UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**AMBIENTES GERADORES DOS SEDIMENTOS DA
BACIA ELEUTÉRIO**

Antonio Luiz Teixeira

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005755

AMBIENTES GERADORES DOS SEDIMENTOS DA
BACIA ELEUTÉRIO

Antonio Luiz Teixeira

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Setembrino Petri</u>	<u> </u>
Examinadores:	<u>Armando Márcio Coimbra</u>	<u> </u>
	<u>Ginaldo Ademar da C. Campanha</u>	<u> </u>

São Paulo
1995

À Lídia,
pelos lindos filhos que comigo deixou com Vida:
Ao Pedro, Carol e Rosa

A todos aqueles , arrojados,
persistentes, irreverentes, com bom
senso e bom coração.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO.....	01
1.1. Objetivo.....	01
1.2. Área de estudos.....	02
1.3. Aspectos fisiográficos da área e de seus entornos.....	03
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	05
2.1. Bibliografia e Cartografia Básicas.....	05
2.2. Levantamentos de Campo.....	06
2.3. Tratamento de Dados de Campo e de Laboratório.....	06
2.3.1. Análise de fácies sedimentares e de sistemas deposicionais.....	06
2.3.2. Conceito de estratificação.....	07
2.3.3. Análise de paleocorrentes.....	09
2.3.4. Análise estrutural e tectônica.....	11
2.3.5. Determinação dos vetores máximos de compressão e extensão.....	14
2.3.6. A tectônica transcorrente e a geração de bacias de afastamento (<i>pull-apart</i>).....	16
2.3.7. Preenchimento sedimentar de bacias de afastamento.....	22
2.3.8. Considerações sobre leques aluviais.....	25
2.3.9. Análises laboratoriais.....	31
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	32
4. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A BACIA ELEUTÉRIO.....	37
5. GEOLOGIA LOCAL.....	54
5.1. Distribuição e Descrição das Fácies Sedimentares.....	54

5.1.1. Associações de fácies (A) da planície aluvial noroeste.....	56
5.1.1.1. Associação de fácies A ₁ : metarenitos conglomeráticos arcossianos.....	57
5.1.1.2. Associação de fácies A ₂ : metarenitos arcossianos com base conglomerática	58
5.1.1.3. Associação de fácies A ₃ : metarenitos com intercalações metapelíticas.....	59
5.1.2. Associações de fácies (B): do sistema lacustre.....	60
5.1.2.1. Associação de fácies B ₁ : metarritmitos areno-argilosos.....	62
5.1.2.2. Associação de fácies B ₂ : metalaminitos silto-argilosos.....	62
5.1.3. Associações de fácies (C) tectonicamente imbricadas ao longo da borda sudeste.....	63
5.1.4. Associações de fácies (D) de leques aluviais da borda sudeste	64
5.1.5. Associações de fácies (I) em ocorrências isoladas.....	66
5.1.5.1. Ocorrência isolada I ₁	66
5.1.5.2. Ocorrência isolada I ₂	67
5.1.5.3. Ocorrência isolada I ₃	67
5.1.5.4. Ocorrência isolada I ₄	68
5.2. Sistemas e Paleoambientes Depositionais.....	72
5.3. Geologia Estrutural.....	77
 6. ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA ELEUTÉRIO.....	 84
 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	 91
 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 95

ANEXOS (encarte):

DESENHO 1

DESENHO 2

DESENHO 3

ÍNDICE DAS FIGURAS

1.1 - Localização da área de estudos.....	02
2.1 - Tipos de estratificações e suas relações com o regime de fluxo.....	08
2.2 - Procedimentos para correção de paleocorrentes em camadas rotacionadas.....	11
2.3 - Fraturas R e R' obtidas por Riedel em seu experimento.....	14
2.4 - Relações angulares entre as fraturas R e R' e P e T.....	14
2.5 - Padrão estrutural resultante de um cisalhamento simples sob esforços binários.....	15
2.6 - Definição dos "diedros retos" em extensão e compressão.....	16
2.7 - Critérios para a definição de rejeitos em plano de falha.....	17
2.8 - Arranjo em planta das estruturas associadas com uma transcorrência dextral.....	19
2.9 - Bloco diagrama ilustrando a geração da Bacia Ridge.....	19
2.10 - Modelos para o desenvolvimento de bacias de afastamento.....	20
2.11 - Principais características em perfil de um falhamento transcorrente.....	21
2.12 - Padrões de preenchimento de bacias.....	24
3.1 - Ocorrência e estruturação do Cinturão Geossinclinal Paraíba.....	32
3.2 - Esboço da distribuição das unidades litoestratigráficas no Estado de São Paulo.....	35
3.3 - As bacias Eleutério e Pouso Alegre no contexto tectônico regional.....	36
4.1 - Mapa estrutural do sul de Minas Gerais e adjacências.....	41
4.2 - Distribuição dos metassedimentos da Formação Pouso Alegre.....	39
4.3.- As bacias Eleutério e Pouso Alegre e suas ocorrências correlatas.....	40
4.4 - A Falha de Jacutinga e suas relações com a Fm. Eleutério e a Brecha Tectônica dos Machados.....	43
4.5 - Mapa geológico-geotectônico esquemático do embasamento da Bacia do Paraná.....	46
4.6 - Depósitos eopaleozóicos ao final da evolução litoestrutural do Pré-Siluriano.....	47
4.7 - Localização dos depósitos eopaleozóicos no Estado de São Paulo e adjacências.....	49
5.1 - A Bacia Eleutério no contexto geológico-estrutural da Folha Águas de Lindóia.....	55

5.2 - Distribuição e relações entre as fácies sedimentares da Bacia Eleutério.....	61
5.3 - Mapa dos vetores médios das paleocorrentes medidas na Bacia Eleutério.....	71
5.4 - Trajetória dos centros glaciais na porção oeste do Gondwana no Paleozóico.....	76
5.5 - Diagramas do acamamento e das clivagens ardosiana e reticular.....	78
5.6 - Projeções polares do acamamento e clivagem ardosiana medidos.....	79
6.1 - Gênese e evolução da Bacia Eleutério.....	85

ÍNDICE DAS TABELAS

2.1 - Padrões de preenchimento de bacias aluviais.....	25
4.1 - Resultados analíticos K-Ar na Bacia Pouso Alegre.....	42
5.1 - Atitudes das paleocorrentes medidas no campo.....	69
5.2 - Análise estereográfica das paleocorrentes medidas na Bacia Eleutério.....	70
5.3 - Resultados analíticos K-Ar em amostra de seixo riolítico da Bacia Eleutério.....	72
5.4 - Atitudes dos planos de falhas e de suas estrias de atrito e o sentido dos rejeitos.....	83

ÍNDICE DOS QUADROS

2.1 - Definição de acamamento e laminação em função da espessura.....	08
2.2 - Classificação das estratificações cruzadas de alto ângulo quanto à escala.....	09
2.3 - Terminologia para descontinuidades associadas a cisalhamento rúptil.....	12

ÍNDICE DAS FOTOGRAFIAS

5.1 - Seixos facetados dos metarenitos conglomeráticos (fácies A1, PONTO 22).....	105
5.2 - Bloco decamétrico de metarenito conglomerático (fácies A1, PONTO 32).....	105
5.3 - Metarenitos arcosianos com estruturas de corte e preenchimento (fácies A1, PONTO 23).....	106

5.4 - Metarenito arcossiano de granulação média a grossa com intraclastos metapelíticos (<i>curled mudflakes</i>) das fácies A2, PONTO 62.....	106
5.5 - Metarenitos médios a grossos arcossianos com estruturas de convolução (fácies A2, PONTO 42).....	107
5.6 - Metarenitos grossos a muito grossos arcossianos intercalados por metarenitos laminados de suposta origem eólica (fácies A2, PONTO 79).....	108
5.7 - Estratificações cruzadas acanaladas (<i>festoons</i>) em metarenitos médios a grossos arcossianos (fácies A3, PONTO 50).....	109
5.8 - Estruturas gradacionais e de corte e preenchimento (fácies A3, PONTO 09).....	110
5.9 - Sequência de <i>coarsening</i> e <i>thinning-upward</i> entre metassiltitos e metarenitos arcossianos (fácies A3, PONTO 68).....	111
5.10 - Metarritmitos areno-silto-argilosos com ondulações cavalgantes (fácies B1, PONTO 78).....	111
5.11 - Metarritmitos areno-silto-argilosos com ondulações assimétricas no leito (fácies B1, PONTO 52).....	112
5.12 - Corte em amostra de metalaminito mostrando estruturas de carga e gradacionais (fácies B2, PONTO 50).....	112
5.13 - Metarritmitos argilosos intercalados com lentes arenosas e com estruturas de escape de fluídos (fácies C, PONTO 33).....	113
5.14 - Metalaminitos com intercalações de metarenitos grossos e conglomeráticos (fácies C, PONTO 33).....	113
5.15 - Metaconglomerado polimítico com imbricação de clastos e gradação normal (fácies D1, PONTO 64).....	114
5.16 - Metaconglomerados clasto-sustentados com isorientação de clastos (fácies D1, PONTO 25).....	115
5.17 - Metaconglomerado areia-sustentado com arcabouço desorganizado (fácies D2, PONTO 12).....	115
5.18 - Metaconglomerados e metarenitos/metapelitos intercalados com estratificações sigmóides (Ocorrência I1, PONTO 16).....	116

5.19 - Metarenitos muito finos intercalados em metarenitos finos e conglomeráticos com estrutura de sobrecarga (Ocorrência I1, PONTO 16).....	117
5.20 - Metaconglomerado constituído de cascalhos arredondados a subarredondados (Ocorrência I4, PONTO 54).....	118
5.21 - Lente arenosa com estratificação cruzada intercalada em metaconglomerados (Ocorrência I4, PONTO 54).....	118
5.22 - Superposição de falhas em metaconglomerado (Ocorrência I4, PONTO 54).....	119
5.23 - Falha dextral em metarenitos grossos com intercalações metapelíticas (fácies A3, PONTO 09).....	120

ÍNDICE DAS FOTOMICROGRAFIAS

5.1 - Laminito com gradação normal e com foliação metamórfica oblíqua (fácies B2, PONTO 46).....	121
5.2 - Estrutura fluidal em seixo riolítico (Ocorrência I4, PONTO 54).....	122
5.3 - Dobra-falha em metarritmito associada com a fase de inversão da bacia (fácies B1, PONTO 78).....	122

RESUMO

A Bacia Eleutério estende-se desde noroeste da cidade de Itapira (SP) até Jacutinga (MG) ao longo da porção sul da Zona de Cisalhamento de Jacutinga (orientada segundo N60-70°E), que condicionou sua gênese e evolução. Caracteriza-se como uma bacia do tipo *pull-apart*, que se nucleou quando da movimentação transcorrente sinistral ao longo dessa zona de cisalhamento, no Eopaleozóico.

O seu preenchimento ocorreu, num primeiro momento, com a contribuição de detritos oriundos da borda noroeste e, posteriormente, da borda sudeste. A sedimentação processou-se sob clima árido a semi-árido e sob forte controle tectônico, adquirindo caráter episódico. Desenvolveram-se, a partir das regiões de borda da bacia, sistemas de leques aluviais coalescentes e transicionais para a planície aluvial que, por sua vez, limitava-se distalmente com corpo d'água lacustre ou marinho(?). Coadjuvou com os processos de sedimentação fluvial, principalmente durante os períodos entre chuvas torrenciais, a deflação eólica.

A inversão e encurtamento da bacia ocorreu graças à modificação no sentido do movimento ao longo da zona transcorrente, de sinistral para dextral, implicando em deformação essencialmente rúptil, responsável por metamorfismo de grau muito baixo com geração da foliação S_1 , adernamento das camadas (S_0) para NW e retalhamento da bacia ao longo da zona de cisalhamento.

Apoiando-se em correlações realizadas com as outras bacias similares, condicionadas pela Faixa Ribeira, e nas correlações paleoclimáticas e paleogeográficas disponíveis para o Gondwana Ocidental durante o Eopaleozóico, sugere-se que essas bacias tiveram evolução sedimentar acompanhada da ingressão do oceano Proto-Pacífico pelo interior da Faixa, na forma de golfo, ao longo do qual se coalesciam.

ABSTRACT

The Eleutério Basin stretches from northwest of Itapira city, São Paulo State, to Jacutinga, Minas Gerais State, adjacent to the southern side of the N60-70°E Jacutinga Shear Zone. This pull-apart basin resulted from left-lateral strike-slip movements along that shear zone during Early Paleozoic time.

The source of sediments, during the first stages of evolution, was located close to its northwestern border and later on, the source shifted to its southeastern border.

An arid or semi-arid climate must have prevailed during the strongly tectonic-controlled sedimentation.

Alluvial fans formed from the borders toward the basin center passing to alluvial plain deposits, limited by distal lacustrine ou marine (?) bodies. Eolic deflation acted on the fluvial sediments during dry seasons.

The direction of movement along shear zone changed from left to right-lateral, causing an inversion in deposition and shortening of the basin, dominated by an essentially brittle deformation, responsible for the very low grade metamorphism, which generated a S_1 foliation, a northwest tilting of the S_0 bedding planes and the dissection of the basin along the shear zone.

Based on correlations with other basins conditioned by the Ribeira Belt and on paleoclimatic and paleogeographic reconstructions of the Western Gondwana during the Early Paleozoic, it is suggested that these basins had similar sedimentary evolutions which were the result of the encroachment made by the Proto-Pacific sea upon this part of the Brazilian craton.

AGRADECIMENTOS

São devidos, primeiramente, ao Prof. Dr. Setembrino Petri que, desprendidamente e com imenso espírito democrático e de amizade, acompanhou-me por toda essa jornada.

Meus agradecimentos ao Instituto Geológico e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio logístico e financeiro, sem o que não teria sido possível realizar este trabalho.

Devo expressar sinceros agradecimentos aos professores Armando Márcio Coimbra e Cláudio Riccomini, do Depto. de Paleontologia e Estratigrafia do IG-USP, pelo incentivo constante e pelas contribuições prestadas durante as viagens ao campo e discussões posteriores.

Da mesma forma, estendo meus agradecimentos aos colegas Jorge Hachiro, Paulo Boggiani, José Maria Azevedo Sobrinho, Francisco de Assis Negri e Luiz Alberto Fernandes.

À Sandra e Solange Moni, do Instituto Geológico, assim como à Elena, Virgínia e Ivete, da SBG/NSP, minha gratidão pela amizade que sempre demonstraram.

Agradeço aos professores do IG-USP, Thomas Rich Fairchild (DPE) pela pacienciosa análise das amostras de rocha com potencial fossilífero, Daniel Atêncio (DMP) pelas análises mineralógicas através de difratometria de raios-X e Oswaldo Siga Júnior (CPGeo) pelo processamento de amostra para datação absoluta K-Ar. Estendo meus agradecimentos aos seus colegas de trabalho.

Meus agradecimentos ao pessoal da Laminação de Rochas do IG-USP, na pessoa do "Gatão", pela confecção das seções delgadas.

Finalmente, sob pena de omissão não deliberada, agradeço a todos aqueles que torceram e contribuíram para que esta empreitada chegasse a bom termo.

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos eopaleozóicos, “molássicos” ou “molassóides” (Almeida 1967 e 1969) têm sido alvo de interesse gradativamente maior dos estudiosos nos últimos anos. Particularmente nos estados do sul do país, onde as ocorrências são múltiplas e de dimensões consideráveis, esse interesse se fez notar de maneira mais conspícua, uma vez que a necessidade de se agregar maiores informações sobre as mesmas tornou-se inevitável, tanto do ponto de vista econômico quanto acadêmico.

Em que pese na Região Sudeste, em particular no Estado de São Paulo, as ocorrências serem em número bem mais reduzido e de dimensões bem menores que aquelas dos estados do sul, nota-se que desde as primeiras referências de Ebert (1968) aos depósitos Eleutério, paulatinamente cresceu o interesse dos geólogos por desvendar a gênese e evolução desses depósitos, o que pode ser aquilatado na literatura disponível. Entretanto, como pode ser visto nesta mesma literatura, poucos foram aqueles que estudaram em detalhe tais depósitos. Desde Ebert (1968 e 1971), os metassedimentos da Bacia Eleutério só viriam a ser estudados pioneiramente em detalhe por Zanardo (1987), com enfoque aos aspectos petrográficos, metamórficos e microtectônicos, que apesar de constituírem em contribuição inestimável, obviamente deixaram ainda em aberto aspectos importantes para a compreensão da gênese e evolução daquela bacia, como aqueles relacionados com os ambientes sedimentares e tectônicos.

A presente pesquisa direcionou-se no sentido de tentar suprir as carências apontadas, para que se obtivesse melhor compreensão a respeito da gênese e evolução da Bacia Eleutério no contexto da evolução regional, dentro da provável “transição plataformar” (Almeida 1969). O enfoque principal dos estudos ateve-se às características da sedimentação e de seus ambientes; contudo, os estudos estruturais e tectônicos ganharam grande importância para a elucidação da evolução sedimentar, e vice-versa.

1.1. Objetivo

O objetivo central desta pesquisa foi o estudo dos ambientes deposicionais em que estiveram envolvidos os sedimentos que preencheram a Bacia Eleutério. Os estudos tectônicos tiveram por finalidade subsidiar as reconstruções paleotectônicas e paleoambientais.

1.2. Área de estudos

FIGURA 1.1 - Localização da áreas de estudos.

As rochas da bacia Eleutério expõem-se desde WSW da localidade de Eleutério (Município de Itapira, SP), encosta norte do Morro de Picura, até o norte de Jacutinga (MG), onde atinge o Rio Mogi-Guaçu, descrevendo estreita faixa alongada com direção ENE-WSW, com cerca de 16 km de comprimento e largura variável de 0,3 a 1,3 km. Está compreendida entre os paralelos 22°15' e 22°20' de latitude sul e meridianos 46°38' e 46°46' de longitude oeste (FIGURA 1.1). Alguns restos destas rochas, isolados do corpo principal, ocorrem até cerca de 5 km a oeste de Mogi-Guaçu e a 2,5 km a norte de Jacutinga.

O acesso até à área se faz atingindo-se Itapira (SP), que dista 180 km da capital, e daí dirigindo-se até Eleutério que dista 16 km, daquela comarca, de onde, em direção noroeste, percorrendo-se 1,5 km em direção à Fazenda Salto, intercepta-se a unidade. De Itapira (SP) passando-se por Eleutério, através da SP-352/MG-162 até atingir Jacutinga (MG), distando entre si de 36 km as duas localidades, pode-se atingir o extremo NE da área, no Bairro de São Luís a 3,5 km deste último município.

1.3. Aspectos fisiográficos da área e de seus entornos

A área de estudos está inserida na Zona Serrania de Lindóia (Ponçano *et al.* 1981), subdivisão da Província Geomorfológica do Planalto Atlântico (Almeida 1964). Nesta província, a Serrania de Lindóia limita-se a sul com o Planalto de Jundiá, a leste com o Planalto do Alto Rio Grande e, a norte, adentra pelo Estado de Minas Gerais. Para oeste, “seu relevo de morros passa às colinas e morrotes da Depressão Periférica” (Ponçano *et al.* 1981).

“... a Serrania de Lindóia guarda o caráter de transição interplanáltica, elevando-se gradualmente o relevo, a partir dos domínios da Depressão Periférica e Morraria de Jundiá, até atingir, já fora dos limites do Estado, as mencionadas terras altas mineiras. Essa transição marca-se através de formas dissecadas e que se alongam em serras concordantes com as direções estruturais” (Ponçano *et al.* 1981). Mais à frente, os autores continuam: “conforme já havia destacado Almeida (1964), as menores elevações a oeste acham-se condicionadas pela superfície de Itaguá, motivo pelo qual não se erguem a mais de 1.200 m sobre o mar, porém a leste ultrapassam tal valor, podendo mesmo alcançar cerca de 1.600 m de altitude, pois se estendem à área de influência da superfície Japi, deformada por falhas e flexuras nos confins com Minas Gerais”.

Na região específica de ocorrência dos metassedimentos Eleutério, as feições geomorfológicas são marcadas por relevos residuais de serras alongadas segundo direções estruturais das zonas de cisalhamentos (N60-70°E) e sustentadas por rochas quartzíticas e por rochas granitóides. Os depósitos Eleutério encaixam-se, a sudeste, entre a Serra dos Machados e o Morro do Picura, sustentados predominantemente por rochas quartzíticas, que se estendem desde Jacutinga (MG) até sudoeste do Eleutério (SP) e, a noroeste, entre o Serrote dos Machados e Serrote da Ponte Preta, sustentados predominantemente por rochas granitóides, que se estendem desde noroeste de Jacutinga até noroeste de Eleutério. Esses dois conjuntos de serras alongadas têm seus topos subnívelados ao redor dos 1.000 m de altitude, guardando amplitudes variáveis com o fundo do vale, onde se encaixam os depósitos Eleutério, ao redor de 100 m na porção noroeste e de 200 na porção sudente.

A rede hidrográfica tem como nível de base o Rio Mogi-Guaçu, que intercepta transversalmente as estruturas este-nordeste na porção do extremo nordeste da área, drenando suas águas para as regiões ocidentais. Também interceptam-nas, na porção centro-sudoeste, o Rio Eleutério, tributário, a noroeste da área, do Rio Mogi-Guaçu.

A partir das porções de extremo sudoeste do Morro do Picura e do Serrote da Ponte Preta, o relevo de serras alongadas se desfaz em morros suavizados com topos subnívelados entre 820 e

700 m rumo à borda atual da Bacia do Paraná, com amplitudes máximas do relevo ao redor de apenas 60 m.

Os aspectos ora descritos dão conta de uma tendência de relevos com menores elevações a sudoeste da área de estudos, em regiões mais proximais da borda atual da Bacia do Paraná, conforme Almeida (1964), cujas características originais, herdadas pelo afeiçoamento da Superfície Itaguá, foram freqüentemente modificadas pelos processos erosivos que se sucederam.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A realização dos estudos compreendeu basicamente de :

- a) consulta bibliográfica e compilação cartográfica;
- b) levantamentos de campo com coleta de dados e de amostras para eventuais análises laboratoriais;
- c) tratamento dos dados de campo e de laboratório;
- d) integração e interpretação dos dados disponíveis na literatura e daqueles obtidos;
- e) modelagens paleoambientais e paleotectônicas; e
- f) confecção de mapas e perfis e redação do texto final.

2.1. Bibliografia e cartografia básicas

Foram consultados trabalhos com enfoque mais específico sobre a Bacia Eleutério e aqueles de síntese regional, situando-na num contexto mais amplo de uma evolução geológica regional. Além desses, foram consultados artigos de cunho metodológico, com o objetivo de embasar as técnicas e métodos de levantamento de campo e futuras modelagens geológicas.

Com um enfoque mais específico e com maior detalhamento sobre a Bacia, destacam-se os trabalhos de Campanha *et al.* (1982) e de Zanardo (1987), que constituíram também em base para a cartografia geológica. Contextualizando-a em um ambiente geológico mais amplo, podem ser destacados Almeida (1967 e 1969), Almeida *et al.* (1981), Cordani *et al.* (1984), Campos Neto (1991) e Basei e Brito-Neves (1992). Com o objetivo de delinear as técnicas e métodos de levantamentos e embasar as modelagens geológicas, destacaram-se Mendes (1984), Walker (1984) e Reading (1986), voltados para a análise de fácies e de sistemas deposicionais, e Angelier & Mechler (1977), Wilcox *et al.* (1973), Christie-Blick & Biddle (1985) e Ramsay & Huber (1987), voltados para suprir as demandas de análise estrutural e tectônica.

As compilações geológicas realizadas, e mesmo os dados obtidos nos trabalhos de campo, foram plotados em bases topográficas na escala 1:50.000 do IBGE (folhas Águas de Lindóia e Mogi-Guaçu) e em fotografias aéreas na escala 1:25.000 do IBC-GERCA (1972).

2.2. Levantamentos de Campo

Após a compilação e análise dos conhecimentos disponíveis na literatura sobre o objeto de estudo, cumpriu-se alguns perfis regionais em toda a extensão da área de ocorrência dos metassedimentos Eleutério, para que se obtivesse um panorama mais concreto dos problemas que seriam enfrentados e dos métodos necessários para a análise destes.

Num segundo momento, iniciou-se o levantamento sistemático de campo, onde, constantemente, os métodos propostos eram testados e, quando necessário, reformulados ou acrescidos de outros métodos analíticos.

Analisou-se um total de 80 locais com exposições rochosas, incluindo perfis contínuos que atingiram até 160 metros de extensão. Cada local de exposição rochosa descrito e analisado foi sistematicamente plotado nas bases topográficas, escala 1:50.000, e nas fotografias aéreas, escala 1:25.000, e numerados sequencialmente como pontos de descrição de afloramento (DESENHO 1).

Concomitantemente, procedeu-se a coleta de amostras de rocha, onde julgou-se necessário, e à documentação fotográfica, além da descrição dos aspectos estratigráficos e estruturais em fichas de campo padronizadas, amarrados com croquis dos afloramentos.

2.3. Tratamento dos Dados de Campo e de Laboratório

2.3.1. Análise de fácies sedimentares e de sistemas deposicionais

A análise de fácies e de sistemas deposicionais subsidiou as reconstituições paleogeográficas e paleoambientais que, em certo grau, auxiliaram nas reconstituições paleotectônicas.

O termo “fácies” foi introduzido na Estratigrafia por Gressly (1838, *apud* Mendes 1984, Walker 1984 e Reading 1986, entre outros) com o intuito de distinguir unidades rochosas umas das outras a partir da caracterização dos atributos litológicos e paleontológicos específicos guardados por cada uma dessas unidades rochosas. Em síntese, conforme Reading (1986) “uma fácies poderia ser idealmente uma rocha distinta formada sob condições de sedimentação, que reflete um processo ou ambiente particular. Desde a conceituação original de Gressly (1838), o termo teve o significado ampliado em função de novos atributos que são agregados pela evolução tecnológica, o que, conseqüentemente, pode redundar numa multiplicidade de escalas (ou fácies) para definição de uma mesma unidade.

Tornou-se, então, imperioso, segundo Mendes (1984) e Reading (1986), o autor definir para cada estudo das fácies de um determinado conjunto rochoso os atributos que serão considerados para discriminá-las entre si.

Uma fácies, se considerada isoladamente, poderá refletir apenas condições específicas dos processos envolvidos e do ambiente em que foi gerada. Uma vez que determinadas feições (ou fácies) podem ser comuns de vários ambientes deposicionais, é o estabelecimento das relações entre as várias fácies presentes em um pacote rochoso que poderá predizer sobre as condições gerais do paleoambiente deposicional e, inclusive, sobre as variações paleoambientais e sobre a sucessão destes no tempo e espaço.

A importância das relações entre as fácies foi reconhecida e destacada em 1894 por Johannes Walther, que enunciou a Lei da Correlação de Fácies. A “Lei de Walther” preconiza que uma sucessão vertical de fácies, sem quebra erosiva ou hiato deposicional, é o reflexo da justaposição lateral de ambientes. De modo inverso, se conhecida a distribuição geográfica dos ambientes, pode-se predizer sobre a sucessão vertical de fácies em determinada perfilagem.

Baseando-se nos preceitos da Lei de Walther e estabelecendo-se os atributos discriminatórios das fácies presentes nas unidades rochosas, os passos seguintes serão os de: 1. identificar as fácies cogeneticamente relacionáveis (associações de fácies), sua distribuição espacial e predizer sobre seu ambiente deposicional; 2. através do processo que Walker (1984) designou de “destilação” (um sumário ambiental), elaborar o modelo deposicional, referenciado em exemplos de outras bacias; e 3. reconstituir a evolução paleoambiental e paleogeográfica.

De acordo com o escopo deste trabalho, as fácies foram discriminadas ou individualizadas umas das outras considerando-se como atributos essenciais a geometria dos litossomas (definida pelas variações das dimensões lateral e vertical dos estratos e pelas estruturas sedimentares), textura e composição mineralógica e sentido das paleocorrentes.

Os sistemas deposicionais foram identificados, em geral, pelas associações de fácies consideradas interrelacionáveis no tempo, espaço e a processos comuns.

2.3.2. Conceito de estratificação

Conforme Mendes (1984), o termo “estratificação” é usado para exprimir tanto a disposição das rochas em camadas sucessivas quanto certo tipo de estrutura interna por elas apresentadas, como estratificação cruzada, gradativa etc. Em termos descritivos, seria uma camada suficientemente distinta das outras adjacentes, enquanto geneticamente representaria um episódio

deposicional durante o qual as condições permaneceram relativamente uniformes (Graham 1988). Collinson & Thompson (1989) acrescentaram que, geneticamente, nas condições atuais, uma camada pode ser tanto depositada sob condições físico-químicas constantes através de processos uniformes ou pela mudança sistemática de processos. Diferentes processos atuam em partes diferentes de um ambiente, ocasionando depósitos diferenciados e com estratificações de diversos tipos, fenômeno associado à migração lateral normal (depósitos normais), mais destacado quando flutuações da migração são episódicas (depósitos catastróficos).

Pode-se, portanto, concluir que as características das estratificações nas rochas sedimentares estão diretamente relacionadas com os processos físico-químicos atuantes em um determinado ambiente e modificam-se com as modificações desses processos. A descrição qualitativa e quantitativa das características das estratificações assume, por sua vez, importância essencial para a compreensão dos processos que as induziram e, conseqüentemente, para se delinear as fácies e os ambiente deposicionais envolvidos.

A FIGURA 2.1 e os QUADROS 2.1 e 2.2 expressam os conceitos adotados neste trabalhos para a classificação e descrição das estratificações observadas no campo.

FIGURA 2.1 - Tipos de estratificações e suas relações com o regime de fluxo.

Acamamento	Estrato ou conjunto de estratos com espessura da unidade básica (estrato) <u>maior</u> que 1 cm, depositados sob condições físicas essencialmente constantes.
Laminação	Lâmina ou conjunto de lâminas com espessura da unidade básica (lâmina) <u>menor</u> que 1 cm, depositados sob condições físicas essencialmente contantes.

QUADRO 2.1 - Definição de acamamento e laminação na dependência da espessura (adaptado de Otto 1938. *apud* Mendes 1984).

Estratificação cruzada	Comprimento dos Estratos
Grande porte	maior que 3 m
Médio porte	entre 0,3 e 3 m
Pequeno porte	menor que 0,3 m

QUADRO 2.2 - Classificação das estratificações cruzadas de alto ângulo quanto à escala (Modificado de McKee & Weir 1953)

NOTA: A escala é subjetiva e tem apenas caráter funcional para descrições de campo, pois as dimensões originais dos estratos quase sempre são parcialmente destruídas por fluxos superpostos.

2.3.3. Análise de Paleocorrentes

Com a análise de paleocorrentes buscou-se determinar as áreas fontes ou a proveniência dos detritos que vieram constituir os depósitos da Bacia Eleutério. As análises foram centradas principalmente sobre as estruturas direcionais planares e lineares obtidas em estratificações e laminações cruzadas e, subordinadamente, sobre a distribuição granulométrica em determinadas litofácies ou no conjunto geral das litofácies presentes.

Uma vez que o acamamento reliquiar (S_0), em geral, apresenta-se com mergulhos altos devido à rotação tectônica, os procedimentos para coleta e tratamento dos dados de campo requereram técnicas e cuidados especiais. Ramsay (1961), Graham (1988) e Collinson & Thompson (1989), entre outros, dedicaram atenção especial para a análise de paleocorrentes em camadas deformadas e rotacionadas tectonicamente, cujos métodos propostos foram adaptados parcialmente para este trabalho.

Foram adotados os seguintes procedimentos:

No Campo:

- verificação constante da atitude do acamamento (S_0);
- sentido do topo e base das camadas, ortogonal à direção do acamamento (a partir das estruturas sedimentares presentes);
- sentido do fluxo ao longo do mergulho da camada (a partir do sentido da concavidade das lâminas frontais -*foresets*- dos estratos cruzados, assimetrias de cristas, etc);

No laboratório:

d) plotagem dos polos das lâminas frontais dos estratos cruzados em diagrama de igual área SCHMIDT-LAMBERT, projetados no hemisfério inferior, utilizando-se de programa de computador SISTRADE desenvolvido pelo Agrupamento de Geologia Geral e Geomatemática do IPT S/A;

e) contagem de polos, com parâmetros estatísticos e determinação do polo médio (vetor médio) das paleocorrentes para cada ponto com medidas coletadas;

f) plotagem manual do polo médio obtido através do computador, no diagrama SCHMIDT-LAMBERT, hemisfério inferior;

g) plotagem manual, no mesmo diagrama, do polo médio do acamamento (S_0) obtido pelo mesmo método no computador (FIGURA 2.3);

h) plotados os dois polos médios (de S_0 e paleocorrentes), girou-se o polo do S_0 tectonizado até coincidir com o equador do diagrama. O polo da paleocorrente coincidiu então com algum círculo mínimo;

i) caminhou-se com o polo de S_0 tectonizado até o centro do diagrama, horizontalizando-o;

j) o polo médio das paleocorrentes caminhou pelo círculo mínimo com mesma variação angular e sentido de S_0 e;

k) finalmente, horizontalizado o S_0 , a nova posição assumida pelo polo das paleocorrentes é aquela representativa das direções dos fluxos locais durante a sedimentação.

Possíveis rotações verticais locais do S_0 foram corrigidas para as atitudes regionais ou setoriais do acamamento tectonizado.

No tratamento das cristas de marcas onduladas assimétricas, seguiu-se, na essência, o mesmo procedimento, ressalvando-se apenas que neste caso tratou-se de lineações e não de planos. Portanto quando o polo médio do S_0 tectonizado é horizontalizado, a linha da crista horizontaliza-se furando o círculo máximo horizontal. A direção da paleocorrente reconstituída será ortogonal à crista, com o rumo do fluxo anotado no campo.

FIGURA 2.2 - Procedimentos para correção de paleocorrentes em camadas adernadas tectonicamente. Os dados são plotados como pólos no hemisfério inferior do estereograma Schmidt-Lambert. (a) Dados observados: acamamento = N65E 30SE; plano da estratificação cruzada = N78W 56SW. B0B' é a direção da camada; (i) pólo da estratificação cruzada; (ii) pólo do acamamento. (b) Rotação do acamamento e da estratificação cruzada de 65° para que o pólo do acamamento caia no círculo máximo; em seguida o pólo do acamamento caminha 30° pelo círculo mínimo até a_r . (c) Retornando o estereograma ao norte do diagrama (rotação horária de 65°, a_r atinge o quadrante NE. Resultado: o plano medido da estratificação cruzada tinha atitude original N56W 35SW, ou seja, a paleocorrente estava orientada para SW com mergulhos de 35° (Modificado de Collinson & Thompson 1989).

2.3.4. Análise estrutural e tectônica

Os estudos estruturais foram voltados exclusivamente para os metassedimentos da Bacia Eleutério. Os dados estruturais sobre os rochas do embasamento, eventualmente utilizados para correlações, foram compilados da literatura.

Na análise estrutural, considerou-se basicamente o comportamento espacial de quatro elementos: o acamamento sedimentar ou reliquiar (S_0); a foliação metamórfica (S_1), que intercepta S_0 ; as discontinuidades, falhas e fraturas, que, em geral, afetam ambos (S_0 e S_1); e, por último, com a determinação dos eixos máximos de encurtamento (σ_1) e extensão (σ_3) que, em decorrência, situam a posição do eixo intermediário (σ_2). Esses vetores, sempre associados, foram responsáveis pela configuração espacial de todos os outros elementos.

O acamamento (S_0) reflete condições pretéritas da sedimentação ou preenchimento da bacia, em que os detritos oriundos das áreas fontes dispuseram-se, grosso modo, em camadas subhorizontalizadas e superpostas na vertical. Sempre que possível, buscou-se obter a atitude de camadas pelíticas intercaladas nos termos psamíticos e psefíticos, uma vez que estas aproximaram-se mais da subhorizontalidade durante a deposição pretérita. A polaridade estratigráfica, topo e base das camadas, foi determinada para cada medida em campo das atitudes de S_0 , baseando-se nas estruturas sedimentares singenéticas presentes.

A foliação metamórfica (S_1) reflete a orientação preferencial de filossilicatos neoformados em metapelitos (clivagem ardosiana). Sua orientação preferencial está subordinada a fraturas equiespaçadas, milimétrica a sub-centimetricamente, nos metapsamitos e metapsefitos (clivagem reticular e/ou de fratura).

As discontinuidades (fraturas, falhas e juntas) foram analisadas em escala mesoscópica, no sentido de buscar identificar dentre essas feições aquelas relacionadas a um mesmo evento deformacional ou de cisalhamento, a superposição cronológica desses eventos e, conseqüentemente, a posição espacial dos eixos de encurtamento (compressão) e extensão máximos. De acordo com Ramsay & Huber (1987), o termo “fratura” é suficientemente amplo para abarcar falhas e juntas. Consiste em uma estrutura desenvolvida durante um cisalhamento rúptil associada com a perda de coesão da rocha. “Junta”, ainda de acordo com os autores, seria uma fratura ao longo da qual não ocorreu nenhum deslocamento apreciável a olho nu. Uma “falha”, por sua vez, seria uma fratura ao longo da qual ocorreu significativo deslocamento diferencial, maior que 0,5 mm. (QUADRO 2.3). Segundo Ramsay & Huber (1987), as fraturas ocorrem generalizadamente na crosta superior (até 10 km de profundidade), onde as temperaturas variam de 0 - 300° C, correspondendo pressões de 0 - 4 Kbar.

Descontinuidades em maciços rochosos associadas a cisalhamento rúptil	
FRATURA	JUNTA - fratura sem deslocamento diferencial ao longo do plano, perceptível a olho nu
	FALHA - fratura com deslocamento diferencial ao longo do plano, maior que 0,5 mm

QUADRO 2.3 - Terminologia para descontinuidades em maciços rochosos associados a um cisalhamento rúptil (Simplificado de Ramsay & Huber 1987).

A análise estrutural de maciços rochosos fraturados obteve grande desenvolvimento nas últimas décadas, impulsionada por necessidades econômicas (geologia do petróleo, construção civil, etc.) ou mesmo acadêmicas. Encontram-se hoje vários modelos disponíveis para o tratamento dessas feições, obtidos tanto a partir de observações de campo quanto a partir de ensaios em laboratório.

Particularmente com relação às zonas transcorrentes rúpteis, contexto admitido para a evolução da Bacia Eleutério, desde os experimentos de Closs (1928) e Riedel (1929, *apud* Tchalenko & Ambraseys 1970), apenas nas últimas três décadas é que um volume maior de informações foram agregadas, possibilitadas principalmente com as pesquisas de campo e

laboratório efetuadas ao longo da costa oeste norte-americana, afeiçoada pela Zona de Falha de San Andreas.

Em seu experimento, Riedel (1929, *apud* Tchalenko & Ambraseys 1970) obteve em corpo de prova constituído de camadas argilosas, submetido a um binário de esforços, duas fraturas associadas à falha (fratura) principal de rompimento do corpo de prova, orientadas de $\theta/2$ e de $90-\theta/2$ com relação à zona principal de deslocamento, onde θ é o coeficiente interno de fricção, comumente admitindo ao redor de 30° (FIGURA. 2.3). As fraturas de cisalhamento, orientadas segundo $\theta/2$ (sintéticas ou R), têm deslocamento no mesmo sentido da zona principal de deslocamento (Y ou PDZ) e aquelas orientadas segundo $90^\circ - \theta/2$ (antitéticas ou R') têm sentido de movimentação oposta à movimentação da PDZ. Tchalenko & Ambraseys (1970) identificaram, através de experimentos e em observações de campo, novas fraturas conjugadas com as de Riedel (R), mas com sinal invertido ($-\theta/2$) e mesmo sentido da movimentação da PDZ, as quais denominaram de P (FIGURA. 2.4). Tchalenko (1970) associou a geração das fraturas R e R' ao estágio de pico das tensões aplicadas sobre um corpo; as fraturas P surgiriam no estágio pós-pico; e, no estágio residual, uma série de fraturas paralelas surgiriam na direção geral do movimento (da PDZ). Bartlett *et al.* (1981) concluíram portanto que, sob tensões confinadas, as fraturas R e P surgem primeiramente no estágio de pico; no estágio pós-pico as fraturas R aumentam seu comprimento, novas delas surgem interconectando-se com as fraturas P e, também, são geradas as fraturas R' e X (conjugadas de R', orientadas segundo $-90 + \theta/2$), definindo ao final uma zona de fraturas interconectadas; e, no estágio residual ocorrem os deslocamentos ao longo da PDZ (ou Y), configurada no estágio anterior. Em uma seção vertical, transversal à Y, o arranjo entre as fraturas configura uma estruturação em forma de cunha, que consiste na convergência destas rumo às porções inferiores do corpo de prova ou do maciço rochoso. Wilcox *et al.* (1973) concluíram que os dobramentos escalonados (*en echelon*) são gerados no início da deformação, acompanhados ou seguidos pelas fraturas conjugadas, cujos eixos orientam-se ao redor de $30^\circ \pm 15^\circ$ com relação à PDZ (Y), quase ortogonais às fraturas de tração ou fraturas T (de Tchalenko & Ambraseys 1970, que ocorrem a 45° de Y, como bissetriz de R e R' e orientadas segundo os eixos de máxima compressão.

A geometria das feições *en echelon*, que a princípio é simples, pode-se tornar complexa quando há a progressividade ou superposição dos eventos deformacionais, podendo implicar tanto na rotação quanto na destruição de determinadas feições, principalmente quando ocorre inversão dos vetores máximos ou no caráter da movimentação lateral.

A FIGURA. 2.5 expressa os elementos principais, possíveis de ocorrerem em um cisalhamento simples a partir de um binário de esforços dextral. Os vetores binários podem ser

decompostos em duas componentes de compressão e extensão, cujas somatórias determinam a posição dos vetores de máxima compressão (σ_1 , com máxima deformação) e de máxima extensão (σ_3). O vetor compressivo intermediário situa-se ortogonalmente ao papel. Conhecendo-se a posição dos vetores máximos, pode-se prever o arranjo das feições geradas no cisalhamento e, vice-versa, a partir de determinadas feições que se conjugam, pode-se obter as direções de σ_1 e σ_3 para um processo particular de deformação.

2.3.5. Determinação dos vetores máximos de compressão e extensão

A análise estrutural e tectônica orientou-se no sentido de resgatar as posições pretéritas dos esforços a que foram submetidos os depósitos Eleutério e, indo mais além, defini-los também durante a fase de abertura ou geração da bacia. Nesse sentido, valeu-se dos métodos desenvolvidos por Angelier & Mechler (1977) para a determinação dos eixos máximos de esforços em uma população de falhas. A análise do sentido dos rejeitos em planos de falha estriados norteou-se pelas considerações de Tjia (1964), Gamond (1987) e Petit (1987).

FIGURA 2.3 - Fraturas R e R' obtidas por Riedel (1929) em seu experimento, a partir de camada argilosa sobre superfícies planas sujeitas a deslocamento horizontal entre si. Para um deslocamento anti-horário (sinistral) entre as superfícies, as fraturas R sofrem deslocamento em seus planos com mesmo sentido, enquanto que R' sofrem deslocamento oposto. W é a largura da zona de cisalhamento gerada. (Segundo Tchalenko 1970).

FIGURA 2.4 - Relações angulares entre as fraturas R e R' de Riedel e P e T de Tchalenko & Ambraseys (1970), com relação à zona principal de deslocamento. (Segundo Tchalenko & Ambraseys 1970).

FIGURA 2.5 - Padrão estrutural resultante de um cisalhamento simples produzido por um binário de esforços dextral, orientado segundo NW-SE, e suas relações com o elipsóide de deformação. (Segundo Harding 1974. *apud* Mitchell & Reading 1986).

O método de Angelier & Mechler (1977), ou método dos “diedros retos”, consiste em se determinar para cada plano de falha dois diedros opostos em compressão e dois outros, também opostos, em extensão. Conhecendo-se a atitude do plano de falha (PF) de sua estria (S) e o sentido dos rejeitos dos blocos (ou a natureza das falhas), a construção de um plano auxiliar (PA) perpendicular à estria, determinará os diedros opostos em compressão e extensão que conterão, respectivamente, σ_1 e σ_2 . Para um outro plano, com estria e rejeito conhecidos, conjugado ao primeiro, novos diedros em compressão e extensão poderão ser determinados. Sobrepondo-se a projeção estereográfica desses dois planos e diedros retos correspondentes, as áreas coincidentes com maior possibilidade de conter σ_1 e σ_3 serão preservadas, enquanto que aquelas não coincidentes serão eliminadas. Assim, sucessivamente, os campos com maior possibilidade de conterem σ_1 e σ_3 , cada vez mais serão restringidos, na proporção direta do número de dados utilizados e de sua confiabilidade (FIGURA 2.6).

Mesmo em se tratando aparentemente de um método simples, requer muito cuidado na sua utilização, desde a coleta de dados e plotagem destes no estereograma de igual área, até a sobreposição das falhas (estereogramas) conjugadas. Na coleta de dados, em se tratando do maciço intensamente fraturado e ainda com sobreposição de eventos, nem sempre os rejeitos determinados por guias estratigráficos poderiam ser aqueles correspondentes às estrias presentes nos planos de falhas, o que requereu muito cuidado na análise. A plotagem e sobreposição estereográfica foi totalmente manual, consequentemente demorada.

A análise do sentido do rejeito recebeu também especial atenção, principalmente onde os guias estratigráficos não existiam para se determinar a movimentação ao longo dos planos de falha. Guiou-se então pelas considerações e métodos contidos em Tjia (1964), Gamond (1987) e Petit (1987), que consistem em se determinar o sentido do rejeito relativo de blocos a partir das feições contidas no próprio plano de falha, como marcas de objeto, cristalização de minerais fibrosos em zonas de transtensão locais nos planos de falha e, principalmente, a partir dos

elementos geométricos do cisalhamento simples (fraturas R, R', P e T, de Riedel), que ao nível meso e microscópico manifestam-se no plano de falha (FIGURA 2.7).

FIGURA 2.6 - (a) Definição dos diedros retos em extensão (E) e em compressão (C), a partir de um plano de falha (PF) no qual a movimentação foi dextral (setas) imposta pelo tensor σ onde a componente tangencial é τ (ou s). O plano auxiliar (PA) é perpendicular a s e contém a normal n ao plano de falha. (b). Superposição estereográfica para dois planos de falhas conjugados, com seus diedros em extensão e compressão determinados pelo método dos "diedros retos". As áreas em negro são aquelas estatisticamente possíveis de conterem σ_1 e aquelas hachuradas, de conterem σ_3 . Após a superposição ficaram restringidas. As áreas em branco, de incompatibilidades, são aquelas em que σ_1 e σ_3 não poderão ocorrer. (Modificado de Angelier & Mechler 1977).

2.3.6. A tectônica transcorrente e a geração de bacias de afastamento (*pull-apart*)

Falhas transcorrentes (*wrench* ou *strike-slip faults*) são aquelas em que a movimentação principal é paralela ao traço da falha (Mitchell & Reading 1986) e cuja atitude do plano é subvertical ou de alto ângulo. Assumem dimensões variadas, atingindo o seu traço desde milhares de quilômetros, como em limites de placas e microplacas ou mesmo no interior de placas, até as centenas ou dezenas de metros, quando constituem fraturas de pequena escala subordinadas a feições mais amplas. Raramente elas apresentam traço retilíneo, predominando as feições curvilíneas, quase sempre ramificadas e anastomosadas, que podem ser interrompidas,

associando-se ainda arranjos variados, como em degraus, ou com recobrimento lateral com sucessivas falhas escalonadas (*en echelon*) que se submetem ao movimento regional. (FIGURA 2.8).

FIGURA 2.7 - Critérios para determinação de rejeito a partir da observação do plano de falha. (a) e (b) Estruturas rúpteis com aspectos parecidos, mas oriundos de movimentações opostas de falhas. (c) Terminologia para descrição das fraturas de Riedel e de Tchalenko & Ambraseys no contexto de um cisalhamento. (d) - (f) Principais tipos de critérios, baseados na repetição de fraturas secundárias, utilizados para a determinação do sentido de rejeito de falhas. (Segundo Petit 1987).

Apesar de teoricamente definida como uma deformação que ocorre quando dois blocos crustais ou litosféricos movem-se lateralmente um com relação a outro, na realidade, na tectônica transcorrente, quase sempre estão envolvidas convergência ou divergência entre blocos. Ou então, podem apresentar em seus limites setores em convergência (transpressão) ou divergência (transtração), que podem evoluir de uns para outros em determinados intervalos de tempo. Tanto em zonas transcorrentes, com predomínio da convergência de blocos, ou naquelas onde predomina a divergência, a existência de setores anômalos é comum, determinada pelo estilo

estrutural da zona. Setores em transpressão serão palco de intensos dobramentos e falhamentos inversos ou de empurrão, com a ejeção de fragmentos crustais. Nos setores em transtração predominarão os falhamentos normais, associados com o abatimento de blocos e embaciamentos, que serão preenchidos com os detritos oriundos das áreas ejetadas ou de elevações contíguas, podendo ainda se associar o magmatismo.

O modelo em si parece singelo, mas a grande variação e assembléia de arranjos estruturais envolvidos numa zona transcorrente torna o entendimento de sua evolução complexo.

Para a geração de bacias de afastamento (*pull-apart*) em locais transtracionais, há um sem número de hipóteses para a sua geração (e.g. Crowell 1974, Aydin & Nur 1985, Mann *et al.* 1983, Mitchell & Reading 1986, entre outros), baseando nos vários estilos e padrões estruturais de cada zona de cisalhamento.

Crowell (1974 a e b) e Dibblee (1977) analisaram os aspectos da tectônica e sedimentação ao longo da Falha de San Andreas, costa oeste norte-americana, concluindo, dentre outras feições, pela grande importância das sinuosidades (*bends*) para a geração de bacias de afastamento em zonas transcorrentes. No caso de uma movimentação dextral da ZCT, às sinuosidades para a direita do sentido do movimento, associam-se setores em transtração, com abatimento de blocos e, naquelas com sinuosidades para a esquerda, correspondem setores em transpressão, com soerguimento de blocos. Como um dos exemplos clássicos de bacias nessas condições, pode ser tomada a Bacia Ridge (FIGURA 2.9), em que ao lado dos setores em subsidência associaram-se àqueles soerguidos, também áreas fonte de detritos.

Aydin & Nur (1985) ressaltaram a importância dos recobrimentos (*stepovers*) de falhas ao longo de segmentos transcorrentes para a geração de bacias *pull-apart* e de estruturas de ejeção. Os mecanismos geradores de tais estruturas ainda permanecem obscuros, segundo os autores, mas como hipótese associaram: 1) curvatura de falhas inicialmente retilíneas; ligeira obliquidade da falha principal em zona de fraqueza; segmentação do traço da falha para acomodar sua curvatura; e 4) reativação transcorrente sobre fraturas de tração ou falhas oblíquas pré-existentes.

Mann *et al.* (1983) desenvolveram um modelo que prevê a ocorrência de bacias de afastamento em setores onde as transcorrências são oblíquas ao vetor direcional entre as placas. Elas se desenvolverão ao longo das falhas que conectam as transcorrências descontínuas, não paralelas (FIGURA 2.10).

FIGURA 2.8 - Arranjo espacial, visto em planta, das estruturas associadas com uma transcorrência dextral. (Segundo Christie-Blick & Biddle 1985).

FIGURA 2.9 - Bloco diagrama ilustrando a geração da Bacia Ridge, costa oeste americana, a partir da curvatura da falha transcorrente (San Andreas-San Gabriel). Ao lado da bacia extensional ocorre o soerguimento de blocos em setores compressoriais. (Baseado em Kingma 1958; Wilcox *et al.* 1973 e Crowell 1974a, *apud* Mitchel & Reading 1986).

FIGURA 2.10 - Modelos para o desenvolvimento de bacias de afastamento para pequenas e grandes separações entre as falhas. (A) Nucleação de bacias nas extremidades de discontinuidades não paralelas em falha sinistral sem recobrimento. (B) e (C) Bacias de formato *lazy 'S'* se abrem ao longo do segmento oblíquo. (D) À medida que o recobrimento aumenta, uma bacia com formato rombóide é gerada, na qual o vulcanismo é aleatoriamente espaçado e em suas margens são comuns estruturas de deslizamentos (*slumps*). Esta bacia tem a largura e o comprimento aumentados concomitantemente ao aumento do recobrimento entre as falhas. (E) Após dezenas de milhões de anos a bacia evolue para uma estreita calha oceânica onde se desenvolve um curto "centro de expansão" ortogonal. (Segundo Mann *et al.* 1983, extraído de Mitchel & Reading 1986).

Em um perfil vertical transversal à zona transcorrente, similarmente à estruturação obtida a partir de ensaios em corpo de prova (e.g. Tchalenko & Ambraseys 1970), as feições *en echelon* convergem para baixo, configurando estruturação em "flor" ou "palmeira" (FIGURA.2.11), positiva, quando a transcorrência for convergente (transpressão), e negativa, quando divergente (transtração).

As bacias de afastamento têm uma relação de largura e comprimento mínima de 1:3, podendo atingir larguras de até 100 km. À elevada taxa de subsidência correspondem altas taxas de sedimentação. Essas taxas são maiores nos estágios iniciais de abertura da bacia. Mas, em determinado intervalo de tempo, a taxa de subsidência supera um muito a taxa de suprimentos, tornando a bacia faminta (*starved*) em sua fase de evolução inicial. Nesta fase sin-rift, a rápida subsidência é favorecida pela abertura e pelo resfriamento simultâneos. Os sedimentos desta fase podem se elevar a temperaturas acima de 150° C ao atingirem profundidades ao redor de 4 km, enquanto aqueles depositados posteriormente se submeterão a temperaturas menores e, portanto, serão menos susceptíveis à maturação (Pitman III & Andrews 1985).

As bacias associadas às falhas transcorrentes podem se localizar em diferentes contextos da tectônica de placas (Christie-Blick & Biddle 1985) e são preenchidas com sedimentos depositados

MAJOR CHARACTERISTICS

- BASEMENT - INVOLVED
- PDZ SUB-VERTICAL AT DEPTH
- UPWARD DIVERGING & REJOINING SPLAYS

JUXTAPOSED ROCKS

- CONTRASTING BASEMENT TYPE
- ABRUPT VARIATIONS IN THICKNESS & FACIES IN A SINGLE STRATIGRAPHIC UNIT

SEPARATION IN ONE PROFILE

- NORMAL- & REVERSE-SEPARATION FAULTS IN SAME PROFILE
- VARIABLE MAGNITUDE & SENSE OF SEPARATION FOR DIFFERENT HORIZONS OFFSET BY THE SAME FAULT

SUCCESSIVE PROFILES

- INCONSISTENT DIP DIRECTION ON A SINGLE FAULT
- VARIABLE MAGNITUDE & SENSE OF SEPARATION FOR A GIVEN HORIZON ON A SINGLE FAULT
- VARIABLE PROPORTIONS OF NORMAL- & REVERSE-SEPARATION FAULTS

CRYSTALLINE BASEMENT

TIME-STRATIGRAPHIC UNIT WITH VARIABLE SEDIMENTARY FACIES

FIGURA 2.11 - Principais características, em perfil, de um falhamento transcorrente, com destaque para a estruturação em "flor". (Segundo Christie-Blick & Biddle 1985).

em ambientes marinhos ou não-marinhos, sujeitos a uma grande variedade de condições climáticas. No entanto, apesar dessas diferenças, existem determinados aspectos no registro estratigráfico que as distinguem de outras bacias. Christie-Blick & Biddle (1985) e Mitchell & Reading (1986) enumeram:

1) as disparidades geológicas (*geological mismatches*) dentro e nas bordas da bacia, ou seja, as feições que atestam a ocorrência de movimentação lateral (transcorrência), como a justaposição de blocos rochosos díspares devido ao considerável deslocamento ao longo de falhas; 2) tendência de assimetria longitudinal e lateral, devida à migração do depocentro da bacia; 3) evidências de subsidência rápida e episódica, geralmente em grau mais elevado que na maioria das bacias do tipo *graben* e de *foreland*, que se reflete na grande espessura dos pacotes, desproporcional à largura da bacia, e na existência de intervalos onde a subsidência supera o aporte de detritos, tornando a bacia faminta e susceptível à deposição de pelitos ricos em matéria orgânica, em ambientes lacustres ou marinhos; 4) desenvolvimento de relevo escarpado nas margens, associando-se aí a sedimentação de fácies muito grossas, com mudanças laterais

abruptas, inconformidades locais e deformação contemporânea; e 5) contrastes no padrão sedimentar de bacias contíguas em uma mesma região, devido ao controle tectônico particular de cada uma. No caso de bacias em que a geometria original foi obscurecida por deformações subseqüentes (bacias antigas), as comparações estratigráficas regionais podem fornecer importantes evidências de que a sedimentação ocorreu sob deformação transcorrente (Christie-Blick & Biddle 1985).

2.3.7. Preenchimento sedimentar de bacias de afastamento.

Como já referido no item anterior (2.3.6.), a sedimentação em locais de transtração é caracterizada pela grande energia envolvida, graças à subsidência rápida e episódica, geralmente em grau superior às demais bacias relacionadas com outros condicionantes tectônicos. Tal fato favorece, conseqüentemente, a existência de grandes desnivelamentos entre as bordas da bacia e seu depocentro, e o desenvolvimento de margens escarpadas com altos gradientes de inclinação. Forçosamente, associa-se a essas condições topográficas o grande potencial de áreas fontes elevadas, para além das margens da bacia, em fornecer detritos para o seu “entulhamento”. Independentemente das condições físico-químicas em que estarão sujeitas as áreas fontes, quase invariavelmente, o agente de transporte dos detritos, colocados à disposição rumo ao depocentro da bacia, será a água. Inicia-se nas bordas, concomitantemente à abertura e subsidência da bacia, a instalação de sistemas fluviais que envolvem nas porções próximas (à crista dos escarpamentos) processos de fluxo de detritos predominantes sobre aqueles de carga suspensa (leques aluviais), que evoluem para as porções mais distais para o predomínio do transporte em suspensão (planície aluvial) e, mais distalmente ainda, ou lateralmente, evoluir para condições de sedimentação por decantação (em lagos ou oceanos). Além das condicionantes tectônicas, aquelas climáticas também podem determinar o predomínio de uns processos sobre os outros para a sedimentação, incluir novos agentes geológicos, como o gelo e o vento, que, ao final, caracterizarão o arranjo geomórfico e o conteúdo estratigráfico da bacia.

Miall (1981) classificou as bacias sedimentares quanto ao controle tectônico e às características do preenchimento sedimentar. Imputou para as bacias do tipo *pull-apart* (tectônica transcorrente) três tipos possíveis de preenchimento (1, 2 e 6, FIGURA. 2.12), distinguíveis em função dos sistemas e ambientes deposicionais envolvidos com relação às porções proximais, medianas ou distais do sistema aluvial e em função do padrão da drenagem aluvial, transversal (T) ou longitudinal (L) à bacia (TABELA. 2.1). Miall (1981) chamou a atenção para a importância geológica dos sedimentos aluviais e dos processos sedimentares envolvidos como chave para a compreensão da evolução tectônica de uma bacia. Frisou também que os depósitos conglomeráticos de leques aluviais e os depósitos de rios entrelaçados são

indicativos de relevos locais acentuados e susceptíveis de serem encontrados e preservados em bacias pequenas, como grabens pré-deriva, bacias intermontanas e de afastamento.

Mann *et al.* (1983) distinguiram os estágios de nucleação, juventude, maturação e de extremo desenvolvimento das bacias *pull-apart*.

No estágio de nucleação, a abertura e subsidência seriam de pequena monta, a depressão central estaria, em geral, situada acima do nível do mar, sem recobrimento de corpo d'água permanente no interior e as escarpas de falhas seriam baixas (10-200 m) com as fácies sedimentares migrando gradualmente rumo à depressão central. No estágio de juventude, com a continuidade da deformação transcorrente e aumento da abertura (ao redor de 10 km) a bacia assumiria formato *lazy S*, se a movimentação for sinistral, ou *lazy Z*, se a movimentação de falhas por dextral. Neste estágio a topografia e a sedimentação seriam mais expressivas: a depressão central atingiria níveis inferiores ao do mar, desnivelando-se de poucos quilômetros (1-3) com o topo das montanhas circundantes. A sedimentação se caracterizaria pela instalação de leques aluviais ao longo das escarpas de falhas, migratórios com o continuar da movimentação lateral, gradacionais distalmente para depósitos arenosos e pelíticos e aparentemente não afetados pela deformação transcorrente. Mudanças de fácies e incorformidades locais apareceriam como reflexo de protuberâncias (*bulges*) sindeposicionais próximo às bordas da bacia. Outra característica deste estágio seria o adernamento (*tilting*) do assoalho da bacia, provocando a segmentação de leques e a assimetria destes com relação a um e outro lado do vale: leques extensos de baixo gradiente e menores com alto gradiente associados, respectivamente, com a borda menos e mais rebaixada do assoalho.

No estágio de maturidade, a bacia adquire formato rombóide (Mann *et al.* 1983), evoluído dos formatos *lazy S* e *Z*, em consequência do aumento do recobrimento lateral entre as falhas principais que bordejam a bacia, concomitantemente com a movimentação lateral, aumentando o comprimento da bacia enquanto a sua largura permanece constante. A relação comprimento/largura ultrapassa a 3 (Mann *et al.* 1983), contrariando o índice constante atribuído por Aydin & Nur (1982, *apud* Mann *et al.* 1983) e Aydin & Nur (1985). Neste estágio, a subsidência geralmente supera em muito a sedimentação, associando a esta ambientes marinhos, lacustres ou mistos. O controle das falhas sobre a sedimentação é mais proeminente ao longo das falhas principais (de borda), onde altos gradientes estão associados com zonas de falhamentos oblíquos complexos. Já nas terminações da bacia, os relevos são inexpressivos e as falhas aí tem pouca influência sobre o conteúdo faciológico da bacia. O deslocamento vertical diferencial entre as falhas principais provoca o adernamento da bacia, com o conseqüente desenvolvimento de leques aluviais extensos e de baixo gradiente no lado soerguido e de leques aluviais ou *fan-deltas*

de alto gradiente, porém menores, no lado rebaixado da bacia. Com o continuar da movimentação e recobrimento lateral entre as falhas principais, a bacia pode se alongar indefinidamente e constituir estreita bacia oceânica com a relação comprimento/largura superior a 10 (Mann *et al.* 1983), atingindo o denominado estágio de extremo desenvolvimento ou maturidade.

FIGURA 2.12 - Padrões de preenchimento de bacias tendo como parâmetros a relação entre o sentido do transporte fluvial, transversal (T) ou longitudinal (L) à bacia, e o tipo de sistema deposicional envolvido nas porções proximais, medianas e distais da bacia. (Segundo Miall 1981).

Nesses dois estágios finais, de maturidade e de extremo desenvolvimento, a subsidência e extensão da bacia é máxima. Falhas extensionais ortogonais à bacia surgem em seu assoalho, ocasionando depocentros isolados que podem também ser palco de manifestações magmáticas. O magmatismo associado pode estar representado por rochas vulcânicas como álcali-basaltos e toleitos, que ocorrem ao longo de transcorrências continentais, e por magmas cálcio-alcalinos, que são típicos de zonas transcorrentes situadas atrás de arcos e em áreas de colisão continental (Mann *et al.* 1983). A grande espessura do pacote sedimentar geralmente impede que os magmas extravasem.

Model	Proximal	Medial	Distal	Characteristic Tectonic Settings (Table II)	Illustrated in Figures
1	T fan	T braid plain	lake margin/non deltaic coast	1,4,5,6,7,8,11	4,11,14
2	T fan-delta	-	lake margin/sea coast	4,6,8,11	10
3	T fan/river	T river	river-dominated delta	3,4,5,6,7	9
4	T fan/river	T river	river-dominated delta with barrier-lagoon	3,5,6,7	6
5	T fan/river	T river	wave-dominated delta	3,5,7	7
6	T fan/river	L river	lake margin/estuary	1,5,8,11	4,11,13
7	T fan/river	L river	river dominated delta	2,5,7,10	12
8	T fan/river	L river	tide-dominated delta	2,5,7,10	1,5,8
9	T fan/river	L river	wave dominated delta	2	5

T = transverse, L = longitudinal

TABELA 2.1 - Padrões de preenchimento de bacias aluviais (Segundo Miall 1981).

2.3.8. Considerações sobre Leques Aluviais

Os leques (ou cones) aluviais são entidades (geomorfológicas e estratigráficas) cuja “superfície tem o formato de segmento de um cone, que se irradia para jusante a partir do ápice localizado no ponto onde o curso d’água (canal fluvial) deixa a área fonte” (Bull 1977, *apud* Christofolletti 1981). A área fonte compreende a bacia hidrográfica, particular a cada canal, situada nas regiões montanhosas. O ápice é o limite entre o confinamento e desconfinamento do canal fluvial instalado nas porções montanhosas. À jusante do ápice encontra-se a região de “piemonte” ou de sopé da frente escarpada, na maioria das vezes afeiçoada por falhas de rejeitos oblíquos. Quando o canal fluvial, confinado no vale montanhoso, atinge e ultrapassa o ápice, a corrente fluvial perde energia devido ao espriamento do canal, à perda d’água por infiltração no solo e à redução do volume do fluxo, ocorrendo assim a deposição parcial ou total dos detritos (Bull 1963, Rust & Koster 1984 e Collinson 1986).

Quando o curso d’água emerge do vale confinado, inicia-se a construção de depósitos com forma semi-cônica, com taludes e transporte radiais ao ápice. Os taludes dos leques aluviais são progressivamente mais íngremes em direção ao ápice, proporcionando forma côncava ao leque em perfil longitudinal e forma convexa, em perfil transversal. As declividades nas porções proximais ao ápice giram ao redor de 7-8°, enquanto que distalmente chegam apenas a 1° (Christofolletti 1981). Na região semi-árida do sudoeste da Califórnia, Bull (1963) registrou declividades de 150 pés/ por milha nas porções proximais e de 10 pés/milha nas porções distais de leques modernos.

Os perfis radiais dos leques aluviais são, em geral, segmentados por rupturas de declive negativas que marcam os sucessivos pulsos deposicionais. Coadjuvante com a segmentação ocorre a incisão ou entalhamento dos leques já depositados pelo avanço do canal fluvial leque adentro, ocasionando o espriamento do canal mais à jusante do ápice original, no denominado

“ponto de interseção” (Hooke 1967, *apud* Collinson 1986). A segmentação e entalhamento dos leques aluviais ocorrem relacionados com os pulsos de atividade tectônica acompanhados das variações do aporte de detritos em função das possíveis variações climáticas e pluviométricas na área fonte.

Do ápice para as porções mais inferiores do leque ocorre um rápido decréscimo granulométrico nos depósitos, o arredondamento dos clastos aumenta e também aumenta a proporção de fácies granulometricamente mais finas. No entanto, prevalece em todos os setores do leque a má seleção granulométrica variando desde os elementos mais finos como silte e argila até os grandes blocos.

Os autores, em geral, reconhecem dois tipos de leques aluviais: “secos” e “úmidos” (Schumm 1977, *apud* Rust & Koster 1984) ou “leques semi-áridos” ou “dominados por correntes canalizadas” (*stream-dominated fans*, Collinson 1986). Os leques úmidos ou dominados por correntes canalizadas seriam aqueles formados por fluxo perene das correntes, predominando depósitos de corrente aquática (*water-laid deposits*) sem a presença marcante de fluxo ou corrida de detritos (*debris flows*), característicos de leques aluviais semi-áridos onde as correntes têm fluxo intermitente ou efêmero por ocasião das chuvas torrenciais. A maioria dos autores (e.g. Rust & Koster 1984 Collinson 1986, Collinson & Thompson 1989 e Riccomini & Coimbra 1993) não faz distinção entre depósitos de corrida de detritos e de corrida de lama (*mudflows*), situando-os apenas como inerentes aos processos de fluxos gravitacionais. Os leques úmidos associam-se preferencialmente a ambientes de climas tropicais e glaciais, enquanto que os leques secos associam-se aos climas semi-áridos, preferencialmente. Esses limites não são definitivos (Collinson 1986), podendo os processos mais característicos de determinado tipo de leque ocorrerem em um ambiente teoricamente adverso. Em geral, os leques úmidos têm perfis mais extensos e apresentam gradientes dos taludes mais suaves, se comparados com os leques secos, cujos perfis são menos extensos e com gradientes mais íngremes.

Ao longo da frente escarpada, vários leques aluviais ocorrem lado a lado, em coalescência, como uma “cortina”, geralmente recobrimdo toda a região do piemonte ou *bajada* (se em ambientes semi-áridos, Bull 1964). Distalmente, podem transicionar para planície aluvial e esta, por sua vez, mais distalmente, transicionar para corpos d’água marinhos ou continentais. Ou então, tanto o sistema de leques ou a planície aluvial mais distal, podem ser interceptados por curso fluvial transversal (*trunk river*) ao transporte aluvial. Especialmente em ambientes áridos a semi-áridos e, em menor grau, em ambientes glaciais, a atividade eólica desempenha importante papel, durante os períodos de menor disponibilidade de água superficial e em que o lençol freático

está rebaixado, no retrabalhamento superficial dos depósitos (Rust & Koster 1984 e Collinson 1986), resultando ao final em uma complexidade de processos envolvidos.

Bull (1972, *apud* Collinson 1986), baseando-se nos trabalhos de Blissenbach (1954), Bull (1964) e de Hooke (1967), reconheceu quatro tipos principais de depósitos em leques aluviais semi-áridos modernos:

De alta viscosidade: depósitos de fluxos de detritos (*debris flow*)

De baixa viscosidade (fluxo fluido):

depósitos de inundações em lençol ou de enxurradas (*sheet flood*)

depósitos de correntes canalizadas (*stream channel*) ou confinadas

depósitos de peneiramento (*sieve*)

Fluxos de detritos - Os processos de depósitos de fluxos de detritos são mais característicos de leques aluviais de ambientes semi-áridos e paraglaciais (Collinson 1986 e Rust & Koster 1984), se bem que podem estar presentes em leques aluviais úmidos (Rust & Koster 1984), quando ocorrem flutuações pluviométricas negativas de maior duração. Segundo Bull (1977, *apud* Christofolletti 1981), as corridas de detritos ocorrem sob condições de área fonte com intemperismo suficiente para formar clastos finos, incluindo argilas, taludes íngremes para promover o rápido deslocamento e erosão, ausência de vegetação, para não haver a retenção do material desagregado na fonte ou talude abaixo, e curtos períodos de chuvas intensas. Os fluxos movem-se como uma massa densa e viscosa (Collinson 1986) onde a força da matriz e o empuxo sustentam clastos do tamanho de matacões. As estruturas dos fluxos são variáveis entre fluxos distintos e mesmo dentro de um mesmo fluxo, através do tempo. Se eles são mais fluidos, movem-se mais rapidamente gerando turbulências interiores. Se mais viscosos, deslocam-se mais lentamente e podem ser “congelados” em suas bordas e em uma obstrução central, onde a tensão cisalhante aplicada é insuficiente para vencer a resistência ao cisalhamento da massa em deformação (Johnson 1970, Middleton & Hampton 1976 e Pierson 1981, *apud* Collinson 1986). As zonas laterais podem ser preservadas como diques (*levees*) se o fluxo de detritos desloca-se sobre a superfície do leque, ou como terraços se o fluxo termina quando cessa o cisalhamento ao redor da obstrução central.

A alta viscosidade do fluxo impede que haja seleção dos clastos quando o movimento cessa (Collinson 1986), resultando num depósito pobremente selecionado com os clastos maiores flutuando em uma matriz mais fina.

Se o fluxo é mais fluido (mais proximal) poderá apresentar estratificação gradacional e orientação horizontal dos fragmentos de calhaus discóides; se ele for viscoso (mais distal) o fluxo de detritos não apresenta estratificação gradacional e os clastos maiores podem se orientar no plano vertical ou em outras posições (Bull 1963).

Os fluxos de detritos geralmente ocorrem como lobos estreitos e raramente apresentam-se como lençóis lateralmente extensos, a não ser em eventos catastróficos mais importantes, podendo-se estender para além do leque e atingir as porções inferiores do vale com maior espriamento (Collinson 1986).

Inundações em lençol - Ocorrem geralmente abaixo do ponto de interseção do leque, onde os fluxos de inundação, transportando sedimentos como carga de fundo e suspensa, expande lateralmente (Bull 1972, *apud* Collinson 1986). Os fluxos em lençol rasos geralmente se desenvolvem sob regime de fluxo superior e raramente persistem muito, principalmente devido à infiltração d'água no solo permeável. Nos estágios finais o fluxo se divide em vários canais que dissecam a superfície do lençol depositado, resultando em uma camada de areia razoavelmente bem selecionada ou de cascalhos com lenticularização de pequena escala e estruturas de excavação. Estratificações e laminações cruzadas podem também ocorrer (Collinson 1986).

Correntes canalizadas - Tendem se concentrarem nas porções superiores dos leques onde os fluxos são mais susceptíveis de serem confinados, mas também podem ocorrer nas porções inferiores, associados às surgências d'água. Os fluxos canalizados ocorrem geralmente durante os estágios de declínio das inundações quando há tendência do fluxo retrabalhar e selecionar os depósitos anteriores menos selecionados. Os depósitos formados são geralmente de areias e cascalhos lenticulares, onde as camadas mais grossas mostram imbricação e as arenosas estratificação cruzada (Collinson 1986).

Peneiramento - Os depósitos de peneiramento geralmente ocorrem abaixo do ponto de interseção, quando a carga sedimentar da inundação é muito deficiente em sedimentos de granulação mais fina. Os sedimentos depositados anteriormente, de alta permeabilidade, provocam rápida infiltração de água do fluxo no corpo do leque, provocando a deposição de lobos de cascalhos clasto-sustentados (Hooke 1967, *apud* Collinson 1986). Segundo Bull (1977, *apud* Christofolletti 1981) estes depósitos teriam ocorrência muito rara. Collinson (1986) ressaltou que, com o recobrimento destes depósitos por outros, os interstícios entre os cascalhos clasto-sustentados de boa seleção são vagarosamente preenchidos com sedimentos finos, que se infiltram de cima para baixo. Ao final, o depósito adquire distribuição granulométrica bimodal.

Os processos que levam à formação dos depósitos de leques aluviais geralmente ocorrem em intervalos de tempo restrito e em pequena área de bacia. Nos ambientes semi-áridos, as chuvas

torrenciais podem ocorrer várias vezes em um ano ou ocorrerem entre espaços de alguns até vários anos. Nos intervalos das grandes pluviosidades, os depósitos dos leques sujeitam-se à ação do intemperismo e erosão, os depósitos são parcialmente retrabalhados e ressedimentados nas circunvizinhanças sob influência de variados processos, inerentes a cada ambiente deposicional particular.

Os clastos quimicamente instáveis continuam a se deteriorar e seus produtos infiltram-se nos depósitos subjacentes ou são carregados na superfície do leque até os ambientes mais distais (Collinson 1986). As partículas mais finas podem ser envolvidas em correntes de deflação eólica e serem depositadas na própria bacia ou em regiões mais distantes como depósitos de *loess*. O vento pode selecionar areias e depositá-las como dunas, ou outras formas, nas porções inferiores dos leques ou em outras regiões da bacia. O escoamento superficial provoca o ravinamento da superfície do leque e nas áreas entre as ravinas um pavimento desértico pode-se desenvolver, constituído de clastos angulosos facetados (ventifactos) pela deflação e recobertos pelo “verniz do deserto” (Glennie 1970).

Nos chamados desertos “quentes” (Mendes 1984), em que a taxa de evapotranspiração supera a de precipitação, os leques são denominados leques de *wadi*.

Como já mencionado, os leques aluviais transicionam distalmente para uma planície aluvial ou canal fluvial entrelaçado transversal (*trunk river*), nos quais os processos deposicionais são similares e são discriminados em função do padrão das paleocorrentes: conseqüente ou transversal, respectivamente ao padrão dos leques. De outro modo, os leques podem atingir distalmente um corpo d’água marinho, em ambientes costeiros, ou corpo d’água lacustre, em ambiente eminentemente continental. Ou então, indiretamente, haver transição pela planície aluvial ou rio transversal, para daí se atingir corpos d’águas lacustres ou marinhos.

Os depósitos fluviais entrelaçados da planície aluvial ocorrem em ambientes áridos a semi-áridos e paraglaciais modernos ou em ambientes antigos de sedimentação. Formam-se como resposta aos eventos maiores de tectonismo ou glaciação (Rust & Koster 1984). Mas, diferentemente dos depósitos de leques aluviais, esses depósitos não são organizados em ciclos de pequena escala diretamente representativos de episódios tectônicos individuais; as características da estratificação e granulometria refletem muito mais os grandes episódios de inundação que os eventos tectônicos (Rust & Coster 1984).

Nas planícies aluviais, as variações de fácies sedimentares, assim como o decréscimo na granulometria dos depósitos, ocorre gradualmente em direção às porções mais distais, podendo ultrapassar em bacias amplas os 300 km para além dos leques aluviais de montante. As fácies mais representativas das porções proximais (Rust & Coster 1984) são de cascalhos com imbricação e

acamamento horizontal ou maciços (fácies Gm, de Miall 1978), associados com barras longitudinais ou depósitos residuais de canais (Riccomini & Coimbra 1993), seguidas das fácies de cascalhos com estratificação cruzada planar (fácies Gp), associadas às barras linguóides. Os depósitos arenosos são subordinados nas porções proximais da planície e estão representados por arenitos com estratificação cruzada planar (fácies Sp) e arenitos com estratificação horizontal (Sh), associados, respectivamente, com barras linguóides transversais e fluxo acamado planar (Riccomini & Coimbra 1993). Nas porções distais da planície aluvial, as assembleias de fácies são caracterizadas por seqüências auto-cíclicas com granodecrescência ascensional (*finning-upward*) de cascalhos com estratificação cruzada acanalada (fácies Gt) passando para arenitos com estratificação cruzada e para pelitos (Rust & Koster 1984).

Entretanto, em bacias transtracionais onde o espaço para o desenvolvimento da planície aluvial é mais restrito, e, uma vez que essas bacias têm largura média em torno de apenas 50 km, as variações das fácies e da granulometria dos depósitos têm espectro mais reduzido. Assim sendo, as passagens entre as porções proximais e distais dos depósitos são relativamente mais rápidas, podendo estas últimas atingir os corpos aquíferos, marinhos ou não, carreando para estes carga de detritos de granulometrias mais grossas. Em função da forte condicionante tectônica sobre essas bacias e do curto espaço de tempo em que são preenchidas, a sedimentação é predominantemente episódica, não poupando mesmo aqueles depósitos mais distantes, de suas margens escarpadas e dos leques aluviais, da influência dos episódios tectônicos. Desse modo, as construções deltáicas podem ser prejudicadas em corpos d'água não-marinhos, situados nas porções distais aos leques ou planícies aluviais, uma vez que a sismicidade pode induzir a geração de fluxos gravitacionais subaquosos destruindo-os parcial ou totalmente. Em corpos d'água marinhos essas condições são ainda mais agravadas, uma vez que ambientes costeiros sujeitos à sismicidade têm maior potencial para inibir construções deltáicas.

Apenas nas fases ou intervalos em que a bacia tem o seu depocentro muito distanciado da área fonte, ou então quando o aporte de detritos mostra-se insuficiente, é que nos corpos d'água mais distais (depocentro) poderá haver a decantação de pelitos em lâminas, evidenciando estágios de bacia faminta e/ou de "quietude tectônica" distal às bordas de bacia.

No entanto, a presença de pelitos é, em geral, uma constante tanto nos depósitos dos leques aluviais quanto da planície. Nos depósitos dos leques e naqueles proximais da planície aluvial geralmente ocorrem como intraclastos, evidenciando o retrabalhamento posterior das fácies de transbordamento decantados nos estágios de perda de energia dos fluxos. Ao ficarem expostas ao tempo, essas fácies decantadas perdem água e se contraem diferencialmente, da base para o topo,

formando as gretas de ressecção, que posteriormente são removidas e agregadas como fragmentos encurvados (*curled mudflakes*) aos fluxos de inundação.

2.3.9. Análises laboratoriais

As análises laboratoriais compreenderam o exame de seções delgadas, a difratometria de raios-X e datação absoluta pelo método K-Ar.

O exame de seções delgadas ocorreu sobre amostras selecionadas no campo e escritório, com o objetivo de identificar estruturas sedimentres presentes em rochas finamente laminadas, de determinar topo e base das camadas em locais onde o exame mesoscópico mostrou-se insuficiente e, localmente, com o objetivo de se analisar as microestruturas tectônicas (foliações e descontinuidades) para efeito de comparações com as informações da literatura e com os dados mesoscópicos obtidos nos levantamentos de campo.

A difratometria de raios X restringiu-se à análise de apenas duas amostras coletadas. Em uma delas buscou-se confirmar a substituição de pirita em suposto pseudomorfo desta e, em outra, procurou-se identificar minerais índices que confirmassem possível fossilização de restos orgânicos em concreções milimétricas oxidadas.

A datação absoluta pelo método K-Ar foi realizada em apenas uma amostra de seixo riolítico presente, localmente, em depósitos metapsefíticos.

A confecção de seções delgadas, análises por difratometria de raios X e a datação absoluta pelo método K-Ar foram todos realizados nos laboratórios do IG-USP.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudos, que se situa entre Itapira (SP) e Jacutinga (MG), está inserida na ramificação "Paraíbides" do cinturão geossinclinal Paraíba (Ebert 1968) de idade assintica (limites do Proterozóico Superior - Fanerozóico) amoldado em torno do Cráton do São Francisco. A sul de Belo Horizonte bifurca-se em dois ramos: o *Araxaídes* que inflete para NW, passando pela região de Varginha e Três Corações (MG) atinge o Estado de Goiás, e o *Paraíbides* que, penetrando no Estado de São Paulo com direções estruturais ENE, na altura de Lindóia e Itapira inflete para ENE estendendo-se pelos estados do Paraná e Santa Catarina (FIGURA 3.1).

FIGURA 3.1 - Ocorrência e estruturação do Cinturão Geossinclinal Paraíba (Segundo Ebert 1956, extraído de Artur & Wernick 1993).

Na concepção de Ebert (1968, 1971 e 1984), a região entre São João Del Rei e Itapira representa a faixa externa do *Paraíbides*, que nos limites entre São Paulo e Minas Gerais encaixa-se entre os maciços graníticos de Camanducaia, a sul, e Pinhal, a norte. Aí esta faixa estaria estruturada em uma meganticlinal, cujas abas mergulham por debaixo dos maciços graníticos comprimidos através de zonas de forte milonitização. A norte, uma destas zonas, Falha de Pinhal-Jacutinga - Ipuina (Ebert 1968), justapõe-se ao maciço granítico Pinhal com espessuras de até 4 km das rochas milonitizadas. Ebert (1968) destacou ao seu longo o embutimento de sedimentos muito pouco metamorfizados, que mais tarde enfeixou-os no denominado Grupo Eleutério (Ebert 1971), os quais considerou como equivalentes molássicos da faixa geossinclinal (Ebert 1974).

O meganticlinal proposto por Ebert (1971) seria ainda composto por estruturas anticlinais e sinclinais que expõem, respectivamente, rochas atribuídas ao Grupo Amparo (correspondente regional do Grupo Barbacena, Ebert 1968) e Grupo Itapira (correspondente dos grupos São João Del Rei e Andrelândia, Ebert 1968). O Grupo Amparo, como descrito por Ebert (1971), seria constituído de "paragnaisses e metarcórsios, com intercalações de anfíbolitos, meta-ultrabasitos, rochas calciossilicáticas e calcáreos mais ou menos migmatizados" e o Grupo Itapira seria

constituído de “micaxistos, quartzitos, metarcósios e metagrauvacas, geralmente de grau de metamorfismo mais baixo, granulação mais fina, e com infiltrações pegmatóides restritas”.

A partir desta modelagem pioneira e clássica de Ebert, várias outras surgiram nesses últimos 25 anos, tanto no sentido de reacender as concepções clássicas de Ebert ou firmarem-se por concepções essencialmente ensiáticas, ou então, por aplicações da teoria tectônica de placas (Artur & Wernick 1993).

Não constitui escopo deste trabalho detalhar a evolução dos conhecimentos e das modelagens geotectônicas regionais. Ao nosso ver, as contribuições de Artur & Wernick (1993) preenchem esta lacuna. Serão apenas relacionados aqueles trabalhos que em diferentes escalas abordam aspectos de interesse mais próximo aos objetivos aqui propostos.

Ao proporem a compatimentação das unidades litoestratigráficas do Estado de São Paulo (FIGURA 3.2), Almeida *et al.* (1981) situaram a norte da Falha de Jacutinga (Rodrigues 1976) os terrenos arqueanos do Complexo Varginha, o qual englobaria o Grupo Pinhal (Wernick & Penalva 1974) ou Complexo Pinhal (Wernick 1978), acatando proposição de Cavalcante *et al.* (1979) de se estender o Grupo Varginha (Ebert 1971) até as regiões de Pinhal e São José do Rio Pardo. Na concepção destes autores, ali estariam representadas rochas de fácies granulito migmatizadas em graus variáveis e com granitização intensa na sua porção sul, evoluídas no Ciclo Jequié e retrabalhadas nos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro. Ao sul da Falha de Jacutinga, Almeida *et al.* (1981) situaram as rochas atribuídas ao Proterozóico Inferior do Complexo Amparo (Cavalcante *et al.* 1979), o qual inclui tanto as rochas do Grupo Amparo quanto do Grupo Itapira (Ebert 1971), constituídas de gnaisses, migmatitos, granulitos, além de xistos, quartzitos e rochas calciossilicáticas, evoluídas no Ciclo Transamazônico e retrabalhadas nos ciclos Uruaçuano e Brasileiro.

Campos Neto (1991) sintetizou resultados dos estudos iniciados na década de 80 com demais colaboradores e, de certo modo, retomou as concepções geotectônicas de Heinz Ebert propondo para a região uma estruturação desenhada por cavalgamentos com transporte de massas de SE para NW ocorridos entre 580-490 Ma. Na região em foco, os terrenos alóctones da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé (FIGURA 3.3) cavalgaram sobre aqueles da Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira 1984), os quais já incluíam os “depósitos terrígenos imaturos de domínios transtensionais” das bacias Eleutério e Pouso Alegre (MG). Nos terrenos alóctones da *Nappe*, Campos Neto (1991) reuniu rochas atribuídas ao Proterozóico Superior, tais como dos complexos graníticos Pinhal, Socorro e Morungaba, além de metassedimentos diversos como São Roque e Embu. Nos terrenos autóctones e paraúctones reuniu seqüências do Proterozóico

Médio ao Arqueano, incluindo os grupos Amparo, Itapira, Andrelândia , além de núcleos ortognáissicos e plutônicos.

FIGURA 3.2 - Esboço da distribuição das unidades litoestratigráficas no Estado de São Paulo (Segundo Almeida *et al.* 1981).

FIGURA 3.3 - As bacias Eleutério e Pouso Alegre (circunscritas) no contexto tectônico regional (Segundo Campos Neto 1991).

4. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A BACIA ELEUTÉRIO

As primeiras referências aos depósitos da Bacia Eleutério deveram-se a Ebert (1968), que identificou "uma lente de sedimentos quase não metamórficos, de idade desconhecida, intercalados entre granitos milonitizados e paragneisses" ao longo da falha Pinhal-Jacutinga-Ipuiuna, que corta perpendicularmente os elementos estruturais do que denominara *Araxaides*, acompanhando os dos *Paraibides*. Caracterizou ainda esta falha como a divisa principal entre os *Araxaides* e *Paraibides* que, supostamente, em época pós-assíntica (posterior à tectônica do Geossinclineo Paraíba) foi reativada possibilitando a deposição daqueles sedimentos, exatamente na região entre Itapira e Pinhal, onde aquela feição tectônica inflete de SSW-NNE para WSW-ENE (FIGURA 4.1).

Ebert (1971) retomou sucinta descrição dos depósitos situados próximos à localidade de Eleutério, município de Itapira, associados à Zona de Falha Itapira-Jacutinga-Ipuiuna, propondo-lhes a denominação informal de Grupo Eleutério, constituído de folhelhos, siltitos e arcósios (às vezes conglomeráticos) e "isentos de metamorfismo" (*sic.*). Supôs que esta seqüência deveria ser mais jovem que os metassedimentos do Grupo Itapira (Ebert 1971), porém mais antiga "do que os últimos fortes movimentos ao longo da falha Itapira-Ipuiuna-Dourado do Espírito Santo" e da mesma idade das rochas do Grupo Itajaí, em Santa Catarina. Considerou, ainda, que a seqüência talvez representasse restos de uma ligação pretérita entre as rochas do referido grupo e aquelas das porções inferiores do Grupo Bambuí (Braun 1968), ao norte.

Em trabalho mais completo, de onde derivou o anterior, Ebert (1984, *in memoriam*) descreveu os depósitos da Bacia Eleutério como "quase não metamórficos", dispostos em concordância (estrutural) com os micaxistos do Grupo Itapira e com as falhas principais. Reconheceu nos limites ocidentais do corpo lentiforme folhelhos, siltitos arcosianos e arcósios (fração areia) portadores dos feldspatos típicos (oligoclásio, microclina e mirmequita) dos granitos Pinhal, situados a noroeste. Uma vez que não verificara a presença de fragmentos de rochas milonitizadas nas litologias descritas, Ebert (1984, *in memoriam*) interpretou que os depósitos Eleutério não poderiam ser mais jovens que os falhamentos regionais e a milonitização acompanhante. Tentou elucidar tal "contradição" (*sic.*) com a hipótese de que esses depósitos pertenceriam a um horizonte estratigráfico e tectônico situado acima do Pré-Cambriano Superior e que a sua posição primária na superfície permitira-lhes escapar dos processos de milonitização ocorridos em profundidade. A reativação dessas falhas antigas permitiu, nesse lugar, o embutimento parcial daquele horizonte entre duas falhas e a sua conseqüente preservação dos processos erosivos que afetaram toda a região.

FIGURA 4.1 - Mapa estrutural do sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, com destaque para a Falha de Pinhal-Jacutinga-Ipuiúna, indicada pela seta (Segundo Ebert 1968).

À mesma época, Leonardos Júnior *et al.* (1971) descreveram, a cerca de 10 km a noroeste de Pouso Alegre (MG), sedimentos pouco metamorfizados englobando metaconglomerados polimíticos, metarenitos feldspáticos, metarcósios, metassiltitos e metamargas, os quais denominaram de Formação Pouso Alegre (FIGURA 4.2), destacando-os das rochas do embasamento constituído de micaxistos e gnaisses de grau metamórfico mais alto. A exemplo da Bacia Eleutério, o condicionamento desta por falhamentos é nítido, assim como as características dos depósitos que evidenciam condições enérgicas para a deposição, com provável tectônica sinsedimentar. Estas características e o fato de estar situada dentro do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (Cavalcante *et al.* 1979), juntamente com a Bacia Eleutério, faz supor que estiveram ligadas preteritamente, constituindo uma mesma bacia. Reforça esta hipótese o registro de uma

série de pequenas ocorrências isoladas existentes entre ambas, descritas e a elas correlacionadas por Soares (1976) e Vasconcellos (1988), FIGURA 4.3.

FIGURA 4.2 - Distribuição dos metassedimentos da Formação Pouso Alegre a noroeste da cidade de mesmo nome, sul de Minas Gerais (Segundo Leonardo Junior *et al.*).

FIGURA 4.3 - As bacias Eleutério e Pouso Alegre e as ocorrências correlatas de depósitos eopaleozóicos ao longo do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (Compilado e modificado de Soares *et al.* 1976, Cavalcante *et al.* 1979, Campanha *et al.* 1982 e Vasconcellos 1988).

Wernick & Penalva (1974) descreveram os limites tectônicos da Bacia Eleutério, em sua porção ocidental, com os granitos Pinhal, através da Falha de Jacutinga e, ao sul, com o Grupo Itapira, através da Brecha (tectônica) dos Machados. Distinguiram na bacia a) arenitos arcossianos e arcósios mal selecionados e freqüentemente maciços, ora com estratificações cruzadas, estruturas gradacionais e de corte e preenchimento e com *clay ball*, intercalados por siltitos e conglomerados; b) siltitos compactos com fratura conchoidal na forma de seixos intraclásticos, como intercalações ou alternados aos arcósios e como camadas espessas e maciças; e c) brechas conglomeráticas. Os autores invocaram para os depósitos uma sedimentação em regime torrencial evoluindo para depósitos de águas mais calmas, situando-os como representativos de fase molássica do Grupo Itapira, equivalentes aos depósitos cambro-ordovicianos associados ao Ciclo Brasileiro (Almeida 1969).

Ebert (1974) apontou três diferenças básicas entre as rochas do que denominou novamente de Grupo Eleutério e os metassedimentos adjacentes (do Grupo Itapira): a) quanto ao ambiente de sedimentação; b) quanto ao grau metamórfico e diferentes profundidades do sítio de metamorfismo; e c) quanto às feições deformacionais, de vez que a milonitização não se manifesta nos anquimetamorfitos. Como propriedade comum, teriam a mesma disposição espacial, o que levou o autor a concluir que apenas os últimos processos tectônicos afetaram a ambos.

Os depósitos da bacia Eleutério foram referenciados por diversos autores em trabalhos de sínteses geológicas regionais ou temáticas, como Wernick *et al.* (1976), Rodrigues (1976), Soares (1976), Hama & Cunha (1977), Fiori *et al.* (1978 e 1981), Artur (1980) e Wernick & Penalva (1980).

Wernick *et al.* (1976) associaram os depósitos Eleutério aos metassedimentos do Grupo Itapira e correlacionaram ambos à Formação Pouso Alegre (Leonardos Júnior *et al.* 1971) e a outras formações molassóides cambro-ordovicianas associadas ao Ciclo Brasileiro.

Soares (1976) identificou na região de Santa Rita de Caldas e Ipuiuna (MG) pequena ocorrência de folhelhos silticos vermelhos e arcossianos, mal selecionados e, às vezes, conglomeráticos, associados à Falha do Cervo, a qual constitui extensão local da Falha de Jacutinga, com caráter transcorrente dextral. Correlacionou-os aos depósitos do Grupo Eleutério (Ebert 1971).

Rodrigues (1976) ao descrever o Falhamento Transcorrente de Jacutinga, identificou na Brecha Tectônica dos Machados (FIGURA 4.4), que limita orientalmente esses depósitos com o embasamento, fragmentos angulosos de rochas gnáissicas, graníticas e básicas e considerou a sua origem associada com o falhamento em questão.

Hama & Cunha (1977) correlacionaram os metassedimentos Eleutério com aqueles da Bacia Pouso Alegre, para a qual obtiveram idade mínima de 524 ± 20 Ma., pelo método K/Ar, em amostra de sericita-calco-xisto e de 485 ± 15 Ma., pelo mesmo método, em biotita+sericita separadas da mesma amostra. Consideraram a biotita como produto neoformado durante o metamorfismo do pacote sedimentar, no que foram contestados por Choudhuri *et al.* (1978), que consideraram a biotita detritica, provavelmente oriunda de áreas fontes transamazônicas e rejuvenescida isotopicamente. (TABELA 4.1).

Fiori *et al.* (1978) situaram os depósitos Eleutério e Pouso Alegre como resultantes das manifestações finais do Ciclo Brasileiro, condicionados em bacias tectônicas e com sedimentação em ambientes com energia altamente variável, como planície de inundação, deltáico e fluvial.

Cavalcante *et al.* (1979) ao descreverem os metassedimentos do Pico de Itapeva, descritos primeiramente por Almeida (1964) como “metaconglomerados com seixos muito deformados ... (de provável) seqüência basal de um grupo de sedimentos”, denominaram-os informalmente de Formação Pico do Itapeva, por entenderem que seu caráter epimetamórfico se diferenciava das demais unidades circundantes. Descreveram passagens gradacionais dos metaconglomerados para metarenitos feldspáticos e, destes, para metassiltitos com estruturas sedimentares preservadas. Identificaram nos metaconglomerados seixos e blocos de leuco-granodioritos e, subordinadamente, quartzo, gnaisses e turmalina-quartzo xistos. Estando a base destes afetada por intensa cataclase, os autores reconheceram que poderiam ser confundidos com os migmatitos heterogêneos, também deformados, que apresentam estruturas pseudo-conglomeráticas. Além de descreverem e denominarem informalmente os depósitos da Bacia do Pico de Itapeva, Cavalcante *et al.* (1979) descreveram e cartografaram também os depósitos das bacias Eleutério e Pouso Alegre, com as quais correlacionaram-na.

N.º Campo	Rocha	Material	% K	Ar ⁴⁰ Rad. ccSTP/g. 10 ⁻⁶	Ar Atm.	Idade/Erro (Ma.)
PS-05	XISTO	(1)	1,6	0,353	25,0	485±15
PS-05	XISTO	(2)	2,35	0,566	3,3	524±20
(1) biotita + sericita (cristais grandes) (2) sericita, feldspatos, calcita, quartzo. (3) $\lambda_{tot} = 0,530 \cdot 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$ $K = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$ $\% K^{40} = 1,19 \cdot 10^{-2} \text{ do } K_{tot}$						

TABELA 4.1 - Resultados analíticos K-Ar na Bacia Pouso Alegre, MG (Segundo Hama & Cunha 1977).

LEGENDA

1. Granito porfiroblástico
2. Xistos
3. Migmatitos e Granitóides
4. Quartzitos
5. Formação Eleutério
6. Brecha Tectônica
7. Rochas cataclásticas

FIGURA 4.4. - A Falha de Jacutinga e suas relações com a Fm. Eleutério e a Brecha Tectônica dos Machados (Segundo Rodrigues 1976).

Entretanto, Almeida *et al.* (1981) e Bistrichi *et al.* (1981), considerando a definição de “Formação” atribuída por Cavalcante *et al.* (1979), preferiram manter os metassedimentos aflorantes no Pico de Itapeva dentro do Grupo Açungui (no sentido de Marini *et al.* 1967). Ao mesmo tempo, os autores reconheceram os depósitos da Bacia Eleutério como os únicos representantes molassóides relacionados à fase de transição plataformar (Almeida 1969) no Estado de São Paulo e correlacionáveis com aqueles da Bacia Pouso Alegre, em Minas Gerais. E, apesar de discriminarem cartograficamente os conglomerados descritos por Petri & Suguio (1969) nas cabeceiras do Ribeirão Samambaia, no sul do Estado, optaram por incluí-los também naquele grupo.

Hama *et al.* (1979) atribuíram um intervalo de 40 Ma. (entre 530-490 Ma.) para o estágio de acomodação de tensões da crosta sílica brasileira, quando então esta se estabilizou, baseando-se em datações Rb/Sr em tectonitos e em remobilizados transamazônicos. Compararam esses valores com aqueles obtidos (485 ± 15 Ma. e 524 ± 20 Ma.) em datações K-Ar nos metassedimentos Pouso Alegre (Hama & Cunha 1977) e concluíram que existe uma coerência entre eles que, provavelmente, aponta para um significado real para os mesmos. A idade 485 ± 15 Ma. (ordoviciano) para as biotitas e sericitas datadas, seria o registro do último deslocamento e aquecimento-resfriamento sofrido pela unidade, considerando-se a facilidade de liberação de argônio destes minerais.

Campanha *et al.* (1982) situaram os depósitos da Bacia Eleutério no compartimento litoestrutural que denominaram Bloco Jacutinga, ao mapearem as áreas compreendidas no Estado de São Paulo da quadrícula Águas de Lindóia. Distinguíram três associações litológicas presentes: a) brechas e conglomerados polimíticos; b) siltitos, argilitos e folhelhos; e c) arenitos arcóianos e arcósios. Os autores afastaram a hipótese de um caráter molássico para os depósitos, em função da ausência de materiais vulcânicos associados. Atribuíram uma deposição rápida dos sedimentos, a partir de áreas-fonte muito próximas, em uma bacia tafrogênica associada ao Falhamento de Jacutinga. Observaram que as estruturas sedimentares, mesmo ao nível microscópico, encontram-se praticamente intactas e que uma tênue clivagem ardosiana, caracterizada pela orientação de cristais de sericita finamente cristalizados, intercepta obliquamente o acamamento. Esta, segundo os autores, poderia estar relacionada à deformação cisalhante que afetou inclusive o embasamento, ou então, a uma foliação plano-axial de dobramento aberto, não observado. Correlacionaram esses depósitos aos da Bacia Pouso Alegre.

Fúlfaro *et al.* (1982) consideraram que a implantação da Bacia do Paraná no Devoniano ocorreu sobre uma plataforma consolidada no Cambro-Ordoviciano, a partir de zonas de fraquezas com direção NW-SE, herdadas de aulacógenos tardios à cratonização. Os autores

imputaram-lhes uma sedimentação de alta energia, compatível com a dos depósitos molássicos, e com caráter eminentemente continental. No entanto, prosseguem, esses sedimentos diferenciam-se daqueles depositados em bacias intermontanas da fase final de consolidação plataformar, por serem estes levemente metamorfisados, dobrados e com vulcanismo de caráter ácido a intermediário associado.

Cordani *et al.* (1984) realizaram datações radiométricas em amostras de poços perfurados pela PETROBRÁS e PAULIPETRO na Bacia do Paraná. A partir destas e dos dados geofísicos e bioestratigráficos disponíveis, advogaram a existência de uma região estável, possivelmente um núcleo cratônico, sotoposta aos sedimentos da Bacia, em sua porção norte (FIGURA 4.5). Destacaram que os grandes traços estruturais e as faixas dobradas, teriam continuidade física sob os sedimentos da Bacia do Paraná, assim como os crátons Rio da Prata e Luiz Alves, os grupos Brusque e Porongos e um certo prolongamento da parte ocidental do Maciço Guaxupé. Identificaram arenitos e siltitos com idades compatíveis com os depósitos eopaleozóicos, ao redor de 500 Ma. Atribuíram para a instalação das sinéclises paleozóicas do Maranhão e Paraná um condicionamento dado pela contração litosférica, que sucedeu a expansão térmica provocada pela orogênese brasileira. Com uma grande probabilidade, segundo os autores, as sinéclises foram precedidas por grandes *rifts* e/ou aulacógenos preenchidos pelas seqüências eopaleozóicas, como aqui enfocadas.

Hasui & Oliveira (1984) propuseram unificar os anquimetamorfitos das bacias Eleutério e Pouso Alegre sob a denominação única de “Formação Pouso Alegre”, em respeito ao princípio da prioridade. Tal proposição, ao que parece, não teve aceitação, uma vez que em trabalhos subsequentes vários autores não a adotaram (e.g. Zanardo 1987, Artur 1988, Zanardo *et al.* 1988 e Zanardo & Oliveira 1990).

Artur (1980 e 1988), ao analisar a possível proveniência dos detritos da Bacia Eleutério, apontou diminuição geral da granulometria dos metassedimentos da porção oriental para a ocidental, sugerindo áreas fontes situadas a leste. Descreveu nesses metassedimentos seixos e fragmentos de muscovita quartzitos e de gnaisses típicos do Bloco Jundiá e constatou a ausência de seixos de migmatitos e granitóides do Grupo Pinhal, situado imediatamente a oeste. Atribuiu para a justaposição atual desses blocos com os metassedimentos Eleutério os efeitos de movimentações verticais ocorridas no Fanerozóico. Artur (1988) obteve idades em torno de 490 Ma. para a fase de cisalhamento rúptil da Zona Transcorrente Ouro Fino, o que, segundo o autor, coincide cronologicamente com a intrusão das fases pós-tectônicas equigranulares epizonais que cortam os batólitos calco-alcalinos porfiróides mesozonais e, ainda, coincide com a implantação das bacias *pull-apart*.

FIGURA 4.5 - Mapa geológico-geotectônico esquemático do embasamento da Bacia do Paraná (Cordani *et al.* 1984).

LEGENDA

● Depósitos Eopaleozóicos:

1. Pouso Alegre; 2. Eleutério; 3. Pirapora do Bom Jesus; 4. Salto de Pirapora;
5. Castro; 6. Camarinha; 7. Guaratubinha; 8. Campo Alegre; 9. Corupá

/// Supracrustais brasileiras (dobradas e não dobradas):

- A. Bambuí (Faixa Brasília); B. São João Del Rei (Faixa Rio Grande); C. São Roque (Faixa São Roque); D. Complexo Pilar; D'. Complexo Embu (Faixa Apiaí).

+ Embasamento Retrabalhado:

- I Maciço Guaxupé
II Maciço Joinville

FIGURA 4.6 - Depósitos eopaleozóicos ao final da evolução litoestrutural do Pré-Siluriano do sudeste do Estado de São Paulo e adjacências (Modificado de Hasui *et al.* 1982).

Hasui *et al.* (1982) identificaram na região de Pirapora do Bom Jesus uma pequena ocorrência de conglomerado polimítico, embutida por falhas, nos metassedimentos do Grupo São Roque e, a leste de Salto de Pirapora, também embutida por falhas no Grupo São Roque, identificaram uma outra ocorrência de conglomerados polimíticos, arenitos arcosianos e arenitos finos. Associaram essas ocorrências aos depósitos eopaleozóicos, como das bacias Eleutério e Pouso Alegre (FIGURA 4.6). Schobbenhaus & Campos (1984) e Hasui *et al.* (1984) incluíram entre os depósitos eopaleozóicos tardi a pós-tectônicos, relacionados ao final do Ciclo Brasileiro, no Estado de São Paulo, apenas aqueles da Bacia Eleutério. Hasui *et al.* (1984) correlacionaram estes aos depósitos da Bacia Pouso Alegre, situados a ENE, em Minas Gerais.

Campanha *et al.* (1985) e Campanha & Teixeira (1986) descreveram uma nova ocorrência de sedimentos imaturos e pouco metamorfizados no sul do Estado, a qual denominaram informalmente de Formação Quatis. Situada a cerca de 15 Km. a oeste de Cajati, ocupa as porções cimeiras da Serra da Boa Vista, aflorando entre as cotas de 600 e 860 metros, a partir das cabeceiras do rio que lhe empresta o nome, em área de Mata Atlântica de muito difícil acesso (FIGURA 4.7). Descreveram na unidade metaconglomerados polimíticos, metarenitos arcosianos ou não, metassiltitos e metargilitos, dispostos em intercalações centimétricas a métricas, com acamamento reliquiar bem definido e interceptado obliquamente por clivagem ardósiana incipiente, limitados tectonicamente, na porção meridional, pela Falha do Braço Grande, com direção NE, e, setentrionalmente, pelas bordas escarpadas da Serra da Boa Vista. Assentam-se em discordância erosiva sobre xistos da Sequência Turvo-Areado e migmatitos do Complexo Pré-Setuva. Correlacionaram-na aos depósitos eopaleozóicos do Estado do Paraná, como os das bacias Camarinha e Castro.

Juliani *et al.* (1990) reincorporaram para os depósitos do Pico de Itapeva, a sudeste de Campos de Jordão, a denominação de "Formação" atribuída por Cavalcante *et al.* (1979). Identificaram em uma estruturação sinclinal isoclinal, com superfície axial mergulhando para SE, três unidades litológicas constituídas de metaconglomerados polimíticos na base, metarcósios com intercalações de metarenitos e metassiltitos arcosianos na porção intermediária, com passagens gradacionais e interdigitadas com as unidades basal e do topo, constituída esta de metarenitos finos arcosianos e metassiltitos, com lentes de metapelitos, apresentando estruturas do tipo *hummocky* centimétricas a decimétricas. Atribuíram aos metapsefitos basais uma deposição provavelmente associada a fluxos de detritos subaéreos, originados de áreas fontes vizinhas, e retrabalhados em um ambiente costeiro dominado por ondas, incluindo, provavelmente, ondas de tempestade.

FIGURA 4.7 - Localização dos depósitos eopaleozóicos no Estado de São Paulo e adjacências (modificado de Hasui *et al.* 1984): 1. Eleutério; 2. Pouso Alegre; 3. Pico de Itapeva; 4. Salto de Pirapora; 5. Pirapora do Bom Jesus; 6. Samambaia; 7. Quatis; 8. Castro; 9. Camarinha; 10. Guaratubinha; e 11. Campo Alegre.

Soares (1988) correlacionou os depósitos da Bacia Eleutério à associação litológica metamórfica 4 (tilitos-carbonatos-pelitos-arenitos vermelhos) que refletiu os eventos sequenciados de sedimentação glacial, transgressão marinha e regressão com deposição continental, ocorridos numa fase colisional entre o bloco continental Paraná, submerso à bacia de mesmo nome, como já propuseram Cordani *et al.* (1984), e os blocos microcontinentais (Luiz Alves, Pelotas e Espírito Santo) e continentais (Bolívia, Amazonas, Parnaíba, São Francisco, Kalaari, Nilo e Neokasai), entre 750 e 550 Ma. aproximadamente. A tectônica transcorrente sucedeu os processos colisionais deformando as bacias “molássicas precoces”, numa fase considerada pelo autor como tardi-colisional caracterizada pelo reajuste entre blocos rígidos de margens não paralelas. Ao longo dos cinturões transcorrentes Ouro Fino e São Paulo, os deslocamentos este-nordeste tiveram caráter compressivo com movimentação lateral direita, coincidindo com esta o principal evento termal, entre 600 e 550 Ma., ao qual se associou granitogênese subalcalina a híbrida (grupo III de Harris *et al.* 1986, apud Soares 1988). Na etapa pós-colisional os cinturões transcorrentes assumiram movimentação lateral esquerda sob regime transtrativo, que resultou na geração de “fossas molássicas vulcânicas” (sequência 5, segundo Soares 1988), preenchidas por depósitos semelhantes aos das bacias de Castro e Guaratubinha, no

Paraná, e a parte dos depósitos da Bacia de Camaquã, no Rio Grande do Sul, e de Campo Alegre, em Santa Catarina. O autor também denominou de Sequência Seara várias ocorrências de sedimentos arcossianos avermelhados, envolvendo conglomerados, arenitos e siltitos, identificadas em poços desde o Rio Grande do Sul até São Paulo, as quais correlacionou com a associação litológica metamórfica 4. Segundo o autor, estes depósitos, com até 300 metros de espessura, estariam condicionados à margem leste do Bloco Paraná, subductante aos microcontinentes Pelotas, Luiz Alves/Espírito Santo.

Campanha *et al.* (1988) retomaram as descrições sobre os metassedimentos “Samambaia”, reconhecidos por Petri & Suguio (1969) na porção sul do Estado. Além de dar-lhes conformação cartográfica no contexto da Faixa de Dobramentos Apiaí (FIGURA 4.??), atribuíram-lhes uma deposição em bacia molássica, correlacionável com os depósitos da Formação Quatis (Campanha *et al.* 1985) situados próximos da cidade de Cajati.

Vasconcellos (1988) cartografou pequenas ocorrências correlacionáveis aos metassedimentos Eleutério/Pouso Alegre na região de Ouro Fino (FIGURA 4.3), compreendendo metarcósios e metarenitos arcossianos, magnetita-quartzo-sericita filitos, clorita-quartzo-sericita filitos e metarenitos conglomeráticos. Correlacionou a foliação metamórfica (S_1) desses metassedimentos, gerada na fase de dobramento D_1 , com a fase D_3 regional do Grupo Andrelândia. Sugeriu que a sedimentação molassóide deve ter ocorrido durante os processos de cavalgamentos e falhamentos inversos tardios, relacionados a uma subducção do tipo A, que “jogou” sobre os terrenos proterozóicos médios da Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, 1984) os alóctones brasileiros da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé.

Zanardo (1987), Zanardo *et al.* (1988) e Zanardo & Oliveira (1990) além de descreverem os aspectos texturais e petrográficos dos metarcósios, metassiltitos, metargilitos siltosos e metaconglomerados e metabrechas da Bacia Eleutério, realizaram minuciosa análise microestrutural destes metassedimentos. Concluíram pelo grau metamórfico baixo dessas rochas, atingindo temperaturas da ordem de 290°C, com reações de transformação de argilominerais nos filossilicatos finos (illitas, sericita, hidromuscovita, clorita interestratificada com muscovita, etc) ao lado de processos de dissolução (*pression solution*); crescimento de quartzo em zonas de menor pressão, desenvolvimento de extinção ondulante e/ou lamelas de deformação nos pontos de maior pressão, rotação mecânica dos minerais, circulação de fluidos e transformação dos feldspatos em filossilicatos. A esses processos tectono-metamórficos atribuíram a geração de uma clivagem ardosiária nas rochas metapelíticas (*mica beards*), clivagem reticular nas metapsamíticas e clivagem de fratura nas metapsefíticas. Em certas regiões, processos de formação de biotita verde e/ou epidoto ocorreram, aparentemente mais intensos nos metapsefitos, onde as

temperaturas, supostamente, atingiram valores mais elevados. A ausência de dobras e o relacionamento com a foliação milonítica da zona de falha, permitiram aos autores supor que o elemento motriz gerador da foliação metamórfica tenha sido o cisalhamento simples com possíveis componentes de cisalhamento puro, resultantes de movimentações ao longo da falha de Jacutinga. Os autores sugeriram que a sedimentação processou-se em ambiente continental de águas rasas, com rápidas variações de energia, possivelmente em leques aluviais, com áreas fontes múltiplas localizadas predominantemente a sudeste, tendo em vista a presença de fragmentos líticos de granitos sub-vulcânicos, granófiros e milonitos de quartzitos. Corresponderia a uma bacia do tipo *pull-apart* gerada em locais de regimes transtensionais no contexto de uma movimentação transcorrente.

Campos Neto (1991) ao analisar a evolução tectônica da porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira, 1984) identificou um Cinturão Transpressional exposto entre os segmentos setentrional e meridional da *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé, com caráter transcorrente dextral, que determinou domínios de compressão e de tração, ativos entre 750-600 Ma. (FIGURA 3.3). A existência de domínios transtracionais, associados a inflexões das faixas de cisalhamento para a direita do sentido do movimento, teriam propiciado a abertura de bacias do tipo *pull-apart* de pequenas dimensões e pouco subsidentes, tardiamente ao evento transpressional principal, que acolheram os sedimentos Eleutério e Pouso Alegre. Considerando, segundo o autor, que estes depósitos ocorrem exclusivamente no domínio da Faixa Alto Rio Grande e que não possuem clastos dos terrenos da *Nappe* e sim daquela faixa, a abertura das pequenas bacias tectônicas teria precedido a estruturação regional em megantiformes e sinformes e à chegada da *Nappe*. A estruturação em bacias, para Campos Neto (1991), deve ter ocorrido no período de máximo soerguimento da Faixa, no final da Orogênese Brasileira, há cerca de 600 Ma. e a clivagem ardosiana foi gerada durante a Orogênese Rio Doce (580-490 Ma.), quando a *Nappe* cavalgou sobre os terrenos da Faixa até atingir a borda sudoeste do Craton de São Francisco, com transporte (e compressão) para noroeste, quase ortogonalmente à direção de transporte das zonas de cisalhamento da Faixa. Posteriormente esforços compressivos orientados de E-W a NE teriam causado deformações dúcteis e rúpteis do empilhamento tectônico, gerando amplos dobramentos N-S, conformando estruturas em domos e bacias e reativações verticais com caráter rúptil nas zonas transcorrentes que rebaixaram o bloco norte em relação ao sul, justapondo ao mesmo nível os terrenos da *Nappe* e da Faixa.

Fúlfaro *et al.* (1992) ao tratarem do Paleozóico Inferior do Brasil, situaram, em conformidade com Almeida (1967 e 1969), o estágio de transição (Cambro-Ordoviciano) como o de esmorecimento dos dobramentos e o predomínio dos falhamentos geradores das bacias

intermontanas e magmatismo associado. Destacaram a confinabilidade do preenchimento destas bacias, em função da esterilidade fossilífera, mas ressaltaram que tal assertiva poderia ser provisória, uma vez que Ciguel (inf. verbal, *apud* Fúlfaro *et al.* 1992) identificara, nos estados de Santa Catarina e Paraná, a presença de icnofósseis em depósitos molássicos eopaleozóicos. Fúlfaro *et al.* (1992) aventaram a hipótese de que na borda ocidental do cráton recém-formado, instalaram-se aulacógenos preenchidos por sedimentos clásticos continentais associados com depósitos de ingressões marinhas alimentadas pelo oceano proto-andino, como ocorrido na Bacia do Solimões. Possivelmente, segundo os autores, o mesmo ocorrera nas bacias do Alto Tapajós, Parecis e nas bordas W e NW da Bacia do Paraná. Entre o final do estágio de transição da plataforma e o início do estágio de estabilização, estas bacias aulacogênicas foram mutiladas pela erosão que precedeu a instalação e preenchimento das sinéclises paleozóicas.

Para Basei & Brito Neves (1992) o Ciclo Tectono-Magmático Brasileiro assumiu características de um amplo colágeno, que consubstanciou uma argamassa de faixas móveis diversificadas no Neoproterozóico. Do ponto de vista dos autores o Cambro-Ordoviciano representou o epílogo destes processos tectônicos, magmáticos e sedimentares para toda a Plataforma Sul-Americana (extra-andina), diferenciando-a, neste tempo, dos continentes setentrionais e da faixa andina, que se caracterizaram por um limite brusco Proterozóico-Fanerozóico. A sedimentação eopaleozóica processou-se em bordas cratônicas, às quais associaram-se antefossas molássicas condicionadas por subsidência flexural; sobre placas neoproterozóicas reativadas, às quais associaram-se bacias molássicas vulcano-sedimentares e; em zonas de cisalhamentos, às quais associaram-se bacias do tipo *pull-apart*, condicionadas por regimes transtracionais. Segundo Basei & Brito Neves (1992), à medida em que cessaram os processos colisionais dos blocos crustais neoproterozóicos, durante o cambro-ordoviciano a rede de lineamentos atuou como escoadouro dos movimentos de convergência e, em regiões com predomínio de esforços trativos, foram condicionadas calhas deposicionais, vulcanismo e magmatismo granítico. Como exemplo de bacias *pull-apart* (associadas às regiões de esforços trativos) os autores apontaram as de Camarinha e Antinha, no Paraná, e, com certas dúvidas, as bacias de Eleutério e Pouso Alegre.

Riccomini (1993) manteve a denominação de “Formação” para os metaconglomerados do Pico de Itapeva, abordando a origem, evolução e inversão desta bacia. Caracterizou-a como uma bacia de afastamento gerada em setores transtracionais ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, a partir de uma movimentação sinistral ao longo desta que possibilitou a abertura de bacia em forma de “S” (de acordo com Mann *et al.* 1983). Em sua fase de encurtamento e inversão correspondeu ao longo daquela zona de cisalhamento movimentação dextral com fortes

componentes inversas. A sedimentação ocorreu com o aporte de detritos principalmente de áreas fontes emersas de sul-sudoeste, associando-se proximalmente depósitos rudáceos (*debris apron*) e distalmente depósitos costeiros litorâneos, de planície de marés e subaquosos sob ações de ondas de tempestades e, mais distalmente, sob ação de correntes de turbidez.

Teixeira & Petri (1993) propuseram para a Bacia Eleutério uma origem, provavelmente no Eopaleozóico, a partir de movimentação sinistral ao longo da Zona Transcorrente Jacutinga, que em locais de inflexão da sua direção, de ENE-WSW para NE-SW, resultou em esforços tracionais e embaciamentos do tipo *pull-apart*. Os autores concluíram que o preenchimento da bacia ocorreu primeiramente com detritos transportados de N-NW para S-SE, a partir de leques aluviais coalescentes instalados na borda tectonicamente escarpada noroeste e, num segundo momento, com detritos oriundos de S-SE, associados com borda similar de sudeste. Identificaram nos metassedimentos as fácies sedimentares características das porções proximais de leques aluviais (fluxos de detritos), das porções medianas e distais da planície aluvial (sistema fluvial entrelaçado com retrabalhamento eólico) e fácies lacustres (metapelitos turbidíticos). A bacia foi encurtada a partir da inversão do deslocamento ao longo da zona de cisalhamento (de sinistral para dextral), originando então incipiente clivagem ardosiana, basculamento das camadas para NW, fatiamento tectônico de blocos com rotações locais e exposição aos processos erosivos subsequentes. A imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos associada à característica predominantemente episódica da sedimentação, levaram os autores a concluir por condições de clima árido com chuvas torrenciais esporádicas no sítio deposicional, concorrente ou até determinado por uma tectônica sinsedimentar.

5. GEOLOGIA LOCAL

As primeiras tentativas de empilhamento estratigráfico dos depósitos Eleutério deveram-se a Zanardo (1987), que posicionou na base destes os metaconglomerados polimíticos (FIGURA 5.1), situados na porção leste da bacia, os quais seriam sobrepostos, rumo a oeste, por metarcósios e metapelitos, caracterizando-se assim uma diminuição granulométrica geral dos termos de leste para oeste, conforme já apontado por Artur (1980). Em Zanardo *et al.* (1988) e Zanardo & Oliveira (1990) a mesma suposição foi sustentada e, ainda, baseando-se na constituição dos extraclastos presentes, como de granitos sub-vulcânicos, granófiros e milonitos de quartzitos, supuseram, também, áreas fontes localizadas predominantemente a sudeste.

Teixeira & Petri (1993) apontaram para o preenchimento da bacia a contribuição de áreas fontes situadas a noroeste e sudeste, com base nos dados estruturais, estratigráficos e de paleocorrentes. Nesta concepção, os detritos que a preencheram provieram num primeiro momento predominantemente de áreas fontes associadas à borda noroeste, soerguida tectonicamente, e, num segundo momento, de áreas fontes associadas à borda sudeste da bacia, que iniciou tardiamente atividade ascensional, o que resultou numa progradação de seus depósitos associados sobre aqueles relacionados com as áreas fontes opostas.

5.1. Distribuição e Descrição das Fácies Sedimentares

Além da faixa principal de ocorrência dos sedimentos da bacia, com cerca de 16 km de extensão, orientada para N60°E, foram analisadas quatro outras ocorrências isoladas de sedimentos. Uma delas situa-se a NE da faixa principal, às margens do rio Mogi-Guaçu. As outras três situam-se a SW da faixa principal, equiespaçadas, localizando-se a última destas, à margem direita do mesmo rio, já próximo à cidade de Mogi-Guaçu (DESENHOS 1 e 2) Destas ocorrências isoladas, as duas situadas mais a SW foram cartografadas por Campanha *et al.* (1982).

LEGENDA

1. Sedimentos anquimetamórficos da Formação Eleutério (predomínio de metapsamitos e metapelitos)
2. Brechas tectônicas (metapsefitos)
3. Granitos róseos e granodioritos cinzentos, incluindo localmente metassedimentos e metabasitos
4. Orto-quartzitos intercalados em xistos, gnaisses, rochas calciossilicatadas e metabásicas
5. Gnaisses graníticos a granodioríticos e migmatitos homogêneos a bandados, com intercalações de metassedimentos, metabasitos, rochas calciossilicatadas, ultramáficas e gonditos

/₅₀ Acamamento (S₀)

/₆₀ Foliação metamórfica (S₁)

* Estrutura sinformal com direção do eixo

⊗ Estrutura sinformal invertida

⊗ Estrutura antiformal invertida com sentido do caimento do eixo

FIGURA 5.1 - A Bacia Eleutério no contexto geológico-estrutural da Folha Águas de Lindóia (Simplificado e modificado de Zanardo 1987).

Em geral, as exposições rochosas encontram-se com elevado grau de alteração intempérica, especialmente em se tratando de metapsamitos arcosianos ou feldspáticos e metapelitos, apresentando estes últimos presença marcante de óxidos e hidróxidos de ferro, que lhes conferem cores avermelhadas a arroxeadas. Os termos metapsamíticos apresentam, como exceções, as regiões dos pontos 32, 42 e 62, nos quais foram descritas exposições rochosas alteradas a sã a partir de blocos métricos a sub-métricos, rolados ou *in situ*, dispostos em superfície. Nos termos metapsefíticos as observações foram realizadas quase exclusivamente sobre blocos métricos a decamétricos, rolados e, mais raramente, *in situ* e sobre lajedos. Em apenas um local, PONTO 54 (Ocorrência I₄), as observações puderam ser realizadas em corte de estrada vicinal pavimentada com exposições relativamente amplas de rocha sã.

Os blocos metapsefíticos expostos em superfície adquirem, na maioria das vezes, formas arredondadas, devidas à esfoliação esferoidal, e apresentam-se constantemente recobertos por líquens, que lhes conferem cor negra. Tais características dificultaram a obtenção de amostras de rochas sãs e, principalmente, as observações mais amplas das feições contidas nesses blocos.

Além da alteração intempérica e de outros fatores limitantes, acima relacionados, a análise faciológica foi também dificultada pelo fato de as exposições rochosas serem, em sua maioria, restritas e descontínuas e pela tectônica pós-sedimentar, que em muito contribuiu para a justaposição de seqüências díspares.

A análise faciológica permitiu distinguir associações de fácies que englobam fácies sedimentares com características próprias, não cartografáveis isoladamente por estarem em estreita relação com outras. Estas associações de fácies interrelacionáveis no tempo, espaço e a processos comuns vieram definir partes ou setores de sistemas deposicionais.

Do ponto de vista litológico foram identificados na Bacia Eleutério metaconglomerados polimíticos clasto e areia-sustentados, metarenitos conglomeráticos arcosianos, metarcósios conglomeráticos com base conglomerática ou não, metassiltitos e metargilitos. Estes litotipos foram objeto de análise petrográfica e microestrutural realizada por Zanardo (1987), posteriormente revistas por Zanardo *et al.* (1988) e Zanardo & Oliveira (1990).

5.1.1. Associações de fácies (A) da planície aluvial noroeste

Associadas à borda escarpada noroeste da bacia foram identificadas associações de fácies que compõem sistema de leques aluviais coalescentes, dos quais foram preservados da tectônica pós-sedimentar restos das porções medianas (A₁), intermediárias (A₂) e distais (A₃) da planície

aluvial jusante, os quais se justapõem através de falhas. Estas associações ocupam a maior parte da bacia, desde as suas porções nordeste e central, até o extremo sudoeste (DESENHO 2).

5.1.1.1. Associação de fácies A₁ : metarenitos conglomeráticos arcossianos

Como fácies medianas da planície aluvial (fácies A₁) foram identificados metarenitos médios a grossos imaturos e conglomeráticos, intercalados com metarenitos médios a grossos e metarenitos médios a finos. Os metarenitos médios a grossos conglomeráticos predominam sobre as demais fácies desta associação. São constituídos de grãos de quartzo e feldspatos subangulosos a subarredondados, com clastos facetados (ventifactos, FOTOGRAFIA 5.1) e com arestas arredondadas de quartzo, quartzitos, milonitos quartzosos, mais raramente de granitóides e, ainda, de intraclastos metapelíticos subangulosos ou arredondados. Estão dispostos em camadas com espessuras de 0,3 a 0,7 metros, onde desenvolvem-se estratificações cruzadas acanaladas e planares, tangenciais na base e secantes no topo, de pequeno a médio porte, com seixos dispostos ao longo das lâminas frontais ou concentrados na base dos estratos, geralmente imbricados e com gradação normal (FOTOGRAFIA 5.2). Esta gradação pode evoluir em direção ao topo para metarenitos médios a grossos, feldspáticos, com raros seixos e com estratificações predominantemente planares, e para metarenitos finos a médios, por vezes silto-argilosos e com estratificações e laminações cruzadas. Interrupções nesta sequência, devidas às bruscas variações de fluxo, desenvolvem estruturas de corte e preenchimento que justapõem constantemente as fácies na vertical (FOTOGRAFIA 5.3).

Localmente intercalam-se nessas fácies pacotes tabulares de até 0,5 metros de espessura constituídos de metarenitos relativamente bem selecionados, com laminação plano-paralela determinada pela alternância de lâminas marrons de metarenitos médios e de lâminas marrom arroxeadas de metarenitos finos, que foram interpretados como lençóis de areia de agração eólica.

Estruturas de deslizamentos (*slumps*) são comuns nos metarenitos médios a grossos, tratando-se provavelmente de sismitos, relacionados à tectônica sin-sedimentar.

As características gerais da associação de fácies medianas da planície aluvial apontam para o domínio de depósitos de baixa viscosidade, com fluxos canalizados preponderantes sobre aqueles em lençol, com a atuação concomitante do retrabalhamento eólico.

5.1.1.2. Associação de fácies A₂ : metarenitos arcossianos com base conglomerática

As áreas de ocorrência desta associação de fácies são caracterizadas pelo solo esbranquiçado e pela profusão de cupinzeiros, também esbranquiçados, que, à distância, torna possível, em superfície, delimitá-la das outras associações contíguas.

As fácies intermediárias (A₂) da planície aluvial estão representadas por metarenitos médios a grossos arcossianos com intercalações de metarenitos finos a muito finos arcossianos silto-argilosos. Assim como ocorre nas fácies medianas, localmente pode ser verificada passagem gradual, da base para o topo, dos metarenitos grossos até aqueles muito finos. Em geral predominam truncamentos dos termos grossos a médios sobre os demais, através de estruturas de corte e preenchimento. Estes têm a base conglomerática constituída de seixos quartzo-feldspáticos, quartizíticos, quartzosos e de gnaisses milonitizados, com tamanho médio de 3-4 centímetros, facetados a 4 faces e com arestas arredondadas (*ventifactos*). Ocorrem também nesta base conglomerática fragmentos intraclásticos de metapelitos marrom escuros (*curled mudflakes*) subangulosos sub-decimétricos e com extremidades ligeiramente encurvadas (FOTOGRAFIA 5.4). Tanto os extraclastos quanto os intraclastos, podem também se distribuir ao longo das lâminas frontais dos estratos cruzados. As camadas de metarenitos grossos a médios variam de 0,5 a 1,5 metros de espessura, com estratificações cruzadas acanaladas e planares de médio a pequeno portes. Aquelas de metarenitos finos silto-argilosos variam entre 0,2 a 0,5 metros de espessura, desenvolvendo ondulações cavalgantes assimétricas com comprimentos de onda até decimétrico e com amplitudes máximas de 2 centímetros. Estruturas de deslizamentos (*slumps*) também são comuns nessas fácies (FOTOGRAFIA 5.5).

Entre elas, também localmente, intercalam-se pacotes de areias, interpretadas como de deposição eólica, com até 5 metros de espessura, constituídos de metarenitos relativamente bem selecionados, onde camadas de 1-3 centímetros de espessura de metarenitos médios, marrom claro, alternam-se com lentes sub-centimétricas de metarenitos finos, marrom arroxeado escuro, que definem estratificações plano-paralela ou cruzada de muito baixo ângulo (FOTOGRAFIA 5.6).

As características gerais das fácies refletem a participação de um sistema fluvial entrelaçado (*braided*) que se estabeleceu tardiamente aos fluxos de enxurradas (*sheetfloods*), retrabalhando-os nos estágios finais de predomínio das grandes chuvas, a partir das porções intermediárias da planície aluvial até as suas porções mais distais. Coadjuvou com esses processos a atividade eólica principalmente nos intervalos entre as grandes inundações, nos períodos de estiagens. A ação do vento retrabalhou os depósitos pré-existentes expostos durante este período em superfície e os

seus depósitos, nos períodos de retorno das grandes inundações, tiveram poucas chances de serem preservados.

5.1.1.3. Associação de fácies A₃ : metarenitos arcossianos com intercalações metapelíticas

Nas fácies distais (A₃) da planície aluvial estão representados metarenitos grossos a médios arcossianos, esbranquiçados a bege, que gradam para metarenitos finos a muito finos silto-argilosos e para metargilitos silto-arenosos. Na base da seqüência os metarenitos grossos a médios têm grânulos angulosos de quartzo e feldspatos e seixos de 1-2 centímetros de quartzitos, milonitos quartzosos e raros de granitóides/gnaisses, facetados e arredondados, além de fragmentos intraclásticos de metapelitos marrom escuros, subangulosos e placóides, com 5-10 cm de tamanho e extremidades encurvadas. Os grânulos, seixos e intraclastos podem também se distribuir ao longo das lâminas frontais dos estratos cruzados, acanalados (FOTOGRAFIA 5.7) ou planares de médio a pequeno portes, secantes no topo e tangenciais na base e, mais raramente, sigmóides. Este aspecto marca uma gradação normal de uma lâmina à outra subsequente, além de marcá-la também da base para o topo das camadas com 0,2 a 1,0 metro de espessura. Estas camadas são freqüentemente intercaladas por outras de metarenitos finos silto-argilosos marrom arroxeados de 0,1 a 0,4 metros de espessura, com estratificações cruzadas acanaladas ou planares de médio a pequeno portes, que passam para o topo, gradacional ou abruptamente, a metarenitos muito finos silto-argilosos e para metargilitos silto-arenosos, marrom escuro a arroxeado, com laminações plano-paralelas e cruzadas (FOTOGRAFIA 5.8).

Os pacotes com predomínio dos metarenitos médios a grossos podem atingir até 20 metros de espessura, com o limite de corte e preenchimento entre cada camada marcado por uma linha de fragmentos intraclásticos de metapelitos. Por outro lado, pacotes com predomínio de termos mais finos podem atingir até 5 metros de espessura, onde o topo de cada seqüência é constituído de metargilito silto-arenoso que, através de estrutura erosiva, às vezes com corte e preenchimento, é sobreposto pelos metarenitos finos silto-argilosos. Além da gradação normal nas camadas, tanto dos termos mais grossos quanto dos mais finos, verifica-se em todo o pacote o desenvolvimento de seqüências com granodecrescência ascendente (*fining upward*) acompanhadas do espessamento progressivo (*thickening*) dos termos mais finos intercalados aos mais grossos. Seqüências inversas também ocorrem, onde ao aumento progressivo da granulometria em direção ao topo corresponde o adelgaçamento das camadas dos termos mais finos e espessamento daquelas de termos mais grossos (*thinning e coarsening upward*) (FOTOGRAFIA 5.9). Localmente ainda, as seqüências de *fining* e *thickening upward* podem evoluir até a implantação

do sistema possivelmente lacustre, que será abordado adiante, que controlou, provavelmente junto com as variações do aporte de detritos, progradações e retrogradações do sistema fluvial (FIGURA 5.2).

Os registros da atividade eólica nas fácies distais restringem-se à presença de seixos facetados que ocorrem na base conglomerática dos metarenitos grossos, evidenciando que os depósitos eólicos foram transportados até estes sítios, já retrabalhados.

Zanardo & Oliveira (1990) descreveram microscopicamente os “metarcósios conglomeráticos ou não”, que correspondem aos principais litotipos das fácies medianas, intermediárias e distais da planície aluvial associada à borda noroeste da bacia, descritas por Teixeira & Petri (1993). Identificaram como constituintes essenciais desses litotipos o quartzo, microclíneo, plagioclásio, fragmentos líticos e filossilicatos detríticos e neoformados, além da calcita e opacos, onde o microclíneo é mais freqüente que o plagioclásio e, somados, superam em duas vezes a abundância do quartzo. Entre os fragmentos líticos reconheceram metapelitos intraclásticos, quartzitos, quartzitos miloníticos, quartzo xistos, gnaisses, material granítico de granulação fina e grossa, granófiros, granitos sub-vulcânicos, cataclasitos, runitos (granitos gráficos) e pegmatitos. Entre as micas detríticas reconheceram muscovitas e biotitas. Distinguiram filossilicatos finos neoformados constituindo estruturas *beards*, além da biotita esverdeada, o epidoto e a clorita, que geralmente ocorrem isoladamente pela matriz ou corroendo e envoltos aos minerais detríticos, principalmente o plagioclásio, microclíneo e quartzo ou, mais raramente, sobre os fragmentos extraclásticos. Como opacos distinguiram a magnetita, limonita, leucoxênio e ilmenita. E como acessórios, a apatita, zircão, turmalina e granada.

5.1.2. Associações de fácies (B) do sistema lacustre

Às fácies do sistema lacustre, associado à borda noroeste e que se acomodou ao longo da borda sudeste ainda pouco soerguida, correspondem metarritmitos areno-silto-argilosos (B₁) e melaminitos rítmicos silto-argilosos (B₂). Ocorrem como pacotes de até 50 metros de espessura entremeados nas fácies distais da planície aluvial descritas acima, com as quais estabelecem passagens gradacionais ou abruptas, quando então de natureza tectônica. Representam depósitos subaquosos controlados por correntes de turbidez, induzidas provavelmente quando o sistema fluvial despejava-se em corpo d'água e/ou pela sismicidade sin-sedimentar.

FIGURA 5.2. - Distribuição e relações entre as fácies sedimentares da Bacia Eleutério. (A) mapa de fácies relacionadas com a planície aluvial e sistema lacustre, associados à borda noroeste, e com fácies proximais de leques aluviais, associados à borda sudeste. (B) Seção colunar caracterizando sistema fluvial progradante, a instalação de sistema lacustre e nova progradação fluvial sobre este último (modificado de Teixeira & Petri 1993).

5.1.2.1. Associação de fácies B₁ : metarritmitos areno-silto-argilosos

Os metarritmitos areno-silto-argilosos (fácies B₁) dispõem-se em camadas superpostas, ritmicamente, de 1-10 centímetros de espessura, constituídas de areias quartzosas muito finas, silte e argila, marrom amareladas claras, que gradam para o topo para silte areno-argilosos sobrepostos por lâmina sub-milimétrica de material argilo-siltoso marrom escuro. As camadas tabulares apresentam estratificação plano-paralela, ondulações truncantes e cavalgantes (FOTOGRAFIA 5.10), às quais correspondem leitos com marcas onduladas assimétricas, com cristas retilíneas (FOTOGRAFIA 5.11), e, localmente, marcas onduladas linguóides. É comum entre uma camada e outra estruturas de carga (chama) e laminações convolutas. Essas características apontam para o predomínio dos níveis Ta, Tc, Td e Te de Bouma, onde a tração preponderou sobre a suspensão.

5.1.2.2. Associação de fácies B₂ : metalaminitos silto-argilosos

Os metalaminitos constituem monótona seqüência rítmica de lâminas sub-milimétricas a até 5 milímetros de espessura, que da base para o topo evidenciam sutil gradação normal de material silto-argiloso com pequenas frações de areia muito fina para material argilo-siltoso sempre recoberto por película argilosa de coloração marrom mais escuro que a lâmina inferior (FOTOMICROGRAFIA 5.1). Nas interfaces entre as lâminas podem ser verificadas, localmente, diminutas estruturas de carga, micro-ondulações e micro-estruturas em prato (*dish*). Em determinados níveis dos pacotes, que podem atingir até 50 metros de espessura, ocorrem concreções milimétricas com formatos regulares de bastões encurvados (ou “vírgulas”) (FOTOGRAFIA 5.12) achatados segundo a laminação, que pelo fato de estarem totalmente oxidadas não ofereceram maiores dados sobre uma possível fossilização. Localmente, também, podem ocorrer pseudomorfos cúbicos de pirita, com 2 a 4 milímetros de aresta, totalmente substituídos por hidróxidos de ferro amorfos, conforme análise por difratometria de raios-X, que sugerem condições favoráveis a um ambiente redutor durante a deposição ou diagênese.

Os metarritmitos apresentam passagens transicionais na vertical e, provavelmente, na lateral para os metalaminitos.

Nos “metassiltitos e metalamitos” Zanardo & Oliveira (1990) identificaram como estrutura primária marcante a laminação plano-paralela, conferida pela alternância rítmica de lâminas com espessura média da ordem de 0,2 a 0,4 milímetros, constituídas de grãos angulosos de quartzo, com seleção moderada, micas detriticas, especialmente muscovita, magnetita, ilmenita, leucoxênio, turmalina e zircão, imersos em matriz, originalmente argilosa, constituída de minerais

neoformados como sericita, illitas e/ou hidromuscovitas(?), sericita interestratificada com clorita e hidróxidos de ferro (limonita) e titânio (leucoxênio). As lâminas são caracterizadas pela maior ou menor concentração desses minerais, onde naquelas de granulação mais grossa, geralmente mais espessas, desenvolve-se gradação normal.

5.1.3. Associações de fácies (C) tectonicamente imbricadas ao longo da borda sudeste

Esta associação faciológica ocorre intrinsecamente associada com as bordas da bacia, acompanhando os contatos tectônicos, com o embasamento. Ressalta-se que as exposições ao longo dos contatos tectônicos de bordas da bacia não foram verificadas em toda a extensão destas.

As falhas que limitam a bacia e o embasamento caracterizam-se por zona brechada, com espessuras variáveis de alguns metros e alguns decímetros, com material tanto do embasamento quanto da bacia, de granulação variável de alguns centímetros até alguns milímetros, cujas composições litológicas dependem, em geral, da composição litológica do embasamento e da bacia. As discordâncias originais entre a bacia e o embasamento foram obliteradas pelas deformações posteriores à deposição. Nestas zonas há verdadeiro imbricamento tectônico de litologias díspares, com uma certa orientação dos fragmentos, conferida por uma foliação cataclástica sobre material de granulação muito fina que se amolda anastomosadamente ao redor destes. Localmente pode haver predomínio de cataclasitos ou até milonitos (?) sobre o material brechado, ou vice-versa. Num e noutro sentido, para a bacia ou embasamento, a zona brechada perde gradativamente suas características e as litologias, particularmente do lado da bacia, vão se definindo quanto aos seus aspectos composicionais, texturais e estruturais, mas, assim mesmo, pequenas falhas e sistemas de fraturas ainda se fazem presentes. Apenas depois de cerca de 100 a 150 metros, na borda sudeste da bacia, e de alguns metros na borda noroeste é que se estabelece o tipo anquimetamórfico predominante regionalmente que, quase sempre, não é o mesmo daqueles associados às bordas.

Assim, na porção nordeste da bacia, ao longo da borda sudeste, após o contato tectônico com o embasamento (predominantemente constituído de quartzitos milonitizados e secundariamente de paragneisses milonitizados) ocorrem, seqüencialmente (como na entrada do Bairro São Luís) metarenitos arcosianos com grânulos e seixos que passam, tectonicamente, para metarenitos grossos a médios arcosianos. Novamente retoma com contato tectônico uma faixa de quartzitos (embasamento) com poucas dezenas de metros e após estes, iniciam-se, provavelmente, os metaconglomerados polimíticos da associação faciológica D. Ao longo da mesma zona de falha, cerca de 2 km para WSW, a sequência inicia-se com metarritmitos e metalaminitos,

semelhantes aos das associações faciológicas B, situadas quase no outro extremo da bacia. Passam, sem contato observado, para metarenitos médios a grossos, semelhantes aos da associação faciológica A₂.

Mais para WSW ainda (PONTO 33), esta associação está representada por uma sequência de metarritmitos silto-argilosos com laminação plano-paralela, com intercalações rítmicas ou não de metarenitos muito finos silto-argilosos com camadas de 1 a 3 cm de espessura. Pode haver predomínio de um tipo sobre o outro quando as intercalações não são rítmicas. Os metarritmitos silto-argilosos exibem, em determinados níveis, laminações convolutas e, em especial, estruturas provavelmente relacionadas com o escape de fluídos e/ou sobrecarga, que consistem no encurvamento e interrupção de lâminas com concavidades voltadas para o topo, com 3-5 cm de tamanho (FOTOGRAFIA 5.13). Intercalam-se a estes à medida em que se avança para N, interior da bacia, com ritmicidade não bem definida, camadas centimétricas a decimétricas de metarenitos mal selecionados até conglomeráticos, com seixos e calhaus de quartzitos milonitizados, francamente angulosos, com eixo maior e plano de foliação pretérita paralelizados ou ligeiramente oblíquos ao plano de acamamento sedimentar (FOTOGRAFIA 5.14). Estes quartzitos milonitizados são idênticos a aqueles do embasamento, que dista 50 m a sul do início destas intercalações. Avançando-se ainda mais para N volta a ocorrer o predomínio dos metarritmitos sobre os metarenitos com seixos angulosos, até que a sequência desaparece em trecho sem exposição rochosa. Mais à frente, expõem-se intercalações rítmicas de termos metareníticos finos silto-argilosos com outros francamente silto-argilosos descrevendo nítida sequência de *coarsening* e *thickening-upward*, até que se estabelecem os metarenitos arcosianos médios a grossos, semelhantes aos da associação de fácies A₂.

Já na zona de falha que limita a borda noroeste da bacia as espessuras dessas "transições" são bem menores. Geralmente ocorre uma faixa de 1,5 m material com estrutura de fluxo cataclástico conferida por material fino (fração silte-argila) que envolve porfiroclastos com natureza e granulometria variadas (grânulos a seixos do embasamento e bacia), definindo protomilonitos e milonitos (no conceito de Higgins 1971) que, em seguida, dão lugar aos metarenitos ou metarritmitos das associações faciológicas A e B.

5.1.4. Associações de fácies do sistema de leques aluviais da borda sudeste (D)

Associados à atividade tectônica ascensional da borda sudeste, Teixeira & Petri (1993) reconheceram como fácies predominantes as de metaconglomerados polimíticos, clasto e areia-sustentados (seguindo classificação proposta por Coimbra *et al.* 1992). Estas litofácies correspondem às "brechas conglomeráticas com extraclastos", aos "metaconglomerados e

metabrechas”, às “brechas tectônicas” e “conglomerados brechóides”, descritos por Wernick & Penalva (1974), Artur (1980), Zanardo (1987) e Zanardo *et al.* (1988) e aos “metaconglomerados brechóides ou não” de Zanardo & Oliveira (1990). Corresponderiam também à Brecha (tectônica) dos Machados de Wernick & Penalva (1974) e Rodrigues (1976) que, segundo os autores, limitaria orientalmente os sedimentos da bacia das rochas do Grupo Itapira (FIGURA 4.4).

Os metaconglomerados polimíticos têm o arcabouço bimodalmente constituído, de um lado, por seixos, calhaus e blocos, estes com até 3 metros de diâmetro, e, de outro lado, por grânulos a até seixos, cuja matriz areno-arcosiana e mal selecionada varia em volume, ora ocupando apenas os interstícios entre os clastos, ora sustentando-os, definindo, respectivamente, aqueles clasto-sustentados e areia-sustentados (fácies D₁ e D₂, DESENHO 2). Entre os clastos do arcabouço ocorrem fragmentos extrabaciais de gnaisses blastomiloníticos, leucogranitos de granulação grossa, anfibólio gnaisses bandados, quartzitos milonitizados, quartzo de veio, metassilexitos laminados, anfibolitos, granitóides milonitizados, em geral, subarredondados a subangulosos. Como clastos intrabaciais verifica-se no arcabouço fragmentos angulosos e placóides, raramente arredondados, de metassiltitos e metargilitos marrom arroxeados. A matriz é constituída de areia fina a muito grossa, com grãos de quartzo, feldspatos, metapelitos, biotitas, muscovitas, epídoto, granada, anfibólios, apatita, titanita e zircão. As camadas, ou fluxos, têm espessuras variáveis entre pouco mais de metro a alguns decímetros, cujas extensões não foram possíveis de ser estimadas. As estruturas sedimentares são de difícil observação, em função das exposições serem, em geral, de dimensões reduzidas. No entanto, foram observadas localmente (PONTO 64, FOTOGRAFIA 5.15) nos termos clasto-sustentados imbricações de seixos e calhaus, gradações normais e inversas, iso-orientação de clastos na base (FOTOGRAFIA 5.16) ou topo de cada camada ou fluxo. Os metaconglomerados areia-sustentados geralmente não exibem organização do arcabouço (FOTOGRAFIA 5.17), salvo gradações normais, observadas localmente. Representam variações laterais ou distais dos conglomerados clasto-sustentados.

Os metaconglomerados polimíticos dispõem-se como dois corpos lenticularizados, segundo direção ENE-WSW, ao longo da porção ocidental da bacia, situando os termos areia-sustentados à frente, mais setentrionalmente, dos clasto-sustentados. Representam depósitos de fluxos gravitacionais subaéreos de alta densidade (fluxo de detritos), associados ao sistema de leques aluviais coalescentes instalado ao longo da borda escarpada de sudeste da bacia. A disposição dos fluxos mais fluidos (proximais) à sudeste daqueles mais viscosos (distais) permite inferir paleocorrentes ou fluxos direcionados de SE para NW, baseando-se em Bull (1963). Localmente (PONTO 64) apresentam intercalações de lentes arenosas de granulação grossa a fina, com poucos centímetros de espessura, com estratificações cruzadas de pequeno porte e imbricações de

clastos que, às vezes, dispõem-se ao longo da lâmina frontal dos estratos cruzados, confirmando o sentido inferido para os fluxos densos (TABELAS 5.1 e 5.2 e FIGURA 5.3).

5.1.5. Associações de fácies em ocorrências isoladas (I)

Além das duas ocorrências isoladas anteriormente descritas por Campanha et al (1982), duas outras foram identificadas pela primeira vez neste trabalho. Uma destas situa-se às margens do Rio Mogi-Guaçu, a NE do Bairro São Luís (DESENHO 2). A outra, situa-se a WNW do morro da Picura, a cerca de 2,5 km do corpo principal da bacia. A partir desta a 4,5 km, para SW, ocorrem as duas outras, anteriormente descritas por Campanha *et al.* (1982), distando entre si de 4,5 km.

5.1.5.1. Ocorrência isolada I₁

Na ocorrência situada a NE do Bairro São Luís (PONTO 16) predominam metaconglomerados polimíticos e metarenitos conglomeráticos sobre metarenitos finos e metassiltitos bandados que se lhes intercalam, em cerca de 100 metros de exposição. A SSE fazem contato com quartzitos feldspáticos e micáceos milonitizados, fortemente deformados e fraturados. O acamamento dos epimetamorfitos tem atitude N50E 65NW e topo para NW.

Os metaconglomerados, que fazem contato diretamente com as rochas do embasamento, podem ser clasto a areia-sustentados com passagens gradacionais para metarenitos seixosos ou conglomeráticos. Seixos de quartzitos milonitizados arredondados a subarredondados, geralmente placóides, predominam no arcabouço dos metaconglomerados, sobre outros de granitóides milonitizados e de feldspatos. Além destes ocorrem, mais raramente, intraclastos de dimensões variadas de metassiltitos argilosos com grânulos de feldspatos angulosos e de quartzo. Os seixos de milonitos tem em média 2-3 cm de tamanho, podendo atingir até 8 cm. Os de feldspatos variam de 1 a 4 cm e são, geralmente, angulosos.

Nos termos clasto-sustentados existe nítido imbricamento entre os seixos, com a matriz arenosa grossa com grânulos de quartzo e feldspatos ocupando os interstícios entre estes. Naqueles areia-sustentados a matriz é idêntica e os seixos dispõem-se com seus eixos maiores razoavelmente alinhados obliquamente ao acamamento, definindo estratificações cruzadas de baixo ângulo. Localmente definem estratificações sigmóides com 0,6m de comprimento e 0,1 m de espessura (FOTOGRAFIA 5.18). As passagens de uns para outros podem se dar na lateral e vertical, com o aumento da relação de volume matriz/arcabouço, quando se estabelecem os

termos areia-sustentados. As gradações normais podem alcançar até termos metarenosos grossos arcosianos com grânulos e seixos.

Intercalam-se nestes termos conglomeráticos, metarenitos finos a médios siltosos com grânulos e seixos. Os metarenitos organizam-se em camadas de 2 a 5 cm de espessura, com estratificações plano-paralelas e cruzadas de pequeno porte, que definem leitos com marcas onduladas assimétricas com comprimentos de ondas de até 20 cm, ou como ondas truncantes. Os metassiltitos argilosos, ocorrem sempre diretamente associados com os metarenitos, como intercalações, com passagens relativamente bruscas, apresentando laminações plano-paralelas, cruzadas ou ondulações cavalgantes. No topo destes termos mais finos é comum a presença de estruturas de sobrecarga, como "chama", quando sobrepostos principalmente pelos metaconglomerados (FOTOGRAFIA 5.19).

Após cerca de 40 metros, desde as rochas do embasamento, a sequência de intercalações com predomínio dos metaconglomerados, paulatinamente ganha intercalações mais espessas de metarenitos e metassiltitos até que estes predominam no decorrer de algumas dezenas de metros, estabelecendo-se uma sucessão rítmica de metassiltitos com metarenitos finos com exposições muito precárias à observação detalhada. Nitidamente, ocorre uma sequência de *fining* e *thinning-upward*.

As paleocorrentes medidas nestas fácies indicam fluxos de SE para NW (TABELAS 5.1 e 5.2 e FIGURA 5.3), indicando sua associação com áreas fontes de sudeste.

5.1.5.2. Ocorrência isolada I₂

A outra ocorrência isolada, identificada neste trabalho, situa-se de cerca de 2,5 km a sudoeste do corpo principal da bacia (PONTO 55), teve observação restrita ao leito de pequena estrada vicinal. Constitui-se de metarenitos muito finos silto argilosos, com laminação plano-paralela, definindo lâminas milimétricas alternadas ritmicamente de cores marrom, bege e cinza. O acamamento tem atitude N60E 60SE, sem definição de topo e base.

5.1.5.3. Ocorrência isolada I₃

A ocorrência imediatamente a 4,5 km a sudoeste da anterior (PONTO 56) foi identificada por Campanha *et al.* (1982). Exibe metassiltitos marrom arroxeados e metarenitos de granulação grossa a média, arcosianos, embutidos tectonicamente entre gnaisses de composição granítica e quartzitos, ambos milonitizados e intensamente fraturados a brechados. O acamamento está

paralelizado à foliação milonítica com atitude N45E 76SE, sem a definição de topo e base nesta lente.

5.1.5.4. Ocorrência isolada I₄

Esta última ocorrência isolada está situada no extremo SW, margem direita do rio Mogi-Guaçu (PONTO 54), constitui-se de cerca de 50 metros de exposição de rocha pouco alterada a sã, destacada pelo corte da estrada vicinal que liga Itapira a Mogi-Guaçu, recentemente pavimentada. Campanha *et al.* (1982) haviam identificado esta ocorrência a partir de blocos às margens do Rio Mogi-Guaçu.

Constituem-na metaconglomerados polimíticos clasto a areia suportados, com raras intercalações arenosas delgadas. O arcabouço dos metaconglomerados é constituído de seixos com tamanho médio de 3-5cm e, em menor proporção, de calhaus que podem atingir até 15 cm, com 10 cm em média. Os clastos são constituídos por quartzitos róseos, quartzitos de veios, anfibolitos, granitos róseos de granulação média a fina, anfibólio granitos cinza-escuro de granulação fina, leuco-granitos róseos de granulação grossa, muscovita granitos cinza-escuro de granulação média, *metacherts* laminados (jaspelitos), rochas riolíticas afaníticas com fenocristais sub-centimétricos de feldspatos potássicos e de quartzo, milimétricos, arredondados, de coloração marrom tijolo a marrom escuro e seixos de feldspatos róseos, além de seixos intraclásticos de metassiltitos e de metarenitos marrons com grânulos. Os seixos são arredondados a bem arredondados, excetuando-se aqueles jaspelíticos laminados e de feldspatos, que são subarredondados a angulosos. É muito comum a presença de seixos facetados (com 4 faces), mas predomina tendência à esfericidade (FOTOGRAFIA 5.20).

A matriz é arenosa grossa com grânulos de natureza variada, feldspática a arcosiana e geralmente ocupa os interstícios entre os clastos, perfazendo por volta de 5% do volume da rocha. Esta proporção pode ser aumentada para até cerca de 20%, definindo porções delgadas (10-15cm) areia (matriz) suportadas, correspondendo a uma sequência com gradação normal. Localmente esta gradação pode evoluir bruscamente, ou ser truncada, por lentes arenosas grossas com grânulos e seixos, com 10 a 20 cm de espessura, que, às vezes, desenvolve estratificações cruzadas de pequeno porte destacadas por minerais pesados dispostos nas lâminas frontais dos estratos (FOTOGRAFIA 5.21). De outro modo podem se apresentar como lentes maciças. O acamamento, definido pela intercalação arenosa tem atitude N32W 80SW, com topo para NE.

ATITUDES ⁽¹⁾ DAS PALEOCORRENTES MEDIDAS NA BACIA ELEUTÉRIO																		
Nº\Ponto	16	16*	23	35	42	48*	50	52	52*	59	62	64	68	70	76	77	78*	79
01	312/75	236/20	002/45	298/54	314/57	30/30	004/53	130/80	242/55	288/60	020/65	305/66	354/45	314/50	318/85	130/87	046/43	186/89
02	314/75	236/30	008/32	324/63	317/55		002/45	316/65	242/60	312/40	014/76	320/63	354/47	304/62	350/82	144/89	058/28	346/80
03			325/25	302/50	298/60		352/35	295/80	250\71	294/35	010/70	335/81	004/55	156/65	020/85	330/70	056/20	338/85
04			328/35	308/50	342/75		360/43	290/65		292/50	356/68		352/60	007/85	300/65	326/78		342/85
05			318/10	318/45	328/75		002/45	310/70			010/63				296/68	142/85		330/65
06			330/15	302/45	296/75		006/45	305/60			004/55				238/80			352/85
07			347/45	340/45	320/75		348/25	320/72			350/65				316/84			334/86
08				304/43	347/82			110/85			020/50				152/88			353/89
09				284/35	320/75			310/50			022/65				315/85			332/80
10				274/50	320/70			138/85			032/66				324/65			360/80
11				340/36	338/40			300/85							340/80			142/60
12				298/43	344/60			290/70							320/76			326/66
13				310/43	308/70			293/70							338/76			338/80
14				276/45	326/70			310/85							304/87			322/68
15				298/36	173/72			268/80							314/63			340/68
16				312/38											004/55			117/62
17				312/55											330/75			
18				300/30														
19				330/55														
20				354/35														
21				302/45														
22				326/35														
23				286/45														
24				330/60														
25				312/50														
	(1) notações Clar * linhas de cristas assimétricas																	

Tabela 5.1 - Atitudes das paleocorrentes medidas no campo, em camadas rotacionadas tectonicamente, sem correção estereográfica.

N.º DO PONTO	N.º DE MEDIDAS	TIPO DE ESTRUTURA	DIREÇÃO DO FLUXO	POLO MÉDIO DAS PALEOCORRENTES MEDIDAS	POLO MÉDIO DO (1) ACAMAMENTO MEDIDO	POLO/RUMO DAS PALEOCORRENTES CONSTRUÍDAS (2)	CONVENÇÕES
16	82	X	D	132/17	135/25	188/88	X - Estratificação cruzada Lc - Linha de crista assimétrica A - Fluxo ascendente, contrário ao caimento de So D - Fluxo descendente, no sentido do caimento de So (1) com topo quase sempre para NW (2) resultado final com correções locais das rotações verticais de So (3) topo para E, com So rotacionado na vertical (4) topo para SE
16	82	Lc	D	236/25	135/25	N 348	
23	97	X	A	165/62	152/43	315/88	
35	25	X	A	129/46	127/38	328/75	
42	15	X	A	324/68	145/16	342/85	
48	81	Lc	A (W)	38/38	278/42 (3)	N 148	
58	87	X	A	188/48	148/25	298/56	
52	16	X	D	123/15	112/35	148/67	
52	83	Lc	SSW	238/68	113/16	N 174	
59	84	X	D	116/44	148/28 (4)	356/68	
62	18	X	A	192/26	158/22	268/58	
64	83	X	D	148/21	144/48	132/88	
68	84	X	A	176/38	145/16	288/54	
78	84	X	A	158/15	159/14	51/79	
76	17	X	A	146/14	153/84	84/79	
77	85	X	A	142/85	328/15	318/68	
78	83	Lc	A (E)	48/31	166/37	N 386	
79	16	X	A	159/88	158/85	278/88	

TABELA 5.2. - Análise estereográfica das paleocorrentes medidas na Bacia Eleutério, localizadas na FIGURA 5.3.

FIGURA 5.3. - Mapa dos vetores médios das paleocorrentes medidas na Bacia Eleutério.

Um dos seixos de riólito presente nesses metaconglomerados foi analisado junto ao CPGEO-IG-USP, pelo método K-Ar em rocha total, fornecendo idade de $530,5 \pm 14,5$ Ma. (TABELA 5.3). O riólito analisado tem matriz fina constituída essencialmente de quartzo e feldspato potássico, com texturas esferulíticas e estruturas fluidais intactas e com fenocristais idiomórficos de quartzo e feldspatos potássicos (FOTOMICROGRAFIA 5.2). Suas características são em muito semelhantes àquelas descritas por Fuck *et al.* (1967) para os riólitos intercalados aos sedimentos da Bacia Guaratubinha, leste do Paraná. Nesse seixo de riólito o metamorfismo de muito baixo grau caracteriza-se principalmente pela corrosão sobre grãos de feldspatos onde teve lugar a recristalização de sericita e clorita, metamorfismo este totalmente compatível com o da matriz do conglomerado e, de certo modo, com o de toda a bacia. Em que pese a datação em si obtida ser de boa confiabilidade, o seu significado geológico é discutível. Deve-se destacar, no entanto, que o resultado obtido é coerente com aquele obtido por Hama & Cunha (1977) em metapelito da Bacia Pouso Alegre (TABELA 4.1).

Nº Campo	Rocha	Material	% K	75% Erro	Ar ⁴⁰ Rad. (*10 ⁻⁶) ccSTP/g	Ar. Atm (%)	Idade/Erro (Ma.)
ET-54B	Riolito	Rocha Total	7.5555	1.5787	180.92	1.27	530.5±14,5

TABELA 5.3 - Resultados analíticos K-Ar em amostra de seixo riolítico de metaconglomerado polimítico da Bacia Eleutério.

5.2. Sistemas e Paleoambientes Depositionais

As associações faciológicas D, de metaconglomerados polimíticos, representam depósitos da porção apical de leques aluviais, com sedimentação através de fluxos gravitacionais subaéreos (*debris flow*) que se dirigiam das gargantas íngremes das escarpas de falhas para as regiões imediatamente mais baixas, espalhando-se na forma de leques, constituindo “cortina” de leques coalescentes ao longo da borda de falha escarpada da bacia.

A constituição eminentemente arenosa da matriz dos metaconglomerados destas associações e sua imaturidade textural e mineralógica (feldspática a arcossiana, com grânulos angulosos de feldspatos, além de seixos no arcabouço) atestam condições pretéritas de predomínio de processos de intemperismo físico sobre intemperismo químico, atuantes nas áreas fontes e nos sítios deposicionais.

A distribuição dos termos areia-sustentados (fácies D₂), predominantemente a noroeste daqueles clastos-sustentados (fácies D₁), ao longo da cortina de leques coalescentes, e a presença

localizada de lentes arenosas intercaladas com estratificações cruzadas de pequeno porte (PONTO 64), que fornecem indicações do sentido de paleocorrentes de SE para NW (FIGURA.5.3), confirmam a associação direta destas associações com a borda sudeste da bacia.

A associação de fácies A_1 , de metarenitos conglomeráticos arcosianos, apresenta características de depósitos de fluxos aquosos de baixa viscosidade, com transporte de detritos por rolagem, saltação e suspensão. A presença de estratificações cruzadas planares e acanaladas em sedimentos de granulação grossa a conglomerática e estruturas de corte e preenchimento, sugerem condições de alta energia e predominância de fluxos canalizados sobre aqueles em lençol, processos típicos das porções mais distais do complexo de leques aluviais. Por outro lado, a presença marcante de seixos facetados (ventifactos) e de lentes arenosas com boa seleção granulométrica, laminação plano-paralela e aprisionadas entre os termos conglomeráticos acanalados, apontam para a co-participação de processos eólicos no retrabalhamento da sedimentação aluvial. As paleocorrentes medidas nesta associação indicam fluxos de NW para SE (FIGURA 5.3).

As associações de fácies D e A_1 estariam intrinsecamente relacionados com o sistema de leques aluviais, proximal e distal, respectivamente, mas não participantes de um mesmo leque ou evento. A primeira relaciona-se ao sistema de leques coalescentes da borda sudeste, enquanto que a segunda relaciona-se com o sistema correspondente da borda noroeste. Tal interpretação deve-se ao fato de serem as paleocorrentes medidas e inferidas para ambas associações divergentes (FIGURA 5.3) e, também, por não estarem expostos os membros intermediários entre o proximal (D) e o mais distal (A_1). Portanto, justapõem-se lado a lado tectonicamente.

As associações faciológicas A_2 e A_3 apresentam características típicas de depósitos fluviais do tipo entrelaçado (*braided*), com o intenso retrabalhamento dos sedimentos em fluxos sucessivos. Inclue-se nestas associações, a exemplo da associação A_1 , a presença do retrabalhamento eólico (ventifactos ou areias laminadas bem selecionadas intercaladas), mas que se subordinou ao retrabalhamento fluvial.

Estas duas associações seriam porções distais com relação à associação A_1 e, mais distais ainda, com relação aos depósitos apicais não preservados dos leques da borda noroeste, ressaltando-se que os contatos atuais entre ambos são tectônicos.

A associação A_2 , relativamente mais proximal no sistema de leques aluviais, é caracterizada pelo intenso retrabalhamento de seus depósitos durante a sedimentação, pela presença marcante de intraclastos centimétricos a decimétricos de metassiltitos e pela rara preservação de lentes metassiltíticas intercaladas. Este fato traduz a alta energia reinante, caracterizando uma zona de

passagem permanente de material, a par, provavelmente, de um constante soerguimento relativo da borda escarpada ativa e/ou de precipitações pluviométricas violentas e rápidas.

Na associação faciológica A_3 são identificadas as mesmas condições de imaturidade textural e mineralógica das litologias, assim como de intenso retrabalhamento da sedimentação. Diferencia-se da associação A_2 , pela presença marcante de lentes de metassiltitos que constituindo sequências de *fining* e *thickening-upward* dão lugar aos metarritmitos e metalaminitos das associações B. Nesta associação (A_3) a sedimentação ocorreu, talvez, com um gradiente topográfico menor do que na associação A_2 . Os materiais em suspensão e de fundo, ainda com alta energia, ao atingirem as porções mais distais, de afogamento com o nível do lago (ou mar?), rapidamente perdiam energia propiciando a deposição remontante de sequências completas de *fining* e assim, sucessivamente. Variações negativas do nível de base, ou variações positivas do gradiente da planície aluvial, e/ou do aporte de detritos, estabeleciam novos estágios de retrabalhamento e erosão remontante, propiciando o empilhamento de associações díspares.

A presença quase constante de camadas tabulares com estratificações cruzadas planares nestas duas associações (A_2 e A_3) indicam condições de regime de fluxo superior, com a participação de enxurradas e canais fluviais entrelaçados, vindos diretamente das porções de noroeste até atingirem o corpo d'água, inibindo condições de estabelecimento de um sistema deltaico de transição.

As associações faciológicas B são representadas pelos metarritmitos e metalaminitos, respectivamente proximais e distais de sistemas lacustres. Nos metarritmitos estão presentes processos de arrasto, suspensão e decantação com geração de ondulações cavalgantes e de bandamento e laminação plano-paralelos com gradação granulométrica normal. Nos metalaminitos, o processo reinante é de decantação tranqüila do material em suspensão, de maneira rítmica, sob influência das variações climáticas sazonais. Estas duas fácies apresentam-se como intercalações independentes, provavelmente ligadas a processos de sedimentação lacustre não síncronos da mesma bacia.

Cabe ressaltar, no entanto, que as passagens inferiores (na base) e superiores (no topo) dessas sequências para os metarenitos da associação faciológica A_3 , embora transicionais, são abruptas. Como pode ser visto na FIGURA 5.2, após a deposição de um pacote com mais de 50 metros de espessura de ritmitos laminados, ou após prolongada quietude, estabeleceu-se novamente sobre o lago, rapidamente, o sistema fluvial. O mesmo ocorreu com a superposição do lago sobre o sistema fluvial na base. Invoca-se como única hipótese plausível para tais processos, a intensa atividade tectônica sin-deposicional reinante.

A associação faciológica C é constituída por uma disparidade de fácies, excetuando-se aquelas das associações D e A₁. Dentre elas aparecem aquelas típicas das porções distais do sistema de fluxos oriundos da borda noroeste. Embora não tenham sido observadas as paleocorrentes locais e estando estas fácies tectonicamente associadas à borda sudeste, as evidências observadas no PONTO 33, sugerem que elas sejam elementos distais da borda oposta. E mais, que o sistema lacustre avançara em determinado momento até aquela borda sudeste, o que é atestado pela grande semelhança dos quartzitos do embasamento da borda com aqueles que se intercalam como seixos angulosos nos metarritmitos ali presentes. Estas relações e o próprio posicionamento da associação faciológica C, em quase toda sua extensão situada entre o embasamento e a associação D₁, levam à suposição de que a borda sudeste, pelo menos temporariamente, foi menos ativa que a noroeste durante o processo de preenchimento da bacia. E que, os sedimentos da associação faciológica D₁ depositaram-se tardia ou posteriormente a aqueles da associação C.

Na Bacia Eleutério, num primeiro momento, a sedimentação esteve controlada por aporte de detritos oriundos de áreas fontes situadas a noroeste, permitindo o desenvolvimento de depósitos subaéreos até subaquosos, de noroeste para sudeste. Para estes últimos, distais, não pode ser ainda descartada uma possível ambiência marinha.

As características dos depósitos, como a imaturidade mineralógica e textural, aliada à sedimentação episódica e de alta energia, apontam para a conjugação de fatores tectônicos e climáticos que controlavam decisivamente a evolução sedimentar dessa bacia. As condicionantes climáticas parecem estar relacionadas ao domínio de clima árido a semi-árido, sujeito a chuvas torrenciais sazonais, responsáveis pela instalação de sistemas fluviais efêmeros peri-desérticos (rios de *wadi*) e, provavelmente, de verdadeiras campos de areia (dunas e lençóis de areia) intermediariamente aos sistemas lacustres (*playa lakes*) ou marinhos (?) mais distais. A sazonalidade dos processos pluviais/fluviais está marcada pela constante construção/degradação dos depósitos subaquosos e eólicos, com os primeiros preponderando sobre os últimos. Está registrada também na ritmicidade dos metalaminítos, com deposição várvida, refletindo pulsos de turvação de águas calmas, sem quaisquer perturbações nos processos de franca suspensão, a não ser quando em resposta aos processos tectônicos mais vigorosos.

As análises realizadas por Caputo & Crowell (1985), a partir de dados estratigráficos e paleomagnéticos, situam o centro glacial até o Cambro-Ordoviciano, para além da costa setentrional africana, em regiões oceânicas (FIGURA 5.4). Enquanto isso, as porções meridionais da África e América do Sul encontravam-se em latitudes médias a baixas, favorecendo o predomínio de climas quentes nestas regiões. No Cambro-Ordoviciano apenas é que o centro

glacial deve ter atingido as áreas continentais gondwânicas, noroeste da África, migrando até o Siluriano para as porções meridionais da África e América do Sul.

Na porção brasileira do Gondwana Ocidental Assine & Soares (1989) correlacionaram à passagem do centro glacial, já no limite do Ordoviciano-Siluriano, os depósitos diamictíticos da Formação Iapó (Maack 1947) integrante do Grupo Rio Ivai (Assine *et al.* 1993, *apud* Milani *et al.* 1994), unidade pré- Furnas da Bacia do Paraná.

A conformação paleogeográfica oferecida por Caputo & Crowell (1985) para os tempos eopaleozóicos, parece tornar coerente as inferências paleoclimáticas sugeridas aqui para a Bacia Eleutério.

FIGURA 5.4 - Trajetória dos centros glaciais de acordo com a sua migração através da porção oeste do Gondwana durante o Paleozóico (Caputo & Crowell 1985).

5.3. Geologia Estrutural

Como o objetivo principal dos estudos é a reconstrução paleoambiental, os estudos estruturais no campo estiveram voltados exclusivamente para os metassedimentos da bacia Eleutério. Correlações de caráter regional apoiaram-se nos dados da bibliografia que se detêm sobre a evolução das rochas do embasamento.

Os remanescentes da Bacia Eleutério encontram-se limitados por duas falhas sub-paralelizadas, que constituem ramificações da porção sul da Zona de Cisalhamento Jacutinga e que estabelecem relações de contato tectônico entre os depósitos anquimetamorfizados e o embasamento de maior grau metamórfico. Existe relativa concordância estrutural do *trend* da Zona de Cisalhamento com as direções do acamamento tectonizado da Bacia e da clivagem ardosiana que o afeta. Campanha *et al.* (1982) e Zanardo (1987) obtiveram para a foliação milonítica na Zona de Cisalhamento direções em torno de N60-70°E com mergulhos altos para noroeste, enquanto que o acamamento reliquiar e a clivagem ardosiana nos epimetamorfitos assumem, respectivamente, atitudes médias de N57E 72NW e N51E 87SE.

Zanardo (1987) e Zanardo *et al.* (1988) obtiveram, em ordem de concentração, os máximos N73E 80NW, N28E 79NW, N74E 62SE e N49W 84SW para os polos dos planos de acamamento (FIGURA 5.5A), resultados em muito similares aos obtidos neste trabalho (FIGURA 5.6A). Destaca-se que a polaridade estratigráfica é quase sempre normal, com indicações de topo predominantemente para NW e, muito subordinadamente, para NE e SW em blocos relativamente rotacionados segundo o eixo vertical. Localmente, ao longo das bordas norte e sul da bacia, ocorrem situações de incipiente inversão das camadas que mantêm altos ângulos de mergulho e sem configurar fechamentos sinformais ou antiformais.

Para a clivagem ardosiana e reticular os primeiros autores obtiveram uma dispersão da foliação para NW (FIGURA 5.5B), não obtida por este autor, ao considerar como clivagem ardosiana, tanto nos metapelitos quanto nos metapsamitos, a foliação fina impressa predominantemente pela orientação de minerais micáceos neoformados (FIGURA 5.6B). Enquanto a análise dos diagramas obtidos por Zanardo (1987) e Zanardo *et al.* (1988) levou-os à suposição de que o desenvolvimento da foliação ocorreu antes da compartimentação da bacia em blocos, a análise dos diagramas aqui obtidos supõe que esta compartimentação e possíveis rotações de blocos ocorreram predominantemente durante a geração da foliação metamórfica.

As relações entre as atitudes do acamamento e da clivagem ardosiana indicam, quase sempre, situações antiformais para sul. No entanto, tais estruturações não foram observadas. Localmente,

apenas, foram observadas dobras de arrasto centimétricas, fechadas, com pequeno espessamento apical e convexidade voltada para o caimento do plano de falha e com atitudes dos eixos de N08E 60NE, onde S_0 rotacionou para N50W 62NE, e de N62E 50NE, onde S_0 tem atitude N82E 72NW. Em ambos os casos o plano axial às dobras corresponde a uma clivagem ardosiária associada a um cisalhamento simples (FOTOMICROGRAFIA 5.3), originado durante a fase de encurtamento da bacia, a partir de uma movimentação transcorrente dextral com componente oblíqua de empurrão. Em uma outra situação (PONTO 16) configura-se dobra métrica aberta, com atitude média do eixo N80W 47NW, onde a clivagem ardosiária, paralelizada ao acamamento, também está dobrada. Tal estrutura, neste caso, corresponde a um evento tardio à fase de encurtamento da bacia, configurando provável feição *en echelon* associada a uma movimentação transcorrente sinistral da Zona de Cisalhamento, com esforços compressivos máximos orientados segundo NE-SW (DESENHO 3).

FIGURA 5.5. - Diagramas do acamamento e das clivagens ardosiária e reticular, obtidos por Zanardo (1987) e Zanardo *et al.* (1988) nos metassedimentos da Bacia Eleutério.

FIGURA 5.6 - Projeções polares do acamamento (S_0) e clivagem ardosiária (S_1) medidos nos metassedimentos da Bacia Eleutério, obtidos neste trabalho.

Falhas e juntas são feições bastante conspícuas afetando os depósitos da bacia. Através da análise mesoscópica verificou-se que estas, quase sempre, interceptam a clivagem ardosiana e o acamamento, denotando-se como feições tardias aos processos de encurtamento e geração da foliação metamórfica. A análise destas feições no campo permitiu categorizar falhas cujos deslocamentos são puramente dextrais ou sinistrais, normais ou inversos e também mistos, caracterizando a existência de movimentações oblíquas. Os planos de falhas apresentam-se frequentemente com estrias de atrito superpostas, representativas de diferentes movimentações em um mesmo plano. No conjunto as falhas, juntas e as raras dobras definem dois conjugados destas feições superpostos. Os rejeitos observados nos planos de falhas variam desde alguns centímetros (FOTOGRAFIA 5.22) até alguns metros (FOTOGRAFIA 5.23). No entanto, o arranjo de blocos e as relações estratigráficas entre eles permitem inferir que os rejeitos podem ter atingindo a casa dos quilômetros, na fase de encurtamento da bacia. As juntas apresentam-se ora fechadas, ora preenchidas por quartzo, de origem hidrotermal, com espessuras desde milimétricas até de poucos centímetros. O quartzo apresenta-se sempre fraturado e o plano das juntas com estrias de atrito, evidenciando progressividade ou superposição de eventos deformacionais. Em boa parte, o quartzo hidrotermal preencheu juntas com dimensões centimétricas, abertas em locais de transtração sob condições gerais de esforços compressivos, configurando fraturas T, de partição. Em algumas situações a clivagem ardosiana parece afetar veios de quartzo pré-existent em metarenitos arcosianos, provocando nestes ondulações e rejeitos milimétricos.

Para a fase de abertura com preenchimento sedimentar da bacia (evento A) seria compatível movimentação lateral sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Jacutinga, ou pelo menos para a porção meridional desta, considerando-se que: 1) as paleocorrentes indicam transporte de detritos de NW para SE e vice-versa, associados respectivamente às bordas noroeste e sudeste da bacia; 2) a sinuosidade ou inflexão da Zona de Cisalhamento de ENE-WSW para NNE-SSW, desde a região de Itapira passando por Jaguariuna (FIGURA 4.3) e; 3) as rotações verticais do acamamento e da foliação metamórfica foram apenas localizadas, preservando assim as direções de transporte de detritos quase inalteradas. Entretanto, deve ser levado em conta as várias situações em que as bacias de afastamento (*pull-apart*) podem ser geradas, conforme Wilcox *et al.* (1973), Crowell (1974a e b), Mann *et al.* (1983), Christie-Blick & Biddle (1985), entre outros (Capítulo 2.3.6). Mas, por outro lado, a geometria do mosaico de cisalhamentos da região é caracterizada por sinuosidades e anastomosamentos, o que torna mais plausível a hipótese de geração de bacias a partir de encurvamentos, como anteriormente sugerido por Campos Neto (1991). No entanto, este último autor vinculou tal hipótese a uma movimentação lateral direita da Zona de Cisalhamento, em ambiente geral compressivo com regiões locais transtrativas.

Na fase de inversão (evento B), de acordo com as considerações anteriores, a bacia foi encurtada em sua largura original, suas camadas foram empinadas para noroeste predominantemente e uma foliação metamórfica se impôs obliquamente ao acamamento. É possível que haja uma associação entre os planos de desenvolvimento de S_1 e as fraturas R e P, baseando-se na pequena variação angular dos planos da foliação com aqueles da zona principal de deslocamentos. As características das dobras de arrasto localizadas, dos aspectos microestruturais descritos por Zanardo (1987) e Zanardo & Oliveira (1990) e das relações entre o acamamento, foliação e descontinuidades, indicam como elemento motriz desses processos cisalhamento predominante rúptil associado a movimentação transcorrente dextral com componente de empurrão.

Estão registrados na bacia dois outros eventos deformacionais de caráter rúptil, tardios ou posteriores à sua inversão, que em muito contribuíram para novas justaposições, embutimentos e soerguimentos de blocos falhados. Ao evento C corresponderam esforços máximos compressivos orientados segundo NE-SW, que imprimiram às bordas da bacia deslocamentos sinistrais com fortes componentes normais. No evento D os esforços máximos compressivos orientavam-se segundo NNW-SSE, com variações para NW-SE, incidindo quase ortogonalmente sobre as bordas da bacia e imprimindo-lhes falhas dextrais e sinistrais conjugadas, associadas com forte componente inversa.

Os resultados obtidos para o tratamento das descontinuidades, conforme os preceitos discutidos nos capítulos 2.3.4 e 2.3.5, podem ser vistos no DESENHO 3, onde os vários tipos de populações de falhas analisadas tiveram os seus eixos de máxima compressão e extensão determinados em vários pontos de afloramentos descritos (TABELA 5.4).

Apesar de que para alguns diagramas o número de medidas obtidas tenha sido pequeno, nota-se que assim mesmo a coerência das atitudes dos tensores máximos é razoável.

É necessário ressaltar que as falhas analisadas e representadas nas ilustrações citadas, além de interceptarem o acamamento (S_0), fazem-no também com a foliação metamórfica (S_1).

Assim, após a geração da foliação S_1 (evento B) juntamente com o basculamento de S_0 para NW em geral, a bacia foi afetada por dois eventos de cisalhamentos superpostos (eventos C e D). O primeiro (evento C), bastante obliterado pelo segundo e último, teve compressão máxima dirigida segundo NE-SW e extensão máxima segundo NW-SE que, interceptando obliquamente a zona principal de cisalhamento que limita a bacia, imprimiu-lhe reativações de caráter sinistral, empurrões com direção NW-SE e dobras abertas centimétricas a métricas, *en echelon*, identificadas localmente, com eixos orientados para WNW (PONTO 16, DESENHO 3). Ao

mesmo tempo, movimentação com caráter normal são evidenciadas principalmente na borda sudeste da bacia com direção predominante NE-SW, provavelmente expondo janelas do embasamento no interior da bacia (lente quartzítica a NE que se inicia no PONTO 15) e soerguendo toda a faixa que engloba as associações de fácies C nesta borda, rebaixando a associação de fácies D imediatamente a NW desta e soerguendo a associação faciológica A em contato tectônico com esta última a noroeste, gerando uma estruturação em *horsts* e *grabens*. Em direção à porção SW da bacia é possível que falhas de empurrão com componente dextral (antitéticas) tenham contribuído para a justaposição dos blocos representados pelas associações de fácies A₂ e A₃/B, soerguendo estes últimos com relação aos dois blocos representativos da associação A₂, justapostos a SW e NE das associações A₃/B.

O segundo evento (D), mais conspícuo, inclusive ao nível mesoscópico, interceptou a zona de falha que limita a bacia com direção geral N60°E, quase ortogonalmente, com tensores máximos de compressão orientados segundo NNW-SSE e com eixos subhorizontais e os de extensão orientados segundo ENE-WSW com variações locais, situando-os direcionados de NW-SE e NE-SW, respectivamente. Associam-lhes falhas inversas ou de empurrão orientadas de NE-SW, localmente com atitudes paralelizadas ao So e reincidentes sobre as antigas falhas normais do evento anterior. Ao mesmo tempo, movimentações de falhas dextrais com pequena componente reversa com direção NW-SE a WNW-ESE foram geradas, provocando rotações de blocos no sentido anti-horário, como nas associações A₃/B (região do PONTO 50). Associam-se provavelmente também a esse evento passagens laterais dextrais que deslocaram as ocorrências isoladas, situadas a SW da bacia principal, para NW.

Os dois outros eventos (A e B) de cisalhamentos pretéritos têm seus registros evidenciados no arranjo do pacote sedimentar e na geração da clivagem ardosiana.

O primeiro (evento A), a partir de rifteamento com direção NE-SW e extensão NW-SE, propiciou a formação de um *graben* alongado que recebia os detritos oriundos das escarpas de falhas de noroeste e sudeste, como indicam as direções das paleocorrentes (FIGURA 5.3). Se se considerar, num âmbito mais regional, possíveis rotações anti-horárias posteriores, provocadas pelo último cisalhamento relacionado à compressão NW-SE, as paleocorrentes poderiam provir de aproximadamente N e S, das bordas nordeste e sudeste, respectivamente. Tais aspectos indicam uma movimentação relativa com caráter sinistral ao longo da zona da Zona de Cisalhamento de Jacutinga durante este evento.

O evento sucessivo à abertura e preenchimento da bacia (evento B), diferentemente do anterior, propiciou seu encurtamento, empinamento do acamamento para NW e geração de uma foliação metamórfica (S₁). A compressão máxima esteve com seu eixo orientado segundo NW-SE

a WNW-ESE, subhorizontalizado, levemente inclinado para NW, imprimindo movimentação com caráter dextral a um cisalhamento rúptil-dúctil. Conforme Zanardo & Oliveira (1990) nesse processo metamórfico estiveram envolvidas temperaturas mínimas da ordem de 290°C, implicando na orientação de filossilicatos (illitas, cloritas, sericitas, etc) neoformados obliquamente ao acamamento reliquiar, em estruturas *beards* e de dissolução por pressão.

Plano de falha	Estria	Rejeito*	Plano de falha	Estria	Rejeito	Plano de falha	Estria	Rejeito
PONTO 15 - EVENTO D			PONTO 50 - EVENTO C			240/40	200/33	D
344/87	253/12	D	330/68	16/60	I	PONTO 57 - EVENTO D		
335/80	245/10	D	158/85	238/65	I	10/80	90/40	D
346/82	76/01	D	62/45	61/45	I	24/85	114/02	D
PONTO 16 - EVENTO D			84/40	44/34	I	172/85	258/42	D
306/70	34/04	D	PONTO 50 - EVENTO D			04/88	274/28	D
338/75	60/28	D	200/82	118/45	D	10/80	283/24	D
360/84	273/25	D	16/88	288/72	D	PONTO 77 - EVENTO C		
16/68	83/45	D	188/90	264/55	D	218/85	148/74	N
14/66	84/35	D	214/77	304/00	D	320/70	334/70	N
PONTO 22- EVENTO C			16/85	290/18	D	128/80	155/85	N
347/68	18/64	S	212/90	300/30	D	360/72	348/65	N
193/90	103/15	S	PONTO 50 - EVENTO D			350/65	22/65	N
190/85	286/05	S	305/60	12/42	D	330/75	300/82	N
PONTO 22 - EVENTO D			322/80	58/20	D	360/70	318/72	N
282/68	04/20	S	PONTO 54 - EVENTO C			PONTO 77 -EVENTO D		
118/85	28/08	S	38/65	308/00	D	10/75	96/20	D
132/42	42/00	S	45/73	318/08	D	210/90	300/10	D
PONTO 43 - EVENTO C			66/66	07/47	D	38/80	118/55	D
353/59	350/60	N	52/73	340/51	D	180/85	261/55	D
150/50	191/45	N	352/62	267/13	S	PONTO 79 - EVENTO D		
170/45	190/42	N	PONTO 54 - EVENTO D			30/43	38/41	I
152/40	200/32	N	48/84	319/08	S	196/35	150/30	I
330/52	310/51	N	220/70	133/08	S	190/43	165/40	I
122/32	160/20	N	46/76	136/00	S	170/57	170/56	I
304/77	260/70	N	38/65	128/00	S	130/50	91/45	I
PONTO 43 - EVENTO D			38/84	128/08	S	306/42	316/40	I
347/16	65/05	I	44/70	132/03	S	132/46	114/47	I
333/25	315/24	I	245/85	333/26	S	155/45	128/40	I
123/62	186/41	I	172/77	249/42	D	154/60	140/57	I
326/31	337/31	I	180/70	256/38	D	127/45	112/40	I
333/64	15/57	I	173/68	248/33	D	*Rejeito: D - dextral S - sinistral N - normal I - inverso		
PONTO 50 - EVENTO C			352/60	272/21	D			
110/60	70/48	N	345/73	255/07	D			
124/46	76/36	N	PONTO 57 - EVENTO C					
150/70	140/70	N	160/85	248/45	S			
324/88	234/80	N	178/77	261/24	S			

TABELA 5.4 - Atitudes dos planos de falhas e de suas estrias de atrito e o sentido dos rejeitos

6. ORIGEM E EVOLUÇÃO DA BACIA ELEUTÉRIO

A origem da Bacia Eleutério está intrinsecamente relacionada com a evolução geológica da porção meridional do Gondwana Ocidental nos finais do Proterozóico Superior e início do Fanerozóico. No entanto, constitui-se ainda tema em aberto precisar a evolução geológica dessa porção gondwânica nesse período, apesar da existência de várias proposições acerca da mesma que, em geral, guardam poucos pontos consensuais. Nesse sentido, é possível que as proposições sobre a origem e evolução da bacia Eleutério aqui formuladas constituam alimento para modelagens mais amplas. Mas, deve ser ressaltado que as modelagens existentes a respeito da evolução geológica regional contribuíram em muito para tais formulações, apesar de que nenhuma delas contemplasse de modo plausível considerações sobre a evolução específica da Bacia Eleutério.

Baseando-se em Ebert (1968 e 1971) e em Cavalcante *et al.* (1979), que atribuíram uma inflexão de ENE-WSW para NNE-SSW da Zona de Cisalhamento de Jacutinga e nos dados estruturais, estratigráficos e de paleocorrentes da Bacia Eleutério, invoca-se para a nucleação dessa bacia uma movimentação lateral esquerda ao longo desta zona de cisalhamento (FIGURA 6.1). Em setor dessa zona com inflexão, ou sinuosidade, à esquerda do sentido do movimento, predominou regime transtraccional, propiciando o abatimento de blocos e embaciamento, que progrediu na proporção direta da continuidade do deslocamento lateral esquerdo ao longo da zona transcorrente.

Com o continuar do deslocamento sinistral a bacia atingiu o seu estágio de juventude, conformando bacia em *lazy S* (conforme Mann *et al.* 1983). A sedimentação foi alimentada com o aporte de detritos oriundos predominantemente da borda noroeste, tectonicamente mais ativa e escarpada. A partir desta, instalou-se sistema de leques aluviais coalescentes, transicional rumo a sudeste à planície aluvial e esta, por sua vez, transicionou em suas porções terminais para corpo d'água lacustre (ou marinho?).

A bacia atingiu o estágio de maturidade (estágio 4, FIGURA 6.1) recebendo contribuição detrítica oriunda predominantemente da borda sudeste, tectonicamente mais ativa devido ao adernamento do seu assoalho neste sentido. A partir desta borda foram instalados sistemas deposicionais similares ao da borda noroeste. No início deste episódio sedimentar os depósitos de leques interdigitaram-se com aqueles lacustres mais distais associados com a borda oposta.

FIGURA 6.1 - Gênese e evolução da Bacia Eleutério: 1. Configuração de geometria propícia à transtração em setor encurvado ao longo da transcorrência sinistral. 2. Nucleação da bacia sobre abertura incipiente. 3. Com o aumento da separação, a bacia tem sua largura aumentada, seu assoalho aderna-se para noroeste recebendo contribuição de detritos oriundos principalmente desta borda. 4. Na fase de maturidade o assoalho da bacia inicia adernamento para sudeste, dispondo aí o predomínio de áreas fontes. 5. Modificação do movimento transcorrente (para dextral) provoca a inversão e encurtamento da bacia. 6. Com o continuar da inversão e encurtamento ocorre a fragmentação da bacia ao longo da zona de cisalhamento.

O preenchimento da bacia chegou ao seu fim com a sua inversão e encurtamento provocados por mudanças no sentido do deslocamento da zona transcorrente: de sinistral para dextral. Os pacotes sedimentares foram comprimidos segundo direção NW-SE, deslizando-se entre si ao longo de falhas dextrais com forte componente oblíqua reversa, resultando na ejeção, translação e rotação de blocos falhados, acompanhados de metamorfismo de grau muito baixo, responsável pela geração da foliação S_1 (estágios 5 e 6, FIGURA 6.1).

Não é possível ter precisão sobre o grau de desenvolvimento que atingiu a Bacia Eleutério, mas a presença de fácies de águas calmas, como de metarritmitos e metalaminos das associações de fácies B, evidenciam condições de depocentro remoto com relação às bordas escarpadas (com fluxos de alta energia), sugerindo que a Bacia obteve o seu estágio de maturidade ou até de extremo desenvolvimento (conforme Mann *et al.* 1983). Entretanto, não existem os registros de magmatismo sin-sedimentar, nem tampouco a presença de fácies comprovadamente marinhas associadas ao preenchimento da Bacia Eleutério, aspectos identificadores de máximo desenvolvimento de uma bacia de afastamento, quando esta se alonga indefinidamente até atingir condições de bacia oceânica (Mann *et al.*, 1983).

Os dados compilados ao longo do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (FIGURA 4.3) indicam uma contigüidade, ou mesmo continuidade, da Bacia Eleutério com a Bacia Pouso Alegre (Leonardos Junior *et al.* 1971), em Minas Gerais, sugerindo a existência de um controle estrutural e tectônico comum para a geração e evolução de ambas. Apesar de que ainda não existem estudos com maiores detalhes que permitam atestar correlações mais estreitas, as grandes similaridades estruturais e litofaciológicas entre essas bacias e suas ocorrências isoladas são fortes indicativos para tais considerações.

Se admitida uma continuidade entre as bacias Eleutério e Pouso Alegre, teríamos preservados cerca de 100 km de extensão da bacia, que de acordo com Aydin & Nur (1985) refletiria uma largura mínima de mais de 30 km. Se considerada apenas a Bacia Eleutério com suas ocorrências isoladas, esta teria 30 km da extensão preservada, o que projetaria uma largura mínima de 10 km, o que parece estar bem aquém de sua largura original, tendo em vista o amplo e diversificado desenvolvimento das fácies sedimentares que a preencheram. Atingindo largura máxima atual de cerca de 1,2 km e com as camadas mergulhando em média 60° para noroeste, a Bacia Eleutério foi preenchida com um pacote (preservado) de pelo menos 1100 m de espessura, o que, também, está aquém da espessura original, pois na sua fase de inversão e encurtamento e nas fases tardias de deformação seus pacotes foram constantemente expostos e arrasados pela erosão.

De seus depósitos associados com a borda noroeste, iniciais do preenchimento, estão preservadas aquelas porções mais distais dos leques aluviais ou transicionais para a planície aluvial, onde se iniciam mais francamente os processos de sedimentação por tração e suspensão, associando-se a instalação de canais fluviais entrelaçados ao lado de enxurradas sazonais (durante as grandes pluviosidades) e do retrabalhamento eólico (predominantemente durante os períodos de estiagens). As porções mais próximas dos leques aluviais instalados nessa borda foram arrasadas. As transições entre as fácies preservadas associadas às áreas fontes de noroeste, dão-se rumo à borda oposta da bacia e, aparentemente, rumo à sua continuidade sudoeste, ocorrendo aí recorrência de fácies mais proximais (A_2) para além das fácies A_3 (mais distais), o que pode ser mais compatível com os efeitos da justaposição tectônica sin e pós-inversão da bacia. Não se deve, portanto, relacionar todas essas transições aos efeitos da migração da área fonte durante o preenchimento (aspecto característico de bacias transtracionais) em se considerando os vetores médios das paleocorrentes (FIGURA 5.3).

Como depósitos associados à borda sudeste, tardios, mas contemporâneos com relação a aqueles da borda noroeste no preenchimento da bacia, estão preservadas principalmente as porções proximais dos leques aluviais representadas por depósitos de fluxos de detritos, além de depósitos intermediários de metaconglomerados polimíticos com lentes arenosas intercaladas (PONTO 64) e de depósitos medianos a distais dos leques aluviais representados por fácies de metaconglomerados polimíticos, metarenitos e metapelitos (Ocorrência Isolada I_1). As transições nas fácies preservadas dão-se rumo à borda oposta, como entre os termos clasto-sustentados (D_1) e areia-sustentados (D_2) e através de interdigitações entre termos psefíticos, psamíticos e pelíticos (Ocorrência I_1). Localmente, ao longo da borda tectonizada de sudeste (PONTO 33) verifica-se interdigitações entre fácies distais da borda noroeste (metalaminitos) com aqueles da borda sudeste (metarenitos e metaconglomerados monomíticos), evidenciando a progradação das fácies proximais da borda sudeste sobre as fácies distais da borda oposta.

A ocorrência isolada I_4 (PONTO 54), constituída de cascalhos polimíticos imaturos mineralogicamente, mas texturalmente maduros (clastos arredondados a subarredondados), parece se associar à dinâmica da borda sudeste, se se considerar os seixos de riólitos presentes associados às áreas do magmatismo Morungaba, cujo edifício vulcânico, supostamente exumado comportaria tal associação de fácies (baseando-se em Vlach, 1993).

Na fase de inversão e encurtamento da Bacia Eleutério, assim como ocorrido nas demais bacias eopaleozóicas do Estado e adjacências, a feição mais representativa deste processo deformacional é a foliação metamórfica (S_1), correlacionada por vários autores (e.g. Fiori *et al.* 1978, Campanha *et al.*

1986, Zanardo 1987 e Vasconcellos 1988, entre outros) aos eventos tardios de deformação da Região Sudeste, geralmente identificados com a fase de dobramentos D_4 , ora D_3 . À esta fase correspondeu movimentação lateral direita ao longo da Zona de Cisalhamento Jacutinga, contrária ao deslocamento gerador da abertura, lateral esquerdo.

As relações angulares entre as direções do acamamento (S_0) e da foliação metamórfica (S_1), quase sempre entre $0-10^\circ$, levam à suposição de que S_1 corresponda aos planos das fraturas R (de Riedel) e P (de Tchalenko & Ambraseys 1970), geradas sob tensões parcialmente confinadas nas fases de pico deformacional (de acordo com Bartlett *et al.* 1981) e reorientadas segundo a zona de deslocamento principal (PDZ) durante as fases de pós-pico e residual, progressivas na deformação compressiva. Nesta fase de encurtamento, além da geração da foliação metamórfica ocorreram as principais rotações (predominantemente horizontais) e translações de blocos; neste caso, tanto ao longo da PDZ quanto ortogonal ou obliquamente à bacia, a partir de compartimentações associadas com falhas principais ou conjugadas de altos ângulos com a PDZ, geralmente com componentes oblíquas. Se se considerar uma continuidade pretérita entre as bacias Eleutério e Pouso Alegre, seria provavelmente nesta fase de encurtamento que ocorreria a separação entre ambas, a partir de movimentação dextral, uma vez que nos metassedimentos Eleutério as rotações de S_1 são mínimas enquanto que S_0 , este sim, apresenta rotações consideráveis (FIGURA 5.6).

Tardiamente ou posterior à inversão e encurtamento da Bacia, as duas fases deformacionais rúpteis sucessivas, com eixos máximos compressivos orientados, respectivamente, segundo NE-SW e NNW-SSE, contribuíram ainda mais para o retalhamento, justaposição de blocos e para a exposição destes à erosão. Esses eventos podem ter se desenvolvido até o Neofanerozóico ou terem se restringido ao próprio Eopaleozóico. Certo é que as descontinuidades a eles associadas interceptam S_0 e S_1 .

O conteúdo sedimentar e faciológico da Bacia Eleutério indica condições de clima árido a semi-árido para a deposição, coadjuvando chuvas torrenciais esporádicas ou sazonais com retralhamento eólico. A imaturidade mineralógica e textural dos sedimentos é indicativa da ausência de fixação vegetal em superfície que pudesse imprimir intemperismo químico marcante.

A datação radiométrica K-Ar em seixo riolítico (PONTO 54) com metamorfismo de muito baixo grau, compatível com o da matriz, forneceu idades de 530 ± 15 Ma provavelmente relacionada ao resfriamento metamórfico, colocando assim um limite superior de idades para a sedimentação e metamorfismo. Entretanto, esse dado deve ser analisado com cautela, uma vez que compreendeu uma

datação isolada na Bacia que, apesar do resultado confiável, o significado geológico carece de melhor aprofundamento, mesmo sendo compatível com aquelas datações realizadas por Hama & Cunha (1977) na Bacia Pouso Alegre. Talvez o aspecto que mais reforce esta interpretação da idade seja o da associação dos seixos riolíticos com o edifício vulcânico Morungaba e não o fato da idade em si obtida.

Além das similaridades com a Bacia Pouso Alegre, existe relativa concordância de processos geradores entre as bacias Eleutério e do Pico de Itapeva (Riccomini 1993), situando esta última dentro do Cinturão de Cisalhamento São Paulo, a sudeste do Cinturão Ouro Fino. Riccomini (1993) apontou origem tectônica similar para essa bacia, associada com movimentação lateral esquerda da Zona de Cisalhamento Jundiuvira e geração de bacia em forma de *lazy S*. Neste caso também, as similaridades estruturais e litofaciológicas são marcantes entre as mesmas, ressaltando a existência de fácies francamente litorâneas presentes na Bacia do Pico do Itapeva, não observadas na Eleutério. O autor concluiu pela existência de áreas fontes situadas a SSE, transicionais de ambientes subaéreos (*debris apron*) até ambientes subaquosos litorâneos, a NNW.

Com as demais bacias eopaleozóicas do Estado de São Paulo, como Quatis (Campanha *et al.* 1985 e Teixeira & Campanha, 1986), Samambaia (Petri & Suguio, 1969 e Campanha *et al.* 1988) e Salto de Pirapora (Hasui *et al.* 1982 e 1989), são boas, também, as similaridades estruturais e litofaciológicas (FIGURA 4.7). A associação e o controle das zonas de cisalhamentos para a geração e evolução dessas bacias são aspectos relatados ainda por vários autores.

Teixeira (no prelo) sugeriu áreas fontes situadas a sudeste para o preenchimento da Bacia Quatis. Petri & Suguio (1969) sugeriram contribuições oriundas de noroeste para o preenchimento da Bacia Samambaia. Para a Bacia Salto de Pirapora não existem hipóteses sobre proveniência.

Ainda que para a origem de cada uma delas tenha havido condicionantes estruturais específicos, aquelas tectônicas parecem ter sido comuns e contemporâneas, permitindo inferir ao longo da Faixa Ribeira condições propícias para embaciamentos associados com regimes transtracionais. As condições tectônicas provavelmente relacionam-se à transcorrência em fase pós-colisional e pós-orogênica, motivada pelo reajuste entre blocos convergentes (Basei & Brito-Neves 1992) com componentes de contração associada ao resfriamento crustal (Cordani *et al.* 1984).

Esses eventos de geração de bacias de afastamento tiveram lugar provavelmente entre 600 - 530 Ma, sendo o limite inferior dado pelo magmatismo granítico tardi a pós-colisional que marcou toda a região Sudeste (Vlach 1993, entre outros) e o limite superior baseado nas datações radiométricas K-

Ar obtidas por Hama & Cunha (1977) nos metassedimentos Pouso Alegre e neste trabalho em seixo riolítico da Bacia Eleutério (TABELAS 4.1 e 5.1).

Considerando-se os aspectos acima relacionados, como as similaridades litofaciológicas, estruturais e tectônicas entre as bacias eopaleozóicas do Estado de São Paulo e adjacências e, considerando-se as inferências paleoclimáticas e paleogeográficas de Caputo & Crowell (1985), é possível sugerir uma contemporaneidade para a evolução destas bacias durante o intervalo Proterozóico Superior-Cambriano. Enquanto o centro glacial, segundo os autores, deslocava-se das regiões oceânicas em direção ao norte da África gondwânica, as porções meridionais da então América do Sul deslocava-se de baixas latitudes, mais quentes, para aquelas mais altas. Apenas no limite Ordoviciano-Siluriano (diamictitos Iapó) é que o centro glacial atingiria as porções da incipiente Bacia do Paraná (Assine & Soares 1989, Milani *et al.* 1994, entre outros), dispondo um intervalo de cerca de 160 Ma. (aproximadamente entre 600-440 Ma.) para a ocorrência de condições climáticas áridas a semi-áridas na porção gondwânica em foco. Entre 600-530 Ma. (Proterozóico Superior-Cambriano Médio), intervalo aqui considerado para a evolução da Bacia Eleutério e correlatas, essas condições climáticas parecem ter predominado durante a sedimentação.

Apesar de os dados disponíveis à respeito das bacias eopaleozóicas ainda imponham limitações, pode-se aventar a hipótese da existência de área oceânica restrita, provavelmente do tipo golfo, ocupando o interior da Faixa Ribeira. Esta área oceânica se estenderia desde pelo menos Minas Gerais/São Paulo, entre as bacias Eleutério-Pouso Alegre e Pico de Itapeva, passando pelas bacias Salto de Pirapora, Quatis e Samambaia, avançando até os estados do sul do país e abrindo-se a oceano franco (Proto-Pacífico) para além destes. Ladeando o suposto golfo, coalesceram áreas fontes e embaciamentos, aos quais associou-se sedimentação continental subaérea e subaquosa, transicional e marinha rasa.

Quando da inversão tectônica, as áreas entre Minas Gerais e São Paulo da Faixa Ribeira entram em processo predominantemente ascensional e as condições de golfo foram recuadas e interrompidas, o que provavelmente ocorreu em todo o Gondwana meridional.

7.- CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nos estudos desenvolvidos, os seguintes pontos devem ser considerados:

a) A forma alongada da bacia e seus limites tectônicos, o caráter episódico da sedimentação, a multiplicidade litológica das áreas fontes e a imaturidade textural e mineralógica dos depósitos, aliados ao intrínseco relacionamento da bacia com zonas de cisalhamento pretéritos, sugerem o embaciamento do tipo *pull apart* (conforme Wilcox *et al.* 1973 e Crowell 1974a e b, dentre outros) para os sedimentos Eleutério. O mesmo foi sugerido por Zanardo *et al.* 1988; Zanardo & Oliveira 1990 e Campos Neto 1991.

b) À geração da calha deposicional, ou abertura da bacia, correspondeu o evento tectônico A. Neste evento, como indicam as estruturas sedimentares, os vetores de máxima extensão estiveram orientados segundo NNW-SSE. Considerando-se que o *trend* regional das estruturas do embasamento inflete de NNE-SSW para ENE-WSW, seria mais compatível uma movimentação lateral sinistral para a geração de setores transtracionais ao longo da zona de falhas. Uma vez que as bacias de afastamento podem ser geradas associadas a outros arranjos de falhas, e não apenas a partir de sinuosidades destas (conforme Crowell 1974 a e b, Christie-Blick & Biddle 1985 e Aydin & Nur 1985, entre outros), a hipótese da movimentação sinistral é condicionada ao tipo de arranjo suposto.

c) A sedimentação processou-se condicionada a uma calha alongada segundo direção NE-SW, grosso modo, limitada a noroeste e sudeste por falhas de alto ângulo de mergulho, com componentes de movimentações verticais. A estas associaram-se escarpas íngremes com faces convergentes, cortadas transversalmente por múltiplos sulcos paralelizados, que canalizavam e carreavam os detritos dos planaltos para as regiões subsidentes da calha.

d) As fácies apicais do sistema de leques aluviais associado à borda noroeste não foram reconhecidas na área estudada. Provavelmente foram arrasadas durante os processos erosivos posteriores. Deste sistema, que predomina em área de ocorrência, restaram os representantes mais distais das associações faciológicas A, B e C. Já para a borda sudeste, os seus representantes são as

associações faciológicas apicais D e a ocorrência isolada I₁ (PONTO 16). Neste caso, os representantes mais distais é que foram erodidos.

e) A disponibilidade à degradação erosiva das litofácies pode ter ocorrido em todos os eventos posteriores à abertura (B, C e D) até o Recente. Os registros atuais disponíveis restringem-se às partes embutidas pela tectônica pós-sedimentação e, certamente, tratam-se dos embutimentos mais profundos que houveram. Assim sendo, as dimensões (comprimento x largura) da bacia podem ter sido bem maiores.

f) Concorreu com a tectônica sin-sedimentar, a existência de um clima propício ao domínio do intemperismo físico sobre o químico, como atestam a imaturidade mineralógica e textural dos sedimentos. Além disso, o retrabalhamento intenso dos depósitos, a presença de fácies eólicas retrabalhadas, o caráter episódico, e cíclico, da sedimentação, francamente relacionado com chuvas torrenciais, apontam para ambientes desprovidos de vegetação. A inexistência desta inibiu o intemperismo químico e a fixação dos sedimentos nas planícies aluviais. Apenas nos ambientes de baixa energia (lago ou mar?) é que, provavelmente, as condições para a existência de vida poderiam ser mais propícias (baseando-se na ocorrência de pseudomorfo de pirita nos laminitos das fácies B₂, que poderiam apontar condições de ambiente redutor para a sedimentação).

g) A multiplicidade de áreas fontes está refletida na grande variação litológica dos clastos presentes nos termos psefiticos. Envolvem litotipos oriundos do embasamento pré e sin-brasilianos, como ortognaisses e paragnaisses da Faixa Alto Rio Grande (Hasui & Oliveira 1984) e granitos e granófiros provavelmente brasilianos. Além destes, a presença de riólitos, com estruturas praticamente intactas, a não ser leve metamorfismo coerente com aquele da matriz dos metaconglomerados, coloca em questão a proveniência destes. Uma vez que riólitos assemelhados só ocorrem nas bacias correlatas do sul do país (Fuck *et al.* 1967 e Trein & Fuck 1967), como no Grupo Castro, é de se supor que estas manifestações vulcânicas, pré-existentes à instalação da bacia Eleutério, foram arrasadas totalmente pela erosão. Por isso, não têm registro na literatura sobre a geologia regional. Ou, de outro modo, que a continuidade física da bacia era imensa, ou ainda, que um outro agente de transporte, o gelo, atuou previamente à instalação da bacia, dispondo depósitos glaciais para serem retrabalhados e ressedimentados. As mesmas considerações podem ser feitas em

relação aos jaspelitos laminados e quartzitos róseos, os quais, também, não encontram similares aflorantes regionalmente, conforme a literatura disponível.

h) As relações estratigráficas e os dados de paleocorrentes indicam interdigitação durante a deposição entre os sedimentos oriundos de uma e outra borda da bacia. Mais especificamente, na borda sudeste, as porções distais pelíticas associadas com áreas fontes da borda oposta, receberam clastos que lhes intercalam, pertencentes ao embasamento próximo (PONTO 33). O mesmo pode ter ocorrido em setores com paleocorrentes divergentes. Tais evidências sugerem, também, reativações com componentes verticais de movimentação diácronas, ou de magnitudes diferenciadas, pelo menos temporariamente, entre as duas bordas da bacia.

i) Ao evento tectônico B correspondeu estreitamento da bacia, com os esforços máximos compressivos orientados quase ortogonalmente ao seu arranjo alongado. Neste evento desenvolveu-se a foliação S_1 , acompanhada de cisalhamento rúptil-dúctil e metamorfismo em grau muito baixo. Neste processo, as componentes de esforços tangenciais às bordas da bacia assumiram caráter predominantemente lateral dextral, correspondendo provelmente aos planos de desenvolvimento de S_1 (ou de filossilicatos neoformados, principalmente) fraturas R (de Riedel) e P (de Tchalenko & Ambraseys 1970), baseando-se na pequena variação angular entre estes planos e aqueles da zona principal de deslocamentos.

j) Ao evento tectônico C, correspondeu, provavelmente, uma movimentação tangencial sinistral, com esforços máximos compressivos orientados de NE-SW, associando-se, localmente, dobras abertas com eixos orientados para WNW e falhas inversas orientadas de NW-SE.

k) No evento tectônico D, os esforços máximos compressivos orientaram-se de NW-SE propiciando deslocamentos dextrais ao longo de falhas, neoformadas ou não, com direção NW-SE. A consequência mais conspícua desse evento é o deslocamento das ocorrências isoladas para NW, na porção SW da bacia.

l) A esses dois últimos eventos tectônicos coube, em grande parte, a definição final do arranjo e distribuição atuais das associações faciológicas da bacia.

m) Baseando-se na constituição litológica dos clastos dos pséfitos, nos aspectos da evolução estrutural e tectônica da Bacia e dos terrenos regionais e nas datações geocronológicas existentes, além da aqui obtida, supõe-se que a origem, evolução e inversão da Bacia ocorreu no intervalo entre 600-530 Ma. O intervalo inferior marca o magmatismo posorogênico regional e o intervalo superior o resfriamento das rochas (referenciando-se em datações K-Ar) pós-deformação, acompanhado de metamorfismo de muito baixo grau.

n) As similaridades litofaciológicas e estruturais entre as bacias eopaleozóicas do Estado de São Paulo e adjacências e por estarem suas ocorrências associadas à Faixa Ribeira, induzem supor que tiveram evolução contemporânea, intrinsecamente relacionada com a evolução tectônica desta faixa. Além da contigüidade existente entre essas bacias durante suas evoluções, em alguns casos corpos atualmente isolados puderam ter sido contínuos preteritamente, como no caso das bacias Eleutério e Pouso Alegre.

o) Além das similaridades litofaciológicas e tectono-estruturais, os dados paleogeográficos e paleoclimáticos existentes na literatura sobre o Gondwana Ocidental durante o Eopaleozóico, corroboram também no sentido da contemporaneidade da evolução dessas bacias, baseando-se nas posições latitudinais que a América do Sul meridional assumia (referenciadas na posição do centro glacial).

p) As características gerais dos depósitos eopaleozóicos no Estado de São Paulo e adjacências associados à Faixa Ribeira, permitiram inferir a existência de área oceânica restrita, do tipo golfo, que do oceano proto-Pacífico adentrava no continente, passando pelos estados do sul do país, até atingir, as regiões entre as bacias Eleutério-Pouso Alegre e Pico de Itapeva. Essas condições marinhas rasas foram interrompidas concomitantemente com a inversão tectônica, que implicou no encurtamento dessas bacias, no soerguimento da faixa e no recuo gradativo do golfo até o oceano.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, **41**: 169-263.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Bol. Div. Geol. Min.*, Rio de Janeiro, DNPM, **241**:1-36.
- ALMEIDA, F. F. M. de. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGR. BRAS. GEOL., 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUY, Y.; PONÇANO, W.L.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; MELO, M.S. de; BISTRICHI, C.A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000. São Paulo. Nota Explicativa. IPT, v. 1. Monografias, 6.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, (6): 1309-1318.
- ARTUR, A.C. 1980. *Rochas metamórficas dos arredores de Itapira-SP*. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, IGUSP). 193 p.
- ARTUR, A.C. 1988. *Evolução políciclica da infra-estrutura da porção sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo*. São Paulo. (Tese de Doutorado, IGUSP).
- ARTUR, A. C. & WERNICK, E. 1993. Modelos geotectônicos aplicados ao Pré-Cambriano Superior do NE do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais: uma discussão. *Geociências, São Paulo*. 12 (1): 155-185.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; FIORI, A.P. 1981. Estruturas redobradas nos arredores de Itapira (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 3, Curitiba, 1981. *Atas...* São Paulo, SBG, v.1, p. 252-261.
- ARTUR, A.C.; WERNICK, E.; KAWASHITA, K. 1979. Dobramentos superimpostos na região de Itapira (SP): Caracterização e cronologia. In: SIMP. REG. GEOL. 2, Rio Claro, 1979. *Atas...* São Paulo, SBG, V.1. p. 59-70.

- ASSINE, M. L. & SOARES, P. C. 1989. Correlações nas seqüências mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Acta Geologica Leopoldensia*, **29** (12): 39-48.
- AYDIN, A. & NUR, A. 1985. The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. eds. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min. (Publ. esp. nº. 37): 35-44.
- BALDIS, B. A. 1992. Marco estructural de las cuencas del Paleozoico Inferior sudamericano en su contexto gondwánico. In: MARCO *et al.* eds. *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Madrid. Universidad de Extremadura. p. 1-19.
- BARTLETT, W. L.; FRIEDMAN, M.; LOGAN, J. M. 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, **79**:255-277.
- BASEI, M. A. S. & BRITO NEVES, B. B. de. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. In: MARCO *et al.* eds. *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Madrid. Universidad de Extremadura. p. 331-342.
- BASEI, M. A. S.; SIGA, O., Jr.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Rev. Bras. Geoc.* **22** (2): 216-221.
- BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; DANTAS, A. S. L.; PONÇANO, W. L.; CAMPANHA, G. A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M. A. de; STEIN, D. P.; MELO, M. S. de; CREMONINI, O. A.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F. M. de. 1981. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500 000. São Paulo, IPT, v.2. Monografias, 6.
- BRAUN, O. P. G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGR. BRAS. GEOL., 22. Belo Horizonte, 1968. *Anais...*Belo Horizonte, SBG, p. 155-166.
- BULL, W. B. 1963. Alluvial fan deposits in Western Fresno County, California. *Journal of Geology*. (71): 243-251.
- BULL, W. B. 1964. Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County, California. USGS Professional Paper 437A, 71p.

- CAMPANHA, G. A. da C. & TEIXEIRA, A. L. 1986. Nota sobre a ocorrência de um novo depósito molássico de possível idade eopaleozóica no Estado de São Paulo: Formação Quatis. *An. Acad. Bras. Ci.* **58** (4): 595.
- CAMPANHA, G. A. da C. 1991. *Tectônica proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, estados de São Paulo e Paraná*. São Paulo. 296p. (Tese de Doutorado, IGUSP).
- CAMPANHA, G. A. da C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S. L. V.; PIRES, F. A.; DANTAS, A. S. L.; TEIXEIRA, A. L.; DEHIRA, L. K. 1985. Geologia das folhas Iporanga (SG-22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG-22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo. SICCT/PRÓ-MINÉRIO. Relatório IPT nº. 22.352, v.1, 206p.
- CAMPANHA, G. A. da; MACHADO, D. de L., JR.; NAGATA, N.; DANTAS, A. S. L.; ENS, H. H.; GIMENEZ, A., FILHO; BISTRICHI, C. A.; FERREIRA, F. J.F.; MONMA, R.; ECHEBEHERE, M. L. de C.; DONDINELLI, D.; STEIN, D. P.; MAEYAMA, O.; DEHIRA, L. K.; BORDIGNON, J. L. 1988. Avaliação preliminar da geologia das folhas (em 1:50 000) Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo (Serra do Aleixo) - Vale do Ribeira, SP. SCT/PRÓ-MINÉRIO. Relatório IPT nº. 26 863, 4vs., 334 p.
- CAMPANHA, G.A. da C.; FERNANDES, L.A.; GIMENEZ FO, A. 1982. Mapeamento geológico na escala 1:50.000 das folhas Mogi-Guaçu (parte correspondente ao embasamento cristalino) e Águas de Lindóia (parte correspondente ao Estado de São Paulo). Rel. IPT nº. 17.446.
- CAMPOS NETO, M. da C. 1991. *A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica*. São Paulo. (Tese Doutorado, IGUSP). 210 p.
- CAPUTO, M. V. & CROWELL, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **96** (8): 1020-1036.
- CAVALCANTE, J. C.; CUNHA, H. C. da S.; CHIEREGATI, L. A.; KAEFER, L. Q.; ROCHA, J. M. da; DAITX, E. C.; COUTINHO, M. G. da N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J. B. V.; ROSA, D. B.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí (Relatório Final de Geologia). Brasília, DNPM/CPRM. 299p. (Série Geologia, 5, Seção Geologia Básica, 2).

- CHOUDHURI, A.; EBERT, H.; WINTERS, A. A. M. 1978. Os metassedimentos e paragneisses da região norte de Pouso Alegre, sul de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.1, p. 69-82.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. eds. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Tulsa, SEPM (Special Publication nº. 37). p. 1-34.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1981. *Geomorfologia Fluvial. v 1. O canal fluvial*. Editora Edgard Blücher Ltda. São Paulo. 313 p.
- COIMBRA, A. M.; GÓES, A. M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L. G.; HESSMEISTER JUNIOR, Z.; CABRAL JUNIOR, M.; MORAES, M. C. de; STEFANI, F. L.; VIEIRA, P. C. 1992. Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 37. São Paulo, 1992. *Bol. Res. Exp...* São Paulo, SBG, v. 2., p. 419-421.
- COLLINSON, J. D. 1986. Alluvial sediments. In: READING, H. G. ed. *Sedimentary Environments and Facies* 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. p. 20-62.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. 1989. *Sedimentary Structures*. London Unwin Hyman, 207 p.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. da. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro, PETROBRÁS (CENPES/SINTEP). 70 p. (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção: Exploração de petróleo. Publ. nº. 15).
- CROWELL, J. C. 1974a. Origin of late cenozoics basins in southern California. In: DINCKINSON ed. *Tectonics and sedimentation*. SEPM (Special Paper nº. 22). p. 190-204.
- CROWELL, J. C. 1974b. Sedimentation along the San Andreas fault, California. In: Dott & Shaver eds., *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Soc. Econ. Paleont. Min Special Publication, 19:292-303.

- DIBBLE, T. W. 1977. Strike-slip tectonics of the San Andreas fault and its role in Cenozoic basin evolution. In: SYLVESTER, A. G. ed. *Wrench fault tectonics*. AAPG Reprint Series Nº 28, p. 159-171.
- EBERT, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, **40** (supl.): 215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações...* São Paulo, SBG. p. 177-178 (Boletim Especial, 1).
- EBERT, H. 1974. O Grupo Eleutério e a Falha de Jacutinga, nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Resumo das Comunicações...* Porto Alegre, SBG. p. 726-730. (Boletim Especial, 1).
- EBERT, H. 1984 (*in memoriam*). Os Paraibides entre São João del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: SBG/SP, Publicação nº. 12, 1984, p. 72-103. São Paulo.
- FIORI, A. P.; LANDIM, P. M. B.; BETTENCOURT, J. S. 1981. Geologia da região de Pouso Alegre-Machado: análise geométrica de dobramentos superpostos. *Rev. Bras. Geoc.* **11** (1): 22-35.
- FIORI, A.P.; WERNICK, E.; BETTENCOURT, J.S. 1978. Evolução policíclica na região nordeste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas do Estado de Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v.1, p. 303-320.
- FUCK, R. A.; MARINI, O. J.; TREIN, E. 1967. A Formação Guaratubinha. In: BIGARELLA *et al.* eds. *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Curitiba, Bol. Par. de Geoc., nºs. 23 a 25.
- FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; ETCHEBEHERE, M. L. de C.; CIGUEL, J. H. G., *in memoriam*. 1992. Paleozóico Inferior do Brasil. In: MARCO *et al.* eds. *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Madrid. Universidad de Extremadura. p. 317-330.
- FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M.V. dos; VIANNA, R. B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12** (4): 590-610.

- 720-78
- GAMOND, J. F. 1987. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journ. Struct. Geol.* 9 (5/6): 609-620.
- GLENNIE, K. W. Desert sedimentary environments. *Developments in Sedimentology*, nº 14, 222 p. Elsevier. Amsterdam.
- GRAHAM, J. 1988. Collection and analysis of field data. In: Tucker, M. ed. *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. p. 5-62.
- HAMA, M.; ALGARTE, J. P.; KAEFER, L. Q.; ARTUR, A. C. 1979. Idades Rb/Sr e K/Ar na região sul de Minas Gerais e leste de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 2. Rio Claro, 1979. *Atas...* Rio Claro, SBG, v. 1, p. 71-86.
- HAMA, M. & CUNHA, H.C.S. 1977. Consideração sobre a idade da Formação Pouso Alegre e dos granitos pós-cambrianos na região sul de Minas Gerais e nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMP. REG. GEOL., 1, São Paulo, 1977. *Atas...* São Paulo, SBG, p. 48-58.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira. Setor Central. In: Almeida, F.F.M. de & Hasui, Y. ed. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Edgard Blucher Ltda. p. 308-344.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de; MARTINI, S. L.; MARTINS, F. A. G. 1982. Modelos metalogenéticos e possibilidades de mineralização no Pré-Cambriano do Estado de São Paulo (Relatório Final). SICCT/PRÓ-MINÉRIO. Relatório IPT nº. 17.818, 164p.
- HASUI, Y.; FONSECA, M. J. G.; RAMALHO, R. 1984. A parte central da Região de Dobramentos Sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: SCHOBENHAUS *et al.* eds. *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. p. 307-328.
- HASUI, Y.; HARALY, N. L. E.; MIOTO, J. A.; SAAD, A. R.; CAMPANHA, G. A. da C.; HAMZA, V. M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI FILHO, P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. SCTDE-IPT. Relatório IPT Nº 23.394, 2v. 289p.
- HIGGINS, M. W. 1971. Cataclastic rocks. USGS Professional Paper 687. 97p.

- JULIANI, C.; RICCOMINI, C.; BARROS, E. J. de; BATISTUCCI, L. N. 1990. Proterozoic storm-dominated sedimentation in the Pico de Itapeva Formation (São Paulo State, Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.* **62** (1):105.
- LEONARDOS Jr., O.H.; DUNHAM, A.C.; PIRES, F.R.M.; FORMAN, J.M.A. 1971. Nota sobre a Formação Pouso Alegre. *An. Acad. Bras. Ci.* **43**: 131-143.
- MAACK, R. 1947. Breves notícias sôbre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.* **2**: 63-154.
- MANN, P.; HEMPTON, M. R.; BRADLEY, D. C.; BURKE, K. 1983. Development of pull-apart basins. *The Journ. Geol.*, **91**(5): 529-554.
- MARINI, O. J.; TREIN, E.; FUCK, R. A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, (23/25): 43-103.
- MCKEE, E. D. & WEIR, G.W. 1953. Terminology for stratification and cross estratification in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* **64**: 381-390.
- MENDES, J. C. *Elementos de Estratigrafia*. São Paulo. T. A. Queiroz Editor. 566p.
- MIALL, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary. In: MIAL, A. D. ed. *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 597-604.
- MIALL, A. D. 1981. Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In: MIAL, A. D. ed. *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Geological Association of Canada, Special Paper 23. p. 1-33.
- MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. In: Bacias sedimentares brasileiras. *Bol. Geoc. Petrobrás*, Rio de Janeiro, **8** (1): 69-82.
- MITCHELL, A. H. G. & READING, H. G. 1986. Sedimentation and tectonics. In: READING, H. G. ed. *Sedimentary Environments and Facies* 2nd. ed. Blackwell Scientific Publications. p. 471-519.

- PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journ. Struct. Geol.*, 9 (5/6): 597-608.
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo. 98 p. (Convênio DAEE/USP) (publicação especial).
- PITMAN III, W. C. & ANDREWS, J.A. 1985. Subsidence and thermal history of small pull-apart basins. In: Biddle, K.T. & Christie-Blick, N. eds. *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Tulsa. Soc. Econ. Paleont. Min. (Publ. esp. nº. 37): 45-49.
- PONÇANO, W. L.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI, C. A.; ALMEIDA, F. F. M. de; PRANDINI, F. L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo, Volume 1. DMGA/IPT. Monografia 5, Publicação IPT nº 1183, 94p. São Paulo.
- RAMSAY, J. G. 1961. The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. *Journal of Geology*, 69: 84-100.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology*. Academic Press. 3rd. ed., 2v., 700p.
- READING, H.G. 1986. Facies. In: READING, H. G. ed. *Sedimentary Environments and Facies*. 2 ed. Blackwell Scientific Publications. p. 4-19.
- RICCOMINI, C. 1993. Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico-Cambriano, São Paulo, Brasil. In: SIMP. INTERN. DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1. La Paloma-Minas, 1993. *Resumenes Extensos...*Montevideu, DINAMIGE-Fac. Agron. Tomo I, res. 16.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A. M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP, Série Didática*, nº 6. p. 1-44.
- RODRIGUES, J. E. 1976. *O falhamento transcorrente da Jacutinga*. São Paulo. 44p. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- RUST, B. R. & KOSTER, E. H. 1984. Coarse aluvial deposits. In: WALKER, R. G. ed. *Facies Models*, 2nd. ed. Toronto, Geological Association of Canada. p. 53-69. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).

- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D. de A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS *et al.* eds. *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. p. 9-53.
- SOARES, P. C. 1976. Projeto Caldas II: Geologia das quadriculas de Santa Rita de Caldas e Ipuina (Relatório Final). Rio Claro, Convênio Depto. Geoc.-FFCL/UNESP - DNPM. 48p
- SOARES, P. C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil. In: CONGR. LATINO-AMER. GEOL., 7. Belém, 1988. *Anais...* Belém, v.1, p. 63-79.
- TCHALENKO, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**:1625-1640.
- TCHALENKO, J. S. & AMBRASEYS, N. N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**:41-60.
- TEIXEIRA, A. L. (no prelo). Bacias eopaleozóicas. In: RICCOMINI *et al.* eds. *Geologia do Fanerozóico do Estado de São Paulo*. SBG\SP.
- TEIXEIRA, A. L. & PETRI, S. 1993. Tectônica e sedimentação da Bacia Eleutério (Eopaleozóico?), Sudeste do Brasil. In: SIMP. INTERN. DEL NEOPROTEROZOICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1. La Paloma-Minas, 1993. *Resumenes Extensos...* Montevideo, DINAMIGE-Fac. Agron. Tomo I, res. 17.
- TJIA, H. D. 1964. Slickensides and fault movements. *Geol. Soc. Am. Bull.* (75): 683-686.
- TREIN, E. & FUCK, R.A. 1967. O Grupo Castro. In: Bigarella *et al.* eds. *Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Curitiba, Bol. Paran. Geoc. (23/25): 257-303.
- VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1988. *O Grupo Andrelândia na região a norte de Ouro Fino, MG*. São Paulo. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- VLACH, S. R. F. 1993. *Geologia e Petrologia dos granitóides de Morungaba, SP*. São Paulo. 414p. (Tese de Doutorado, IGUSP).
- WALKER, R. G. 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: WALKER, R. G. ed. *Facies Models*, 2nd. ed. Toronto, Geological Association of Canada. p. 1-9. (Geoscience Canada, Reprint Series, 1).

- WERNICK, E. 1978. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 8 (3): 206-216.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1974. Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo, Minas Gerais. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. *Res. Com....* Porto Alegre, SBG. p. 723-726. (Boletim Especial, 1).
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1980. Contribuição à geologia do Grupo Pinhal (SP e MG). *Rev. Bras. Geoc.* 10 (1): 43-62.
- WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F. de; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G.; DELHAL, J. 1976. Estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rochas do Bloco Jundiá e regiões adjacentes. *Rev. Bras. Geoc.* 6 (2): 125-135.
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P.; SEELY, D. R. 1973. Basic wrench tectonics. *Bull. AAPG*, 57, p. 74-96.
- ZALÁN, P. V.; SVEN, W.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; VIEIRA, I. S.; ASTOLFI, M. A. M.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. 1987. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.* 17(3): 242-252.
- ZANARDO, A. & OLIVEIRA, M.A.F. de. 1990. Aspectos microestruturais e texturais dos metassedimentos da Formação Eleutério. São Paulo. *Geociências, São Paulo* (número especial): 317-330.
- ZANARDO, A. 1987. *Análise Petrográfica e microestrutural das rochas da Folha de Águas de Lindóia*. São Paulo. 270 p. (Dissertação de Mestrado, IGUSP).
- ZANARDO, A.; OLIVEIRA, M.A.F. de.; MORALES, N. 1988. Contribuição ao conhecimento da Formação Eleutério. In: CONGR. BRAS. GEOL., 35, Belém, 1988. *Anais...Belém*, SBG, v.5, p. 2308-2317.

FOTOGRAFIA 5.1 - Seixos de quartzitos milonitizados, predominantemente, facetados (a quatro faces) presentes nos metarenitos conglomeráticos da associação de fácies A₁ (PONTO 22).

FOTOGRAFIA 5.2. - Bloco subdecamétrico de metarenitos conglomeráticos (fácies A₁), com estratificações cruzadas planares e acanaladas de médio porte, sobrepostas por estratificações plano-paralelas com perturbações (*slumps*), provavelmente relacionadas com a sismicidade sin-sedimentar. Topo da esquerda para a direita e paleocorrentes do canto inferior direito para o superior esquerdo (PONTO 32).

FOTOGRAFIA 5.3. - Metarenitos arcossianos conglomeráticos e metarenitos grossos a finos com estratificações cruzadas de médio porte, intercalados, com estruturas de corte e preenchimento (PONTO 23, fácies A₁).

FOTOGRAFIA 5.4 - Metarenito arcossiano de granulação média a grossa com intraclastos (destaque) de metapelitos encurvados nas bordas (*curled mudflakes*). (PONTO 62, fácies A₂).

FOTOGRAFIA 5.5. - Metarenitos médios a grossos arcossianos com grânulos e seixos apresentando estruturas de convolução (PONTO 42, fácies A₂).

FOTOGRAFIA 5.6. - Metarenitos grossos a muito grossos arcosianos, com estratificações cruzadas de pequeno e médio porte, sobrepondo camada de metarenitos médios a finos laminados, supostamente de origem eólica. Topo para a esquerda e paleocorrentes ascendentes nos termos fluviais (PONTO 79, fácies A₂).

FOTOGRAFIA 5.7 - Estratificações cruzadas acanaladas (*festoos*) de médio porte em metarenitos médios a grossos arcóseos. Topo de baixo para cima da fotografia (PONTO 50, fácies A₃).

FOTOGRAFIA 5.8 - Sequências gradacionais de metarenitos médios a grossos arcóseos a metarenitos finos e metassiltitos com laminações plano-paralelas e cruzadas, interrompidas, com cortes e preenchimentos, por metarenitos grossos conglomeráticos com estratificações cruzadas de médio porte (PONTO 09, fácies A₃).

FOTOGRAFIA 5.9. - Sequência de *coarsening* e *thinning-upward*, em que camadas de metassiltitos areno-argilosos arroxeados com laminações cruzadas cavalgantes dão lugar ao predomínio de camadas de metarenitos arcossianos (da direita para a esquerda) retrabalhando-os e englobando-os como intraclastos (PONTO 68, fácies A₃).

FOTOGRAFIA 5.10 - Metarritmitos areno-silto-argilosos com ondulações cavalgantes. Topo para o alto e paleocorrentes da esquerda para a direita da foto (PONTO 78, fácies B₁).

FOTOGRAFIA 5.11- Metarritmitos areno-silto-argilosos (fácies B₁) com camadas decimétricas e leito marcado por ondulações assimétricas. Topo para o alto (NW) e paleocorrentes no sentido do canto superior esquerdo da fotografia (PONTO 52).

FOTOGRAFIA 5.12 - Amostra serrada de metalaminito da associação de fácies B₂, mostrando microestruturas de carga, sutil gradação normal (sentido do topo indicado pela seta) e concreções ferruginosas (canto superior esquerdo da amostra) (PONTO 50).

FOTOGRAFIA 5.13 - Metarritmitos argilosos e silto-argilosos intercalados com lentes arenosas, mostrando estruturas de escape de fluídos, além de laminações plano-paralelas (PONTO 33, fácies C).

FOTOGRAFIA 5.14 - Metalaminítos com intercalações de metarenítos grossos e conglomeráticos com seixos de quartzitos milonitizados francamente angulosos, semelhantes ao embasamento próximo (PONTO 33, fácies C).

FOTOGRAFIA 5.15 - Metaconglomerado polimítico clasto-sustentado com seixos e calhaus predominantemente de quartzitos milonitizados, tenuemente imbricados ao longo das camadas decimétricas, com sutil gradação normal (para à esquerda), determinando paleocorrentes do alto para baixo da fotografia (PONTO 64, fácies D1). A base da foto tem aproximadamente 1,5 metros.

FOTOGRAFIA 5.16 - Metaconglomerados polimíticos clasto-sustentados (fácies D₁, PONTO 25) com isorientação de clastos predominantemente gnáissicos em posição horizontal na base e outro em posição ortogonal (direita da fotografia).

FOTOGRAFIA 5.17 - Metaconglomerado polimítico areia-sustentado (fácies D₂). Em destaque, clastos de gnaisses blastomiloníticos ao lado de granitóides porfiríticos mesocráticos, à direita da foto, e leucocráticos, à esquerda (PONTO 12).

FOTOGRAFIA 5.18 - Metaconglomerados com predomínio de seixos quartzo-feldspáticos milonitizados intercalados por metarenitos finos e metapelitos. Em destaque o desenvolvimento de estratificações sigmóides de médio porte nos metarenitos finos (canto direito inferior) e nos metaconglomerados (sob a escala) (PONTO 16, Ocorrência I₁).

FOTOGRAFIA 5.19 - Metarenitos muito finos silto-argilosos com grânulos e seixos de feldspatos angulosos, com laminações plano-paralelas e ondulações cavalgantes, entremeados a metarenitos finos (à esquerda) e metarenitos conglomeráticos (à direita) com estruturas de sobrecarga nesta interface. Paleocorrentes do alto para baixo e topo para a direita da fotografia (PONTO 16, Ocorrência I₁).

FOTOGRAFIA 5.20 - Metaconglomerado clasto-sustentado, constituído de cascalhos arredondados a subarredondados de riólitos (1), quartzitos róseos (2), metabasitos (3), leucogranitos (4), etc. (PONTO 54, Ocorrência I₄).

FOTOGRAFIA 5.21 - Lente arenosa com estratificação cruzada de pequeno porte entre metaconglomerados polimíticos com cascalhos. Topo à direita e paleocorrente para cima da fotografia. Em destaque seixos de quartzitos róseos (1), de quartzo de veio (2) e riólito (3). (PONTO 54, Ocorrência I₄).

FOTOGRAFIA 5.22 - Metaconglomerado polimitico (PONTO 54, Ocorrência I₄), com superposição de falhas conjugadas afetando plano de falha vertical (mais antigo) com rejeito dextral (ver esquema ao lado).

FOTOGRAFIA 5.23 - Falha dextral sobre metarenitos grossos arcóseos intercalados com camadas metassiltíticas (PONTO 09, fácies A₃).

FOTOMICROGRAFIA 5.1 - Gradação normal em laminito (fácies B₂, PONTO 46, margem esquerda do Rio Eleutério), com foliação metamórfica incipiente oblíqua à laminação, conferida pela orientação de filossilicatos neoformados. No topo de cada lâmina são recorrentes filmes de material muito fino oxidado (porções mais escuras). Nicóis cruzados.

FOTOMICROGRAFIA 5.2 - Estrutura fluidal em seixo de rocha riolítica, onde se destacam fenocristais de feldspatos potássicos e de quartzo euhedrais com embainhamentos, em meio à matriz afanítica quartzo-feldspática, essencialmente (Ocorrência isolada I₄, próxima à Mogi-Guaçu, PONTO 54). Nicóis descruzados.

FOTOMICROGRAFIA 5.3 - Dobra-falha isolada em metarritmitos (fácies B₁), associada à fase de inversão da bacia, em que, à foliação plano axial associa-se um cisalhamento simples com a orientação preferencial de filossilicatos e de quartzo. Na lâmina clara ao centro, observa-se gradação normal dos grãos clásticos de quartzo. Os deslocamentos ao longo do plano axial são dextrais (PONTO 78). Nicóis cruzados.

12078
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

DESENHO 1 - Mapa de Pontos de Descrição de Afloramentos

46°35'

46°50'

46°45'

46°40'

46°35'

22°15'

22°20'

LEGENDA

Qa Aluviões cenozóicos

q Embasamento indiviso, localmente quartzítico

BACIA ELEUTÉRIO**ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES (A) DA PLANÍCIE ALUVIAL NOROESTE**

A₁ Metarenitos conglomeráticos arcossianos

A₂ Metarenitos arcossianos, conglomeráticos na base

A₃ Metarenitos arcossianos com intercalações metapelíticas

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES (B) DO SISTEMA LACUSTRE

B₁ Metarritmitos areno-silto-argilosos

B₂ Metalaminitos silto-argilosos

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES DE BORDA(SUDESTE) TECTONIZADA

C Miscelânea de fácies imbricadas tectonicamente

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES (D) DE LEQUES ALUVIAIS DA BORDA SUDESTE

D₁ Metaconglomerados polimíticos clasto-sustentados

D₂ Metaconglomerados polimíticos areia-sustentados

ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES EM OCORRÊNCIAS ISOLADAS (I)

I₁ Metaconglomerados polimíticos, metarenitos e metapelitos

I₂ Metarritmitos areno-silto-argilosos

I₃ Metarenitos arcossianos e metassiltitos

I₄ Metaconglomerados polimíticos com cascalhos e areias

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

Contato geológico comprovado ou inferido, onde tracejado

Limite faciológico

Falha comprovada ou inferida, onde tracejada

Falha normal

Falha inversa

Atitude do acamamento (So)

Clivagem ardisiana (S)

Foliação gnáissica ou milonítica

0 1 2 (Km)
ESCALA 1:50.000

DESENHO 2 - Mapa de Associações de Fácies e de Traços Estruturais da Bacia Eleutério

12078
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

22°15'

46°50'

46°45'

46°40'

46°35'

22°20'

DESENHO 3 - Localização dos diagramas de resolução de falhas