiga do que a Formação Córrego dos Marques que a sobrepõe. Essa suposição baseia-se na idéia de que essa unidade sobreposta seja correlata ao Grupo Açungui (Subgrupo Lajeado e Formação Rio das Pedras), e também ao Grupo

Itaiacoca. Essas unidades supracrustais foram consideradas como tendo sido formadas no Proterozóico Médio e Superior, de acordo com a explanação no subitem 2.3, o que leva a levantar a hipótese de uma idade mais antiga para a Formação Água Clara.

5. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA ÁREA (uma hipótese)

LEGENDA

Mármore dolomíticos e calcíticos impuros e rochas cálcio-silicáticas
Rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, micaxistos, quartzitos, metabasitos
Embasamento gnáissico-migmatítico
Granitogênese antiga formadora dos ortogneisses
Ortogneisses
Metassedimentos da Formação Corrego dos Marques (Mármore dolomítico, filitos, xistos finos e metarenitos)
Suíte granítica Três Corregos

1. Inicia-se a deposição de sedimentos da Formação Água Clara, com o desenvolvimento de fossa tectônica a NW e plataforma a SE, sugerida pela presença de mármore dolomítico e calcítico impuro, arenoso, intercalados em rochas cálcio-silicáticas na porção SE. Rumo a NW observa-se a presença de cálcio-silicáticas com intercalações de xistos aluminosos, cálcio-xistos, quartzitos finos, metabasitos. Ocorre, então, a separação continental ou microcontinental. Formam-se depósitos do tipo plataformar e provável borda continental, não se observando, no entanto, depósitos turbidíticos típicos na área de estudo.

2. A seguir, ocorreram o metamorfismo dínamo-termal regional de grau médio (M^n) e início dos processos de deformação por cisalhamento simples, dúctil, de baixo ângulo (F^n). Os esforços cisalhantes atuam de noroeste para sudeste. Desenvolve-se a foliação de transposição S^n . Devido aos esforços, ocorre tênue ondulação da sequência carbonática depositada na região plataformal, mais proximal, a sudeste e forte deformação a noroeste.

3. Continuam os processos de deformação progressiva, iniciada anteriormente. Observa-se a intensificação da deformação por

cisalhamento simples a noroeste e progressivo dobramento da porção carbonática a sudeste. Enquanto que a NW continuam os processos de deformação a baixo ângulo, na porção mais proximal, a sudeste, ocorrem o dobramento e o desenvolvimento de uma foliação Hplano-axial S_{n+1} , indicando o início da deformação por cisalhamento simples de alto ângulo (F_{n+1}) de direção NNE, inclinado em relação ao esforço cisalhante de baixo ângulo. Dá-se o aquecimento da crosta evidenciado pelo início de um magmatismo ácido e intensa migmatização do embasamento gnáissico-migmatítico (M_i), exposto na região do Morro Agudo e Bairro Itaioca de Cima (folhas Araçaíba e Barra do Chapéu, a oeste). Como consequência desse aquecimento crustal, ocorreu um metamorfismo termal regional (M_{n+1}) evidenciado pelo aparecimento de actinolitas centimétricas nos metacarbonatos e cálcio-silicáticas expostos na porção sudeste, da antiga plataforma.

4. Intensifica-se a deformação por cisalhamento simples, dúctil, afetando as rochas ígneas intrusivas, que se transformam em ortognaisses. Aumenta a transposição dos meta-sedimentos da Formação Água Clara, com o desenvolvimento progressivo de dobras em

bainha, dobras intrafoliaais, "boudins", lineações de estiramento mineral, estrias de cisalhamento e redobramentos com uma xistossidade paralelizada. O estiramento mineral, estrias, e o eixo maior de dobras em bainha, encontram-se paralelizados ao eixo X do elipsóide de deformação, que na região, a noroeste, possui direção NW-SE, indicando a direção do esforço cisalhante.

Intensifica-se o dobramento dos sedimentos carbonáticos depositados a sudeste, acentuando o dobramento iniciado anteriormente, sobre a superfície S_n . Ocorrem transposições mais fortes através do desenvolvimento de movimentações verticalizadas sobre a foliação S_{n+1} . Os processos de migmatização continuam atuando.

5. Continuam os esforços por cisalhamento simples, a baixo ângulo, refletidos através dos imbricamentos tectônicos, falhas inversas e de empurrão, vistos através da sobreposição de ortognaisses sobre os meta-sedimentos da Formação Água Clara, e esta sobre ortognaisses, numa sucessão de cavalgamentos observados na porção noroeste da área, sugerindo que os esforços cisalhantes ocorreram de noroeste para sudeste. Na porção plataforma, a sudeste, intensificam-se os dobramentos dos metacarbonatos impuros e cálcio-silicáticas, com o rompimento mais acentuado da superfície S_n , através da superfície plano-axial S_{n+1} .

6. Como reflexo final dos esforços por cisalhamento simples acentuam-se os efeitos de transposição, de uma fase tardia F_{n+2} , desenvolvidos sobre a superfície S_{n+1} , através de movimentações sub-horizontais, provavelmente sinistrais (na área). Essas zonas de cisalhamento de alto ângulo ("shear zones"), da fase F_{n+2} , afetam os metacarbonatos impuros e cálcio-silicáticas expostos na região mais plataformar, a sudeste (na área). Esses meta-sedimentos dobrados anteriormente e que apresentavam uma superfície plano-axial S_{n+1} de direção NNE-SSW, são redobrados pela movimentação sub-horizantal desenvolvida na zona de cisalhamento de alto ângulo (Domínio estrutural IV). O redobrimento da superfície S_{n+1} e dobramento da superfície plano-axial S_{n+1} favoreceu o aparecimento de dobras centimétricas a métricas com uma superfície plano-axial S_{n+2} , de direção aproximada E-W.

Vê-se ainda os vestígios da continuidade da migmatização das rochas do embasamento cristalino, dos ortognaisses e meta-sedimentos.

Cessam os efeitos do antigo orógeno. Erosão (?).

7. Inicia-se novo evento de sedimentação com a deposição dos sedimentos da Formação Córrego dos Marques, correlatos com os sedimentos da Grupo Itaiacoca, Subgrupo Lajeado e provavelmente, com a Formação Rio das Pedras - Perau (PETRI & SUGUIDO, 1969; PIRES, 1988). Ocorre a mudança do centro deposicional para sudeste, com o arqueamento da porção noroeste.

8. Ocorre o desenvolvimento de deformação, gerando dobramentos com eixos axiais sub-horizontalizados e planos axiais verticalizados. Observa-se correspondência entre a deformação F_{n+1} desen-

volvida na Formação Água Clara com a deformação F_2 na Córrego dos Marques em questão. Essa evidência mostra que o evento deformacional F_{n+1} , supostamente iniciado anteriormente, teve uma evolução posterior, tardia e progressiva, representada por essa fase F_2 . A fase F_1 , que gerou dobras D_1 é coaxial às dobras D_2 da fase F_2 .

Inicia-se, ainda embrionariamente, um novo evento de magmatismo ácido da Suíte Granítica Três Córregos.

9. Como reflexo final dos esforços deformacionais, acentuam-se os efeitos tardios de transposições por cisalhamento simples, dúctil-rúptil, de alto ângulo sobre a superfície S_{n+1} , através de movimentações sub-horizontais desenvolvidas durante a fase F_{n+2} (Domínio estrutural IV), provavelmente sinistrais (na área de estudos). Com o desenvolvimento dessas movimentações sub-horizontais ocorre o redobramento dos meta-sedimentos das formações Água Clara e Córrego dos Marques. Os reflexos desses movimentos sobre a Formação Córrego dos Marques têm correspondência através da fase de deformação F_3 . Nesse período intensifica-se o magmatismo ácido da intrusão granítica Três Córregos, relacionado com a ascensão do arco magmático (CAMPANHA et al., 1987) (Perfil G-H - DESENHO 2).

10. Quadro da área atual. Finalmente, como um dos últimos efeitos da estabilização da plataforma brasileira (ALMEIDA, 1969), ocorre um novo magmatismo ácido pela intrusão da suíte vermelha exposta no Bairro da Serrinha (Folha Barra do Chapéu), Granito Sguário (Folha Ribeirão Branco), Granito Apiaí (Folha Araçaíba). Desenvolvem-se zonas de falhas transcorrentes, sendo a mais importante a Falha Quarenta Oitava. Ocorre, então, erosão generalizada.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

6.1 Neste trabalho consideraram-se os litotipos aflorantes na região de Araçaíba como sendo equivalentes à Formação Água Clara, definida originalmente no Estado do Paraná.

Adotou-se uma idade provável de deposição atribuível ao Proterozóico Inferior.

Identificaram-se dois pacotes litológicos principais. O primeiro, a leste, é formado por rochas cálcio-silicáticas e meta-

carbonáticas impuras. O segundo, a oeste, constituído de rochas cálcio-silicáticas, cálcio-xistos, quartzitos finos, metabasitos e localmente metaultrabasitos. A sequência, a leste, é carbonática, e a sequência, a oeste, caracteriza-se como sedimentar com vulcânicas subordinadas.

Os metacarbonatos expostos a leste foram afetados por um metamorfismo regional dinamotermal de grau médio, na zona metamórfica da actinolita. E os meta-sedimentos vulcânicos encontram-se na zona do diopsídio, havendo um aumento de grau metamórfico de leste para oeste.

Associado a esse evento de metamorfismo regional dinamotermal, ocorreu o desenvolvimento do bandamento composicional de transposição (S_n) da fase de deformação F_n , gerada por cisalhamento simples, de baixo ângulo e de caráter dúctil. Esse evento caracteriza-se por apresentar um bandamento tectônico com aparência de acamamento reliquiar, configurado por bandas alternadas de cores variadas. Paralelamente a esse bandamento desenvolveu-se xistosidade, pela orientação das micas e recristalização dos minerais, relacionada à forte transposição que afetou os meta-sedimentos. Sendo que as evidências mais marcantes dessa fase de deformação são a presença de dobras intrafoliais, "boudinagem" de camadas mais competentes, estiramento de grãos minerais, bem como a presença de dobras em bainha.

Nesta mesma fase de deformação desenvolveu-se uma foliação gnáissica nas rochas ortognáissicas através dos efeitos de transposição, "boudinagem", estricção, achatamento e cominuição dos grãos minerais desenvolvidos pelo cisalhamento simples, que afetou concomitantemente os meta-sedimentos da Formação Água Clara.

Uma segunda fase de deformação F_{n+1} desenvolveu um bandamento de transposição (S_{n+1}) que se sobrepôs à superfície S_n . É uma foliação de transposição de alto ângulo que afetou generalizadamente os meta-sedimentos da Formação Água Clara, principalmente na porção leste da área, e em menor intensidade os ortognaisses expostos a oeste. Sendo que o desenvolvimento dessa superfície S_{n+1} está associado a intenso dobramento progressivo e contínuo, desenvolvido principalmente nos metacarbonatos e cálcio-silicáticas da porção leste da área. Enquanto que na porção oeste desenvolvia-se a superfície S_n de baixo ângulo. Supõe-se, dessa

forma, que as duas fases de deformação ocorreram concomitantemente. A de baixo ângulo F_n desenvolveu-se no setor mais profundo da bacia de deposição, enquanto que a fase de deformação de alto ângulo F_{n+1} ocorria na região mais plataformal, a leste. Posteriormente, continuaram os efeitos de deformação dessa última fase que tardiamente se sobrepôs à fase F_n . Associado a esta fase tardia desenvolveu-se um segundo evento de metamorfismo regional, de caráter termal, ocorrendo o aparecimento de actinolitas centimétricas.

Finalmente, como consequência dessa deformação progressiva ocorreu o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento de alto ângulo, dúctil-rúptil, da fase F_{n+2} , que dobrou e redobrou os meta-sedimentos Água Clara, gerando macrodobras D_{n+2} .

Sobrepondo à Formação Água Clara, identificou-se um pacote litológico meta-sedimentar correlacionado ao Subgrupo Lajeado, que se denominou Formação Córrego dos Marques, também afetado por deformações que redobraram esta unidade, vista através das ondulações e dobras D_3 da fase F_3 , mostrando a continuidade do evento progressivo de deformação iniciado anteriormente.

Esta formação é predominantemente pelítica e química. São rochas denominadas de filitos, cálcio-filitos e cálcio-xistos finos, calcários dolomíticos impuros, arenosos, com intercalações de quartzitos e metarenitos finos. Localmente ocorrem metabasitos.

Estruturalmente, identificaram-se três fases de deformação, e o metamorfismo regional é de grau fraco, fácies xisto verde.

Intenso magmatismo ácido é identificado na área através da Suíte Granítica Três Córregos.

Posteriormente, ocorreu novo magmatismo ácido caracterizado pelo Granito Apiaí, a sudeste da área e pela Suíte Granítica do Bairro da Serrinha, exposta a oeste. E, finalmente, ocorreram falhamentos transcorrentes, com destaque à Falha Quarenta Oitava.

6.2 Para se chegar ao modelo de evolução geológica da área foi necessário subdividi-la em domínios estruturais homogêneos. Após esse trabalho pôde-se verificar a predominância de estilos diferentes de dobramentos em cada domínio estrutural. A oeste, predominam os efeitos do cisalhamento de baixo ângulo e a leste, os efeitos do cisalhamento de alto ângulo. Esse contraste é mostrado

no modelo simplificado de DIETZ (1972) para o Cinturão Dobrado dos Apalaches (FIGURA 28). Observam-se as diferenças de comportamento estrutural no mio- e no eugeossinclinal frente aos esforços desenvolvidos por cisalhamento simples. Enquanto que no eugeossinclíneo ocorrem os efeitos do cisalhamento simples de baixo ângulo, no mioeossinclíneo observam-se os efeitos do cisalhamento simples de alto ângulo, pois são nítidas a diferença de competência das rochas e a posição geográfica de cada geossinclíneo. Outro aspecto importante é a granitogênese associada, bem como o vulcanismo básico a ultrabásico.

Os meta-sedimentos da Formação Água Clara e as rochas ortognaissicas encontram-se intensamente transpostos e imbricados tectonicamente umas sobre as outras. É uma evidência de que houve uma antiga granitogênese, que posteriormente foi transformada em um ortognaisse pelos esforços cisalhantes.

Posteriormente houve, provavelmente, erosão generalizada e a instalação de novo evento geossinclinal com a deposição do Grupo Itaiacoca, Formação Córrego dos Marques, Subgrupo Lajeado e Formação Rio das Pedras/Perau. Nesse novo geossinclíneo houve mudança de depocentro, em relação à deposição dos meta-sedimentos da Formação Água Clara. Agora a porção plataformal encontra-se a noroeste e a porção mais profunda, ou eugeossinclinal, para sudeste, ou seja, a Formação Itaiacoca encontra-se na porção praial, a Formação Córrego dos Marques e Subgrupo Lajeado plataformal e a Formação Rio das Pedras encontra-se na porção taludal a hipoabissal. Sabe-se, no entanto, que os efeitos deformacionais iniciados anteriormente, afetando a Água Clara, continuaram atuando como resultado de uma deformação progressiva, através de uma zona de cisalhamento de alto ângulo tardia. Essa zona de cisalhamento sofreu deslocamentos sub-horizontais, dobrando e redobrando os meta-sedimentos, à semelhança com o modelo de COWARD (1980), onde se observam movimentações horizontais a sub-horizontais de grandes massas; nas bordas dessa massa em deslocamento, ocorrem rampas laterais e frontais, com inclinações variadas até vertical. É necessário, no entanto, verificar a direção dos estiramentos minerais e estrias de movimentação que indiquem o sentido do movimento segundo o eixo X do elipsóide de deformação. Esse estiramento mineral, na presente área de estudo, tem

EL ACTUAL CINTURON PLEGADO DE LOS APALACHES está ocasionado por el estrujamiento de un antiguo sistema geosinclinal, constituido por materiales depositados durante el Precámbrico superior y Paleozoico inferior, es decir, con sedimentos de hace más de 450 millones de años. El cuarto diagrama de la secuencia nos muestra cómo el miogeoclinal, en la parte occidental del sistema geosinclinal, se plegó, dando una serie de elevaciones entre las montañas Azules y el frente de Allegheny. El eugeoclinal, cuyos materiales se metamorfizan por el calor, la presión y el vulcanismo, forman una elevada cadena de montañas, en la actualidad casi totalmente erosionadas, al este de la alineación de las montañas Azules.

FIGURA 28 - Cinturão dobrado dos apalaches (DIETZ, 1972).

direção SE-NW, com deslocamento provável de noroeste para sudeste. Tardamente à formação desse novo geossinclíneo, ocorreu nova granitogênese, evidenciada pela Suite Três Córregos.

Essa hipótese, aventada para a área do presente trabalho, é limitada a algumas evidências estruturais, litológicas, magmáticas e metamórficas descritas no texto, no entanto outras evidências marcantes não foram identificadas, como por exemplo, restos de fundo oceânico, vestígios de turbiditos indicando a mudança de plataforma para talude continental, ou evidências, como restos de arco de ilha, principalmente nos meta-sedimentos da Formação Água Clara. Essas evidências, se existiram, foram mascaradas pela intensa transposição que afetaram as rochas dessa formação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, São Paulo, 28(4): 54-55.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo, Instituto Geográfico e Geológico, p. 169-262. (IGG. Boletim, 41).
- ALMEIDA, F.F.M. de 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG. p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.de B. 1976. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, *Bol. IG*, 7: 45-80
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPOSIO de GEOLOGIA do NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, SBG. p. 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. de et al. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo; escala 1:500 000. São Paulo, IPT/Pró-Minério, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, v.1 (IPT. Monografia, 6. Publicação, 1 184).
- ALMEIDA, M.A. de 1985. Síntese dos conhecimentos geológicos do Vale do Ribeira relacionados ao Complexo Setuva e grupos Açungui e Itaiacoca. São Paulo, 56 p. (Disciplina Seminários Gerais do curso de Pós-graduação. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- ALMEIDA, M.A. de. 1987a. A Formação Agua Clara no Vale do Ribeira (SP e PR); tema específico I. p.1-34. São Paulo. (Exame de Qualificação-nível de Mestrado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- ALMEIDA, M.A. de. 1987b. Metamorfismo de rochas cálcio-silicáticas; tema fundamental I. p. 35-66. São Paulo (Exame de Qualificação - nível mestrado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- ALMEIDA, M.A. de. 1987c. Metamorfismo e deformação; tema fundamental II. p. 67-108. São Paulo (Exame de Qualificação - nível de mestrado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- ALMEIDA, M.A. de; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P. 1986. A Formação Agua Clara na região de Araçatuba, Estado de São Paulo: litotipos, metamorfismo e deformação. In: CONGRESSO BRASILEIRO

- RO de GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SHG. v.2, p. 905-918.
- ARTHAUD, M.H. 1987. Zonas de cisalhamento dúctil. Primeiro simpósio nacional de estudos tectônicos. U.F.C., Ceará. 48p. (inédito).
- BARBOSA, O. 1942. Geologia e petrologia na região de Apiaí, Estado de São Paulo. São Paulo, 76p. (Tese para concurso da cadeira de "Geologia, Petrografia e Mineralogia". Escola Politécnica - USP).
- BATOLLA JUNIOR, F.; HAMA, M.; LOPES JUNIOR, I. 1977. Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da Região Leste do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG. p. 324-337.
- BATOLLA JUNIOR, 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.
- BIGARELLA, J.J. 1948. Estudos preliminares na Série Açungui. II. Rochas calcáreas. Curitiba, Arq. Biol. Tecnol., IBPT. 3: 201-354.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956a. Estudos preliminares na Série Açungui. V. Estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (Estado do Paraná). Curitiba, Dusenla, 7(6): 317-323.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956b. Estudos preliminares na Série Açungui. VII. Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. Curitiba, Arq. Biol. Tecnol., IBPT. 11: 197-205.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). São Paulo, Bol. Paul. Geogr., (29): 1-19.
- 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).
- BIONDI, J.C. 1983. Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná, escala 1:250 000. Curitiba, Mineropar,

Secretaria da Indústria e Comércio do Paraná. (Inédito).

BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P. 1985. Geologia das folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçatuba (SG.22-X-B-II-3), estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, contrato IPT/Pró-Minério, 3 v. (IPT. Relatório, 22 150) (inédito).

BISTRICHI, C.A. et al. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500 000. São Paulo, IPT/Pró-Minério, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, v.2 (IPT. Monografia, 6. Publicação, 1 184).

CALOGERAS, P.J. 1905. As minas do Brasil e sua Legislação. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional, 2v.

CAMPANHA, G.A. da C. 1987a. Geologia, estratigrafia e geocronologia da Folha Itararé na escala 1:250.000, tema específico 1. p. 1-58. São Paulo (Exame de Qualificação - nível de doutorado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).

CAMPANHA, G.A. da C. 1987b. Modelos de evolução tectônica para o Escudo Cristalino Paranaense e sul do Estado de São Paulo; tema específico 2. p. 59-82. São Paulo. (Exame de Qualificação - nível de doutorado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).

CAMPANHA, G.A. da C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A. de 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica e evolução tectônica da Faixa de Dobramentos Apiaí. In: SIMPOSIO SUL - BRASILEIRO de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas... Curitiba, SBG. v.2, p. 725-742.

CAMPANHA, G.A. da C. et al. 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. da C. et al. 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, p. 1058-1073.

CAMPOS NETO, M. da C. 1983. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no Sudeste do Estado de São Paulo. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SBG. p. 103-112.

CARNEIRO, C.D.R. 1983. Análise estrutural do Grupo São Roque na faixa entre o Pico do Jaraguá e a Serra dos Cristais, SP. São

- Paulo, 171 p. (Tese de Doutorado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- 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.
- CHIODI FILHO, C. et al. 1983. Projeto Capão Bonito: relatório final. São Paulo, contrato CPRM/Pró-Minério, 2v. (inédito).
- COWARD, M.P. 1980. Shear zones in the Precambrian crust of Southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2):19-27; Pergamon Press Ltd.
- 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. 1985. Uma análise crítica dos chamados grupos Setuva e Açungui no Vale do Ribeira (PR e SP). São Paulo, 125p. (Exame de Qualificação - nível de Mestrado. Instituto de Geociências - USP)(inédito).
- DAITX, E.C. et al. 1983. Projeto Anta Gorda, mapeamento geológico da área norte, fase III. São Paulo, convênio DNPM/CPRM 1v (inédito).
- DAMASCENO, E.C. 1966. Nota sobre a composição isotópica de Pb em galenas de jazidas do Vale do Rio Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 20, Vitória, 1966. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. p. 39-40 (Publicação, 1).
- DEER, W.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. *Minerais constituintes das rochas - Uma introdução*. Ed. Fund. Calouste Gulbenkian, Lisboa. 558 p.
- DERBY, O.A. 1889. Retrospecto histórico dos trabalhos geográficos e geológicos efetuados na Província de São Paulo. São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica, 26 p. (Boletim, 1).
- DIETZ, R. 1972. Geosinclinales, Montañas y formacion de continentes. In: WILSON, J.T. (Ed.) *Deriva continental y tectonica de placas*. Madrid, Barcelona, Blume, 231 p.
- 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.

- FAIRCHILD, T.R. 1977. Conophyton and other columnar stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group near Itapeva, São Paulo, Brazil. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. Atas... São Paulo, SBG. p. 179-198.
- FAIRCHILD, T.R. 1982. New stromatolites from the Upper Precambrian Açungui Group, Eastern Paraná, Brazil and their potential stratigraphic use. São Paulo, Bol. IG., USP, 13: 43-50.
- FERGUSON, C.V. & HARTE, B. 1975. Textural patterns at porphyroblast margins and their use in determining the time - relations of deformation and crystallization. Geol. Mag., 112 (5):467-480.
- FERREIRA, F.J.F., 1982. Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa. São Paulo, 170 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP).
- FERREIRA, F.J.F. 1986. Integração de dados aeromagnéticos das folhas Iporanga, Gruta do Diabo e Araçáiba em escala 1:50.000. São Paulo. 110 p. (IPT Relatório 22438).
- FREY, M. 1974/1975. Gesteinsmetamorphose. Min. Petr. Instui der Uni. Bern, 213 p.
- FRITZONS 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, p. 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, p. 121-130.
- GEOFFREY, D.R. & SANTOS, T.D. de S. 1942. Nota sobre a geologia de Apiaí. São Paulo, Min. Metal., 6(33): 109-110.
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. 1971. The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures. American Miner., 56:1674-1688.
- HASUI, Y. 1983. Aspectos geológicos essenciais da Seção Caconde - Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do Leste Paulista. In: JORNADA sobre a CARTA GEOLOGICA do ESTADO de SÃO PAULO em 1:50 000, 1, São Paulo, 1983. Atas... São Paulo, SICCT/Pró-Minério, p. 227-252.

- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, 66 p. (IPT. Relatório, 23 742) (inédito).
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira, Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blücher, p. 308-344.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. São Paulo, Rev. Bras. Geoc., 15(4): 257-262.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1978. Os granitos e granitóides da Região de Dobramentos Sudeste nos estados de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.6, p. 2594-2608.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984a. 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, p. 3297-3306.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O "Granito Três Córregos" revisado e o Maciço Catas Altas. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.7, p. 3023-3031.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984c. Aspectos geológicos da megantiforma da Serra do Cadeado, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG. v.5, p. 2380-2393.
- HASUI, Y. et al. 1983. O modelo de evolução do Pré-Cambriano paulista e suas implicações metalogenéticas. In: SIMPÓSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 4, São Paulo, 1983. Bol. Res.... São Paulo, SBG. p. 1-2.
- HASUI, Y. et al. 1988. Deformação por cisalhamento dúctil: modelo de transformação em rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo - Fase I. SICCT-PRO-MINERIO-IPT. São Paulo (IPT. Relatório 25908) (inédito).
- HEINRICH, E.W. 1965. Microscopic petrography. New York, McGraw-Hill, 414 p.
- HENNIES, W.T.; HASUI, Y.; PENALVA, F. 1967. O falhamento transcorrente de Taxaquara. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 21, Curitiba, 1967. Anais... Curitiba, SBG. p. 159-168.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. 1981. Geologia es-

- trutural. Barcelona, Ediciones Omega, Casanova, 220. 518 p.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES - IUGS. 1973. Plutonic rocks classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18:26-30.
- KERR, P.F. 1959. *Optical Mineralogy*. New York, McGraw-Hill, 442 p.
- LEONARDOS, O.H. 1934. *Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP*. Rio de Janeiro (DNPM. Relatório, 564).
- MARINI, O.J. 1970. *Geologia da Folha Rio Branco do Sul, PR*. Rio Claro, 190 p. (Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - UNESP).
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, (23-25): 43-104.
- 6 MELLO, I.S. de C. & SILVA, R.B. da. 1987. Prospeção da Área Lajeado, Município de Apiaí (SP). In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 6, Rio Claro, 1987. *Atas...* Rio Claro, SBG. v.2, p. 533-541.
- METZ, P. & TROMMSDORFF, V. 1968. On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 18:305-309.
- MMAJ/JICA-METAL MINING AGENCY of JAPAN. Japan International Cooperation Agency. 1981. *Report on geological survey of Anta Gorda, phase 1*. Convênio DNPM/MMAJ/JICA.
- 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.
- 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.
- OLIVEIRA, E.P. 1916. *Geologia do Estado do Paraná*. *Bol. Min. Agric. Ind. Com.*, Rio de Janeiro, 5(1):77-143.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, *Serv. Geol. Miner. Brasil*, Monografia 6:172p.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui do extremo sul do Estado de São Paulo. *São Paulo, Ci. Cult.*, 21(2).

PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento de unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau, Estado do Paraná. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p. 148-154.

PIRES, F.A. 1988. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. v.2, p. 606-616.

PONÇANO, W.L. et al. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:1 000 000. São Paulo, IPT/Pró-Minério, Secretaria da Indústria, Comércio, Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, v.1 (IPT. Monografia, 5. Publicação, 1183).

PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.3, p. 1002-1016.

RAMSAY, J.G. 1977. Plegamiento y fracturación de rocas. Madrid, Hermann Elume Ediciones, 590 p.

SA, E.F.J. de & HACKSPACHER, P.C. 1983 - Revisão sobre análise estrutural. Parte II: algumas aplicações e tópicos adicionais. Ci. da Terra, (8):7-18.

SCHÖLL, W.V. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, PR. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p. 170-184.

SCHÖLL, W.V.; SILVA, A.C.G. de A.; MONASTIER, M.S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná; uma revisão crítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, SBG. v.1, p. 55-63.

SCHÖLL, W.V. et al. 1980. Geologia do Pré-Cambriano da região do anticlinal do Setuva (municípios de Bocaiuva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. v.5, p. 3003-3012.

SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J. P. 1981a. Contribuição à geologia da Seqüência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. 1. Litologia e petrografia. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG. v.1, p.109-120.

- SILVA, A.T.S.F. & ALGARTE, J. P. 1981b. Contribuição à geologia da Sequência Turvo-Cajati entre o Rio Pardo e Pariquera-Açu, Estado de São Paulo. 2. Estrutura, metamorfismo e evolução geotectônica. In: SIMPOSIO REGIONAL de GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. Atas... São Paulo, SBG, v.1, p.121-132.
- SLAUGHTER, J.; KERRICK, D.M.; WALL, V.J. 1975. Experimental thermodynamic study of equilibria system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. Am. J. Sci., 275:143-162.
- SPRY, A. 1969. Metamorphic textures. Oxford, Pergamon Press. 350p.
- STEIN, D.P. 1984a. Grupo Açungui; estado de conhecimento. São Paulo, 30 p. (Exame de Qualificação - nível de Mestrado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- STEIN, D.P. 1984b. Esboço da evolução geológica pré-cambriana da Folha Pilar do Sul, SP (SF.23-Y-C-IV-4). São Paulo, 159p. (Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - USP) (inédito).
- STEIN, D.P.; CAMPANHA, G.A. da C.; FERNANDES, L.A. 1984. Geologia da Folha Pilar do Sul (SF.23-Y-C-IV-4), Estado de São Paulo. São Paulo, contrato IPT/Pró-Minério (IPT Relatório, 19 427).
- TAKAHASHI, A.T.; FERREIRA, J.C.G.; THEODOROVICZ, A. 1984. Projeto Guapiara; relatório final. São Paulo, contrato CPRM/Pró-Minério. 2v. (inédito).
- TAKAHASHI, A.T. et al. 1986. Projeto Engenheiro Maia - Ribeirão Branco; relatório final. São Paulo, contrato CPRM/Pró-Minério. (inédito).
- TEIXEIRA, W. 1982. Folhas SG.21 - Assuncion, SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. Considerações sobre os dados radiométricos: interpretação e evolução geocronológica. Ministério das Minas e Energia, Projeto Radambrasil (inédito).
- TROUW, R.A.J. 1973. Structural geology of the Marsjallen area, Caledonides of Vasterbotten, Sweden. Sveriges Geol. Unders., 0689:1-115.
- TROUW, R.A.J. 1985. Curso de Microtectônica. Apostila da disciplina Microtectônica do curso de pós-graduação em geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (inédito).
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. Structural analysis of tectonites. New York, McGraw-Hill, 545p.
- VEIGA, A.T.C. & SALOMÃO, E.P. 1980. A Formação São Sebastião e

sua importância econômica. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais...* Camboriú, SBG. v.2, p.826-831.

VERNON, R.H. 1978. Porphyroblast matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundschau*, 67:288-305.

ZWART, H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrenees). *Geol. Rundschau*, 52:38-65.

WILLIAMS, M.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. 1970. *Petrografia*. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. 254 p.

WINKLER, H.G.F. 1977. *Petrogênese das rochas metamórficas*. Tradução de 4 ed. Porto Alegre, Edgard Blücher/URGS. 254p.

LEGENDA

- 335 Ponto de descrição de afloramento
- Caminhos percorridos
- - - Caminhos percorridos com localização aproximada

ENSAIOS DE LABORATÓRIO

- ⊙ Seção delgada
- ⊙ Seção polida
- ⊙ Ensaio de coloração seletiva
- ⊙ Difractometria de raios X (carbonatos)
- ⊙ Análise química

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Cota altimétrica
- Rios
- Rodovia pavimentada
- Rodovia não pavimentada com tráfego permanente
- Rodovia não pavimentada com tráfego periódico
- Caminho
- Ferrovia
- Ferrovia com traçado atual aproximado
- Área urbanizada

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1975

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE
V ANUALMENTE

ESCALA 1:50.000

EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 20 METROS

PROJEÇÃO: UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

1984

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

ENGENHEIRO MAIA	RIBEIRÃO BRANCO	GUAPIARA
BARRA DO CHIEFÉU	ARAÇÁIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIAI	IPORANGA

MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTO
COM INDICAÇÃO DE AMOSTRAS ANALISADAS EM LABORATÓRIO

SEÇÃO GEOLÓGICA E-F

SEÇÃO GEOLÓGICA C-D

SEÇÃO GEOLÓGICA A-B

ESCALAS: Horizontal 1:50.000
Vertical 1:25.000

ESCALA 1:50.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

LEGENDA

- Coberturas sedimentares terciárias
- Rochas intrusivas alcalinas mesozóicas
- Folhamentos e zonas de cisalhamento
- Empurros
- Suquitos metabólicos
- Granulitos pós-tectônicos
- Complexos graníticos
- CP - Complexo de Ponta Grossa, TC - Três Cordeiros e AG - Agudos Grandes
- Metabólitos diversos
- Granito Itaipava
- Formação Água Clara
- Complexo Apai-Mirim
- Subgrupo Lagoa e correlatos
- Formação Vale Verde
- Formação Iporanga e correlatos
- Formação Paro e correlatos
- Formação Quilme Superior e correlatos
- Formação Quilme Inferior e correlatos
- Formação Cláudia Bassi e correlatos
- Formação Capim
- Complexo Embu Indiviso
- Complexo Capim
- Formação e correlatos

SEÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL G-H

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS E FALHAS PRINCIPAIS

- Formação Farnes
- Gran. Itaipava
- Folha de Itaipava
- Formação Água Clara
- Complexo Apai-Mirim
- Granulitos diversos
- Folha Quilme Superior
- Folha do Espírito Santo
- Sub-Grupo Lagoa
- Linhação de Figueira
- Formação Iporanga
- Formação Paro
- Linhação Ribeiro
- Formação Serra de Andaraí
- Mármores do Berto de Bonifácio (Andaraí, Lopes ou Topogem)
- Folha de Lencinha ou Itaipava
- Formação Sete (Itaipava, Tarves-Areão)
- Formação Quilme
- Formação Seta (Sociedade Celati)
- Complexo Capim

LEGENDA LITOOLÓGICA

- Arenitas / Margens
- Metagranulitos
- Metabólitos
- Alúmen / Felsos
- Mármores
- Xistos
- Gneissos / Migmatitos
- Falhas principais

LEGENDA

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

SEDIMENTOS INCONSOLIDADOS

- Qa - Arenas de granulometria variada e subordinadamente siltes, argilas e cascalhos em depósitos aluviais de colinas e/ou terras incultas e/ou complexos aluviais de constituição areno-argilosa.
- JKB - Diques de diabásio
- COM - Rochas ígneas, cataclásticas, brechóides, miloníticas e filoníticas, localmente exibindo transições entre si.
- COOYp - a-Granito Apai, yp-Granito mesocrático porfirítico, com megacristais de feldspato alcalino.

SUITE GRANÍTIDE TRÊS CORREIOS

- PSbY PSxY PSyY PSzY

bc-Granitóide Barra do Chapéu, pt-Granitóide Pául de Teófilo, cp-Granitóide Córrego das Páas
Y-Rochas graníticas distintas de composição extremamente variada, com megacristais de feldspato alcalino (predominantes).

FORMAÇÃO

- PMSMF PMSMC

F-Filites e xistos finos, subordinadamente quartzitos, calcários e metabólitos.
C-Calcários, dolomíticos predominantemente e calcíferos, com intercalações subordinadas de metapsamitos e metapelitos e corpos metabólitos.

FORMAÇÃO

- PIaC PIaM PIaX PIaQ PIaB

Cs-Rochas calcárias silíceas, calcossilíceas e mármores, subordinadamente intercalações de quartzitos, micaxistos, metabólitos, metultramífilos e paragneissos.
M-Mármores ígneos, predominantemente dolomíticos, localmente calcíferos.
X-Xistos diversos, subordinadamente intercalações de rochas calcárias silíceas e quartzitos.
Q-Quartzitos e quartzitos feldspáticos, predominantemente grossos e foliados, localmente micáceos.
B-Amfibólitos metabólitos.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato geológico definido
- Contato geológico aproximado
- Falha definida
- Falha provável
- Falha encoberta
- Falha inversa ou de empurrão, triângulo no bloco superior
- Falha de gravidade definida, A= bloco alto, B= bloco baixo
- Fratura
- Zona de falhamento com foliação filonítica, milonítica e cataclástica
- Tranças de tendência de foliação metamórfica
- Trança axial de 2ª fase de dobramento (F₂) e fase (F_n+1)
- Antiforma com plano axial vertical ou com mergulho no sentido indicado
- Sinforma com plano axial vertical
- Civagem ardisiana ou xistoidade, inclinada ou vertical
- Xistoidade, foliação de transposição, foliação gnáissica ou bandamento composicional inclinada ou vertical
- Civagem de crenulação inclinada ou vertical (S₂) e foliação (S_n+1)
- Civagem de crenulação inclinada ou vertical (S₃) e foliação (S_n+2)
- Foliação filonítica, milonítica ou cataclástica com mergulho no vertical
- 10 Rumo e comprimento do eixo de dobra mesoscópica
- 22 Orientação linear mineral
- Linhação de estiramento mineral e estra de cisalhamento
- Linhação de crenulação L₂ e L₃+1
- Linhação de crenulação L₃ e L₄+2
- 30 Orientação linear de estra de estra
- Diques de rochas ígneas com intercalação de unidades cataclásticas
- Linhação de estra aberto paralisado
- Ocorrência mineral
- Corpos com dimensões não representáveis
- Localização de seção geológica, os triângulos indicam o sentido de visado

CONVENÇÕES UTILIZADAS

- Rochas graníticas
- Discordâncias erosivas não angulares
- Contatos litológicos diversos
- Intercalações de metabólitos
- Limite temporal identificada
- Embricamento tectônico diversos

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível
- Rios
- 1000 Cota altimétrica
- Rodovia pavimentada
- Rodovia sem pavimentação com tráfego permanente
- Rodovia sem pavimentação com tráfego periódico
- Caminho
- Ferrovia
- Área urbanizada

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1975

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

ENGENHEIRO MAIA	RIBEIRÃO BRANCO	GUAPIARA
BARRO DO CHAPÉU	ARAÇÁIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIAI	IPORANGA

AFLORAMENTOS

DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1975

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

MAPA ESTRUTURAL-INTERPRETATIVO DA REGIÃO DE ARAÇÁIBA-SP

LEGENDA

ROCHAS AFETADAS POR METAMORFISMO REGIONAL DINAMOTERMAL

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

- I Zona da actinolita — Tr+Do+Q + Cc } Grau médio
- II Zona da diopsídio — Di+Tr+Do+Cc+Q }

FORMAÇÃO CÔRREGO DOS MARQUES

- III Grau fraco

ROCHAS AFETADAS POR METAMORFISMO DE CONTATO

- IV Grau médio

ROCHAS AFETADAS POR METAMORFISMO DINÂMICO

- V Grau fraco

LEGENDA DOS MINERAIS ASSOCIADOS EM PARAGÊNESE

- Ab — Albita
- Ac — Actinolita
- Au — Augita
- Bi — Biotita
- Cc — Calcita
- Cl — Clorita
- Cpx — Clinopiroxênio
- Cu — Cummingtonita
- Di — Diopsídio
- Do — Dolomita
- Ep — Epidoto
- Fl — Feldspato
- Gr — Granada
- Ho — Hornblenda
- K-Fel — Feldspato Potássico
- La — Labradorita
- Mi — Microclínio
- Mu — Muscovita
- Oi — Oligoclásio
- Op — Opacos
- Pl — Plagioclásio
- Pi — Pigionita
- Qz — Quartzo
- Se — Sericita
- Si — Sillimanita
- Tr — Tremolita
- Ti — Titanita
- Tu — Turmalina

DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Diques de diabásio

Rochas cisalhadas, cataclásticas, brechóides, miloníticas e filoníticas

SUÍTE GRANITOÍDE TRÊS CÔRREGOS

FORMAÇÃO CÔRREGO DOS MARQUES

F - Filitos e xistos finos
C - Calcários dolomíticos predominantes e calcíferos, metabasíticos

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

Cs - Rochas cálcio-silicáticas
M - Mármore impuros
X - Xistos diversos
Q - Quartzitos
B - Anfibolitos metabasíticos

Ortogneisses predominantes

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato geológico definido e aproximado
- Falha definida ou provável
- Dique de rochas ígneas com indicação da unidade litológica
- Zona de falhamento com foliação filonítica, milonítica e cataclástica
- Pontos de afloramento com actinolitas centimétricas descritas no campo
- Falha inversa ou de empurrão, triângulos no bloco superior
- Limite de zona metamórfica

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1975

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE 9' ANUALMENTE

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

ENGENHEIRO MAIA	RIBEIRÃO BRANCO	GUAPIARA
BARRA DO CHAPÉU	ARAÇÁIBA	MINA DO ESPÍRITO SANTO
RIBEIRA	APIAÍ	IPORANGA

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA NO ESTADO

DISTRIBUIÇÃO METAMÓRFICA E PARAGÊNESES MINERAIS DAS FORMAÇÕES ÁGUA CLARA E CÔRREGO DOS MARQUES (ARAÇÁIBA - SP)

Desenho 04

Elaborado pelo Geol. MARCOS ALVES DE ALMEIDA