UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO MORFOTECTÔNICO DO SETOR
SETENTRIONAL DO ALINHAMENTO DO
RIO MOJI-GUAÇU, ESTADO DE SÃO PAULO**

Alexandre Magno Feitosa Sales

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO MORFOTECTÔNICO DO SETOR
SETENTRIONAL DO ALINHAMENTO DO RIO MOJI-
GUAÇU, ESTADO DE SÃO PAULO**

ALEXANDRE MAGNO FEITOSA SALES

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Examinadores: Prof. Dr. Ginaldo Ademar da C. Campanha

Dr. Victor Velázquez Fernandez

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDO MORFOTECTÔNICO DO SETOR
SETENTRIONAL DO ALINHAMENTO DO RIO MOJI-
GUAÇU, ESTADO DE SÃO PAULO**

ALEXANDRE MAGNO FEITOSA SALES

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1999

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005667

Dedico este trabalho à memória de meus avós
Sebastião Leitão Feitosa e Castro
e Jaime Ferreira Sales

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que direta e indiretamente contribuíram para a realização desta meta, mesmo antes do seu início, registro os meus sinceros agradecimentos:

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini (IG/USP), pela sugestão do tema e orientação ao longo deste trabalho.

Ao amigo André L. Ferrari (UFF-IG/USP) pelo valoroso auxílio de campo e discussões ao longo de todas as etapas.

Aos Amigos Cláudio P. Florêncio (IG/USP/PPG) e Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho (DEGEO-UFRN) pelo constante apoio.

Aos amigos Antônio Leal Neto (DEGEO/UFC), "Helinho" (NUTEC/CE) e Dr. Victor V. Fernandes pela ajuda com as descrições petrográficas.

Ao Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves(IG/USP) pelo incentivo no início da jornada.

Aos professores do IG/USP pelos valiosos ensinamentos e contribuições, ao longo do curso de Mestrado.

A todos os colegas e amigos de pós-graduação, em especial a Paulo R. F. de Albuquerque, Celso A. Graminha (burrôh), Francisco W. da Cruz Júnior (Chico Bill), Patricia de S. Cristalli, Ma. da Glória Mota G., Renato P. Ghilardi, Willian Sallun Filho (Ricota), Sérgio L. F. de Matos (Bagaço), Gelson L. Franbrini (Sapo), Wellington F. Filho, Afonso Nogueira, Fernando V. Laureano (Le Gambá), Elisete D. Salvador (Xó), Laila A. Nahum (USP/ICB), Leandro (Itaquera) e Fernando Mancini.

A todos os amigos da Graduação (IG/USP), pelos ótimos momentos e particularmente a Carlos Henrique (Guano), Caroline (Bráulio) e Aletea na ajuda com os softwares.

A todos os funcionários do IG/USP, pela presteza e ótimo trabalho.

A minha família, especialmente meus pais: Fco. Jerônimo Furtado Sales pelo exemplo "do jeito que pai fazia" e Ma. da Conceição Feitosa e Castro pela "bravura de mãe aflita".

Finalmente, a Lana Luiza Maia Nogueira, pelo companheirismo e apoio nos momentos mais difíceis.

RESUMO

O Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, em sua porção norte no Estado de São Paulo, é uma feição morfológica importante mas sua origem geológica ainda não foi elucidada. O estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu permitiu o reconhecimento de várias feições morfotectônicas contínuas, presentes ao longo do alinhamento, e feições com outras orientações de menor expressão. Essas estruturas são realçadas principalmente pela organização da rede de drenagem atual.

O estudo morfotectônico feito através do mapa de superfícies de base, mapa de alinhamentos de drenagem e fotolineamentos, propiciou a compartimentação da área em domínios, delimitados pelas principais direções de estruturas e confirmados pela análise de estruturas rúpteis (juntas). O primeiro e principal domínio morfotectônico engloba estruturas de orientação geral NW-NNW e reflete a direção de ocorrência do lineamento ao longo dos rios Moji-Guaçu e Pardo através das morfoestruturas definidas na área. O segundo domínio corresponde ao conjunto de estruturas E-W e próximas destas, ocorrentes ao longo do vale do Rio Grande e em outras regiões. O terceiro domínio morfotectônico inclui estruturas de direção NE, pouco extensas, constituindo direções preferenciais de falhas de escala mais representativa e de adensamento de fraturas.

A análise do conjunto de estruturas indica a vigência de regime transcorrente sinistral, com binário orientado segundo NNW. Neste modelo, as estruturas de direção NNW-NW, NNW-NNE, NW-SE, WNW a E-W e NE correspondem, respectivamente, a fraturas dos tipos R, P, T, R' e X, com possível transtração ao longo do lineamento, promovendo escalonamentos e espessamento nos depósitos aluviais na calha dos rios Moji-Guaçu e Pardo.

As estruturas conhecidas como Alinhamento Magmático do Cabo Frio e Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, são as principais feições regionais. Na intersecção dessas feições ocorrem as rochas alcalinas das proximidades de Jaboticabal, Taiúva, Piranji, Aparecida do Monte Alto e Guariba (SP), na Bacia Bauru desta forma, as

manifestações alcalinas cretáceas e neocretáceas atestam a existência de atividade tectônica ao longo dos Alinhamentos de Cabo Frio e do Rio Moji-Guaçu.

Do estudo pode-se concluir que o Lineamento do Rio Moji-Guaçu, termo aqui proposto, na sua porção setentrional é balizador da borda leste da Bacia Bauru, responde pela ocorrência de sismitos na Formação Adamantina, exerce controle sobre focos de magmatismo alcalino e comporta-se como zona transcorrente sinistral com estruturas coerentes com o modelo de Riedel.

ABSTRACT

The Northern portion of the Rio Moji-Guaçu Alignment (São Paulo State) is an important morphologic feature whose geological origin remains uncertain. Morphotectonic studies along this section of the alignment have revealed several continuous and other less-consistent features showing different orientations. These structures are expressed mainly by the current organisation of the drainage net.

In order to carry these morphotectonic studies out several tools were employed (base surfaces maps, drainage alignments maps, and photolineaments maps), which have led to the division of the area in domains defined by the main directions of the structures and confirmed by the analysis of ruptile structures (joints). The first and main morphotectonic domain is characterised by structures oriented roughly NW-NNW which reflect the direction of the lineament along the Moji-Guaçu and Pardo rivers. The second domain is related to the E-W- and close-oriented structures along the Rio Grande valley and other regions. The third morphotectonic domain includes widespread small-scale NE-oriented structures which probably represent closely-spaced fractures and joints.

The analysis of the whole set of structures has indicated a left-lateral transcurrent regime associated to a NNW binary. According to this model the NNW-NW, NNW-NNE, NW-SE, WNW to E-W and NE structures would correspond to the R, P, T, R' and X fractures, respectively. Transtractive displacements along the lineament would have promoted stepped-faulting and thickening of the alluvial deposits in the Moji-Guaçu and Pardo rivers.

The features known as Cabo Frio Magmatic Alignment and Rio Moji-Guaçu Alignment are the main regional features. In the site where they intercept each other occurs alkaline rocks (Bauru Basin, region of Jaboticabal, Taiúva, Piranji, Aparecida do Monte Alto and Guariba (SP). These Cretaceous and Neocretaceous alkaline magmatic manifestations argue for the existence of a significant tectonic activity along both Cabo Frio Magmatic Alignment and Rio Moji-Guaçu Alignment.

On the basis of this research one can conclude that the Northern portion of the Rio Moji-Guaçu Lineament (term proposed in this work) marks out the Eastern boundary of the Bauru Basin and controls the alkaline magmatism foci, being responsible for the occurrence of rocks associated to seismic activities of the the Adamantina Formation. It also acts as a left-lateral strike-slip shear zone whose related structures are compatible with the Riedel model.

ÍNDICE

DEDICATÓRIA.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	vi
ÍNDICE.....	vii
LISTA DE FIGURAS.....	x
PRANCHAS FOTOGRÁFICAS.....	xiv
LISTA DE TABELAS.....	xiv
1 INTRODUÇÃO.....	01
1.2 GENERALIDADES.....	01
1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	01
1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	02
2 MÉTODOS DE ESTUDO E ETAPAS DE TRABALHO.....	04
2.1 GENERALIDADES.....	04
2.2 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO.....	04
2.3 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA.....	05
2.4 LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	06
2.5 MÉTODOS ESTRUTURAIS	07
2.6 PETROGRAFIA.....	07
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	09
3.1 GENERALIDADES.....	09
3.2 BACIA DO PARANÁ.....	09
3.2.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA.....	10
3.2.2 FORMAÇÃO BOTUCATU.....	10
3.2.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	10
3.3 BACIA BAURU.....	11
3.3.1 FORMAÇÃO ADAMANTINA.....	14

3.3.2 FORMAÇÃO MARÍLIA.....	15
3.3.3 ANALCIMITOS TAIÚVA.....	15
3.4 DEPÓSITOS CENOZÓICOS.....	15
3.5 ESTRUTURAS RÚPTEIS NA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL REGIONAL.....	16
4 GEOMORFOLOGIA, DRENAGEM E ESTUDO MORFOTECTÔNICO.....	21
4.1	
GEOMORFOLOGIA.....	21
4.1.1 CUESTAS BASÁLTICAS.....	21
4.1.2 PLANALTO OCIDENTAL.....	22
4.2 DRENAGEM.....	27
4.2.1 ALINHAMENTOS DE DRENAGEM.....	28
4.3 FOTOLINEAMENTOS.....	29
4.4 ESTUDO MORFOTECTÔNICO ATRAVÉS DE ISOBASES.....	33
4.4.1 METODOLOGIA.....	33
4.4.2 MAPA DE ISOBASES DA ÁREA DE ESTUDOS.....	37
4.4.3 MAPA MORFOTECTÔNICO.....	40
4.4.3.1 SETOR A.....	40
4.4.3.2 SETOR B.....	41
4.4.3.3 SETOR C.....	42
4.4.3.4 SETOR D.....	42
5 DADOS ESTRUTURAIS DA ÁREA.....	46
5.1 INTRODUÇÃO.....	46
5.2 FORMAÇÃO BOTUCATU.....	46
5.2.1 JUNTAS NA FORMAÇÃO BOTUCATU.....	47
5.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL.....	53
5.4 FORMAÇÃO ADAMANTINA.....	56
5.4.1 JUNTAS NA FORMAÇÃO ADAMANTINA.....	57
5.5 FORMAÇÃO MARÍLIA.....	65
5.5.1 JUNTAS DA FORMAÇÃO MARÍLIA.....	65

5.6 ALCALINA DE GUARIBA.....	72
5.7 DEPÓSITOS CENOZÓICOS.....	75
5.7.1 JUNTAS NOS DEPÓSITOS CENOZÓICOS.....	75
6 DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	86
6.1 FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS E SUA ASSOCIAÇÃO COM AS ESTRUTURAS RÚPTEIS.....	86
6.2 DOMÍNIOS MORFOTECTÔNICOS.....	88
6.2.1 DOMÍNIO WNW-NW.....	88
6.2.2 DOMÍNIO NE.....	88
6.2.3 DOMÍNIO E-W (WSW).....	89
6.3 ANÁLISE DOS DOMÍNIOS MORFOTECTÔNICOS.....	89
6.4 INTRUSÕES ALCALINAS E SUAS RELAÇÕES COM OS LINEAMENTOS.....	90
6.5 ESTRUTURAS RELACIONADAS AO LINEAMENTO DO RIO MOJI-GUAÇU.....	94
6.6 LINEAMENTO DO RIO MOJI-GUAÇU.....	95
7 CONCLUSÕES.....	97
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 Localização da área e principais vias de acesso.....	03
FIGURA 2.1 Folhas topográficas e conjunto de pontos usados no mapa de Isobases.....	08
FIGURA 3.1 Mapa Geológico compilado da área de estudos.....	12
FIGURA 3.2 Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná (modificada por Matos 1995).....	13
FIGURA 3.3 Área de ocorrência da cobertura suprabasáltica no Brasil, principais feições tectônicas das bordas da Bacia Bauru e coluna litoestratigráfica e relações estratigráficas entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (extraído e modificado de Fernandes & Coimbra 1996, Riccomini 1997).....	18
FIGURA 3.4 Mapa geológico e tectônico do Rift Continental do Sudeste do Brasil com localização das rochas relacionadas ao magmatismo Mesozóico-Cenozóico (quadro inferior da figura) (Riccomini 1996).....	19
FIGURA 3.6 Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo e Relações dos alinhamentos com binário transcorrente dextral na direção E-W (Riccomini 1997).....	20
FIGURA 4.1 Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo-1:500.000 (Carneiro <i>et al.</i> 1981), abrangendo a região estudada, discriminadas as seguintes formas de relevo: (111) Planícies aluviais, (212) colinas amplas, (213) colinas médias, (221) morros amplos, (234) morrotes alongados e espigões, (241) morros arredondados, (311) mesas basálticas, (511) encostas sulcadas por vales subparalelos, (512) encostas com canios locais e (521) escarpas festonadas.....	24
FIGURA 4.2 Mapa de alinhamentos retirados da rede de drenagem da área e fotolineamentos extraídos de imagens de satélite.....	31
FIGURA 4.3. (A) Direção das estruturas da área a partir do mapa de alinhamentos de drenagem, (B) tabela com os dados das estruturas e (C) histograma com comprimento das estruturas.....	32
FIGURA 4.4 Estágios metodológicos na análise morfotectônica. (a) Definição das ordens de drenagem; (b) ordens de drenagem superpostas as curvas de nível	

topográfico; (c) mapa de isobase (derivado de drenagens de segunda ordem); (d) falha tracejada evidenciada pelo desvio das linhas de isobase (Golts & Rosenthal 1993).....	36
FIGURA 4.5 Mapa de superfície de bases da área com exemplos de desvios indicando características morfotectônicas.....	39
FIGURA 4.6 Mapa morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu.....	44
FIGURA 4.7 (A) Direção das estruturas da área a partir do mapa morfotectônico, (B) tabela com os dados das morfoestruturas e (C) histograma com comprimento das morfoestruturas.....	45
FIGURA 5.1 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 76).....	51
FIGURA 5.2 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas (A 45), (B) diagrama Schmitd-Lambert, hemisfério inferior das juntas (ponto A 45') (C) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho (ponto A 45) e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 45).....	52
FIGURA 5.3. Rodovia SP- 351, Bebedouro-Catanduva, km 176. (ponto A 72) arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte da Formação Adamantina. Na base desses arenitos há deformações com estratificações/laminações contorcidas, formando dobras irregulares, de amplitudes centimétricas a decimétricas.....	59
FIGURA 5.4 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 57).....	60
FIGURA 5.5 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 71).....	61
FIGURA 5.6 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 32).....	62

FIGURA 5.7 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 72).....	63
FIGURA 5.8 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 03).....	64
FIGURA 5.9 (A) Três subclasses de fraturas híbridas conjugadas. (B) espectro de fraturas abrangendo um bloco angular de extensão contínua, fraturas híbridas e fraturas de cisalhamento mostram intervalos de 10° e entrecortam-se em um ponto nodal comum. A orientação do eixo de simetria do espectro é indicada pela extremidade da seta cheia. Notação: σ_1 e σ_3 , são o esforço principal máximo e mínimo; (2θ) é o ângulo de cisalhamento conjugado. O esforço mostrado é o absoluto e o esforço intermediário principal (σ_2) é considerado como sendo perpendicular á página (Dunne & Hancock 1994).....	67
FIGURA 5.10 (A) Descrição de arquitetura de sistema de juntas através da comparação das formas estilizadas dos traços de juntas com letras do alfabeto latino. (B) Ilustrações de padrões curvilíneos-perpendiculares e curvilíneos-paralelos mostrando geometrias interativas de juntas (Dunne & Hancock 1994).....	70
FIGURA 5.11 Características de juntas neotectônicas. (a) Conjunto único de juntas extensionais verticais sistemáticas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas, (b) espectro de juntas extensionais verticais sistemáticas e degraus de juntas híbridas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas e (c) espectro de extensão vertical sistemática e juntas híbridas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas (Stewart & Hancock 1994).....	70
FIGURA 5.12 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 21).....	71
FIGURA 5.13 Classificação de Streckheisen e IUGS para rochas vulcânicas (Sial & MacReath 1984).....	74

FIGURA 5.14 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 77).....	80
FIGURA 5.15 Bloco diagrama mostrando a evolução de juntas híbridas. Raio de ação para (i) juntas extensionais, (ii) juntas híbridas, (iii) juntas de cisalhamento.. EJ, juntas extensionais; HJ, juntas híbridas; SJ, juntas de cisalhamento (Hancock 1985).....	81
Figura 5.16 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 70).....	82
FIGURA 5.17 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas (A 82), (B) diagrama Schmitd-Lambert, hemisfério inferior das juntas (ponto A 82') (C) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho (ponto A 82) e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 82).....	83
FIGURA 5.18 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 83).....	84
FIGURA 5.19 (A) Diagrama de pólos dos planos de juntas, (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos das juntas (ponto A 55).....	85
FIGURA 6.1 Mapa geológico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu com diagramas de pólos das juntas, referentes a cada ponto.....	92
FIGURA 6.2 Alinhamento Magmático Sismo-Tectônico do Cabo Frio (Almeida 1991)	93
FIGURA 6.3 Representação para fraturas secundárias associadas ao Lineamento do Rio Moji-Guaçu em um contexto de cisalhamento transcorrente sinistral. 1. Fotolineamentos, 2. Alinhamentos, 3. Rede de drenagem e 4. Cidades. Quadro menor: contexto do cisalhamento regional, no qual o Lineamento do rio Moji-Guaçu representa uma estrutura antitética R', relacionada a um binário dextral E-W. relações angulares a partir de Petit (1987).....	96

PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

PRANCHA 01	
FOTO 01, FOTO 02 e FOTO 03.....	26
PRANCHA 02	
FOTO 04, FOTO 05, FOTO 06, FOTO 07 e FOTO 08.....	50
PRANCHA 03	
FOTO 09, FOTO 10 e FOTO 11.....	55
PRANCHA 04	
FOTO 12, FOTO 13, FOTO 14, FOTO 15 e FOTO 16.....	69
PRANCHA 05	
FOTO 17, FOTO 18, FOTO 19, FOTO 20 e FOTO 21.....	79

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 Parâmetros utilizados para confecção do mapa de superfícies de base....	05
TABELA 02 Características das Imagens (Landsat) utilizadas.....	30

1. INTRODUÇÃO

1.1 GENERALIDADES

Ao longo de sua evolução geológica a área geográfica das bacias do Paraná e Bauru foi influenciada por estruturas de grande extensão com duas direções predominantes, NNE-NE e NNW-NW. Dentre estas estruturas destaca-se o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a) feição de grande extensão e direção NNW que, no Estado de São Paulo, secciona rochas pré-cambrianas, rochas sedimentares paleozóicas, rochas sedimentares e vulcânicas mesozóicas, além de depósitos cenozóicos de menor expressão.

O Alinhamento do Rio Moji-Guaçu é razoavelmente conhecido em sua porção sul onde é verificada sua influência no alojamento de focos do magmatismo alcalino, na presença de altos estruturais, na distribuição de sedimentos (Riccomini 1995), dentre outras feições. Na porção norte, entretanto, ainda não existem respostas às questões como o tipo de feição estrutural que caracteriza o alinhamento, a existência ou não de deformações tectônicas recentes e qual o controle sobre os focos de magmatismo alcalino.

Nesse quadro, a análise morfotectônica do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, no Estado de São Paulo, torna-se fundamental para a caracterização estrutural da referida feição.

1.2 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Este estudo tem como objetivos;

- 1) a caracterização do tipo de feição estrutural associada ao segmento norte e centro-norte do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, no Estado de São Paulo;
- 2) a análise morfotectônica visando a localização de áreas anômalas, provavelmente relacionadas com atividade tectônica recente;

3) a análise estrutural em locais selecionados para definição da cinemática e de eventual superposição de deformações nas zonas com deformações tectônicas mesozóico-cenozóicas.

1.3 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área proposta para estudo está situada parcialmente nas bacias hidrográficas do Rio Grande, Rio Pardo e Rio Moji-Guaçu, todas situadas no Estado de São Paulo, entre os paralelos 20°05'S e 21°45'S e os meridianos 48°45'W e 47°45'W. Perfazendo uma extensão aproximada de 180 km na direção N-S e 90 km na direção E-W, e contempla a ocorrência do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu em sua porção setentrional (FIG. 1.1). As localidades mais importantes da região são Jaboticabal, Bebedouro, Barretos e Ribeirão Preto. A principal via de acesso a área partindo da Cidade de São Paulo é a SP-310 (Rodovia Washington Luis). A malha viária dentro da área de estudo é boa; as rodovias SP-326 e SP-330 seccionam toda a área na direção N-S, existindo ainda estradas secundárias, pavimentadas ou não.

Convenções Cartográficas

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso

Sales, A.M.F. - 1999 - Estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, SP

2 MÉTODOS DE ESTUDO E ETAPAS DE TRABALHO

2.1 GENERALIDADES

Para o desenvolvimento do trabalho foram empregados os métodos de superfícies de bases para a elaboração de um mapa morfotectônico e de análise de estruturas rúpteis, baseados, respectivamente, na geomorfologia e geologia estrutural.

Após a construção do mapa geológico e mapa morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, e da análise de trabalhos prévios foram selecionadas áreas de interesse, para estudos de campo.

As etapas realizadas para a execução desta pesquisa são descritas a seguir; ressalta-se que a cronologia não seguiu obrigatoriamente a ordem apresentada, ocorrendo a simultaneidade de algumas etapas.

2.2 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO

A pesquisa bibliográfica foi realizada com direcionamento aos trabalhos anteriores sobre a geologia regional, geomorfologia, aspectos tectônicos, neotectônicos, litoestratigrafia das rochas mesozóicas e cenozóicas da área de estudo. Essa pesquisa compreendeu essencialmente temas sobre os métodos executados empregados e trabalhos a cerca do contexto geológico regional e local.

Na identificação da distribuição das unidades litológicas e geomorfológicas foram empregados respectivamente o Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi *et al.* 1981), escala 1:500.000 e o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (Ponçano *et al.* 1981), escala 1:1.000.000.

O mapa geológico inicialmente apresentado (FIG. 3.1), foi compilado a partir dos seguintes documentos cartográficos: 1) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000 (Bistrichi *et al.* 1981), cobrindo toda área de estudos; 2) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folhas São José do Rio Preto, Araraquara, Ribeirão Preto e Franca, escala 1:500.000 (DAEE-UNESP 1982a, b, c, d); 3) Mapa

Geológico de Brandt Neto (1984); 4) Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000 (Pedrosa-Soares *et al.* 1994); 5) Mapa de ocorrência dos sedimentos Neoceno-zóicos no Vale do Rio Grande (Barcha & Arid 1971) e 6) Mapa Litoestratigráfico da parte Oriental da Bacia Bauru, escala 1:1.000.000 (Fernandes 1998).

2.3 ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

A análise morfotectônica regional da área de estudos consistiu basicamente de dois passos consecutivos: definição das ordens de drenagens e a preparação do mapa de isobases. Para cada drenagem de segunda ordem (Strahler 1952) foram marcados os pontos de intercessão dos talwegues com as respectivas curvas de nível do relevo, esse conjunto de pontos (FIG. 2.1) foi amarrado a um sistema cartesiano de coordenadas e representados em isolinhas (curvas de superfícies de base), com intervalo de 20 metros, utilizando o programa SURFER (Golden software) pelo método do Inverso do Quadrado da Distância (IQD). Os parâmetros usados costam na TABELA 01.

Mínimo/máximo X (longitude)	733.2 / 836.5 (UTM)
Mínimo/máximo Y (latitude)	7592.3 / 7786.5 (UTM)
Mínimo/máximo Z (altimetria)	334.17 / 725.538 (metros)
Número de pontos utilizados	1860
Método	IQD
Espaçamento X/Y	3,97 / 3,96
Malha de pontos interpolados	50 linhas X 27 colunas

TABELA 01 – Parâmetros utilizados para confecção do mapa de superfícies de base.

O mapa de superfícies de bases foi elaborado seguindo o método proposto por Filosofov (1960, *apud* Jaim 1980), visando identificar acentuações de contrastes de relevo, presentes em áreas de presumível atividade tectônica recente. Mapas de superfícies de bases têm sido usados com êxito, em trabalhos como os de Zuchiewicz (1981, 1991), Golts & Rosenthal (1993), Raczkowski *et al.* (1984), Rodrigues (1993), Salvador (1994) e Sant'Anna *et al.* (1997). Como mapas topográficos de base foram usadas as folhas de Planura, Foz do Sapucaí, Miguelópolis, Igarapava, Alberto Moreira, Guaíra, Ipuã, Ituverava, Barretos, Jaborandi, Morro Agudo, São Joaquim da Barra, Monte Azul Paulista, Bebedouro, Foz do Rio Moji-Guaçu, Sales Oliveira, Pirangi, Taiuva, Pitangueira, Ribeirão Preto, Taquaritinga, Jaboticabal, Guariba, Bonfim Paulista, Tabatinga, Matão, Rincão e Porto Pulador, perfazendo um total de 28 folhas topográficas, na escala 1:50.000, (IBGE/IGG) (FIG. 2.1).

O mapa morfotectônico representa a derivação final do mapa de superfícies de bases. As linhas deslocadas, notadas através da análise dos desvios nas direções das linhas de isobase (afastamentos, aproximações e desvios entre eixos de vales), podem retratar as estruturas rúpteis e principais alinhamentos.

2.4 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados após a preparação dos mapas morfotectônico (derivado do mapa de superfícies de bases) e geológico compilado. De posse desses, foram selecionadas áreas alvo com maior probabilidade de ocorrência de estruturas neotectônicas com registros preservados. As atividades de campo compreenderam o reconhecimento dos depósitos sedimentares das diversas unidades da área, efetuado através do levantamento de perfis geológicos, com especial atenção aos depósitos cretáceos da Bacia Bauru (formações Adamantina e Marília) e litologias e estruturas dos depósitos sobrejacentes.

Nas áreas com ocorrência de estruturas tectônicas rúpteis, foi efetuada coleta de dados estruturais, do tipo juntas, com medição sistemática dessas estruturas, e tentativa preliminar de hierarquização da cronologia dessas estruturas.

2.5 MÉTODOS ESTRUTURAIS

A análise dos dados estruturais visou a determinação dos campos de esforços responsáveis pela geração de estruturas tectônicas rúpteis. As famílias de juntas que apresentaram direções sistemáticas a nível regional, tiveram os pólos plotados em estereograma Schmidt-Lambert, hemisfério inferior e apresentados em diagrama de pólos de planos, contorno de pólos e diagrama de rosetas com azimutes dos planos e seus mergulhos. A análise das juntas seguiu os conceitos de Hancock (1985), Hancock & Engelder (1989), Dunne & Hancock (1994) e Pollard & Aydin (1988). A análise de famílias de juntas para determinação de paleoesforços é um método cujo uso vem sendo incrementado, e tem propiciado bons resultados Caputo (1995), Salvador & Riccomini (1995), Riccomini (1997).

Nesta etapa os dados obtidos foram tratados através do programa *FP Tectonics*, versão 1.51.141, (1996-99) de Franz Reiter e Peter Acs, adquirido do Departamento de Geologia da Universidade de Nuburgrin (Austria). através do uso da *Internet*.

2.6 PETROGRAFIA

Na descrição petrográfica de basaltos e da rocha alcalina encontrada na Fazenda Santa Isabel, Município de Guariba, recorreu-se ao procedimento comum para análise de seções delgadas de rochas por microscopia óptica para caracterização de texturas e composição mineralógica.

FIGURA 2.1 - Folhas topográficas e conjunto de pontos usados (drenagens de segunda ordem) para confecção do mapa de isobases.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 GENERALIDADES

A área de estudo engloba rochas sedimentares e vulcânicas mesozóicas das bacias do Paraná e Bauru. O limite entre essas bacias ocorre ao longo da margem esquerda dos Rios Moji-Guaçu e Pardo e coincidem com o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a) em sua porção setentrional. Têm-se ainda, sedimentos cenozóicos na forma de depósitos coluviais e aluviais (FIG. 3.1). Destaca-se a atuação de estruturas tectônicas rúpteis na evolução mesozóica e cenozóica da área estudada.

3.2 BACIA DO PARANÁ

Estabelecida na Plataforma Sul Americana, a Bacia do Paraná é classificada como intracratônica, resultante de uma sinéclise complexa com desenvolvimento do Paleozóico ao Jurássico, com grande espessura de sedimentos e, a partir do vulcanismo ocorrido no Jurássico Superior, tida como uma anfíclise (Almeida 1981).

As unidades da Bacia do Paraná na área de estudo pertencem ao Grupo São Bento, compreendendo as formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (FIG. 3.1).

3.2.1 FORMAÇÃO PIRAMBÓIA

A Formação Pirambóia, ocorre localizadamente na extremidade sul-sudeste da área (FIG. 3.1). É descrita por Almeida & Melo (1981) como sendo um pacote de sucessivas camadas arenosas, avermelhadas ou rosadas de granulometria fina a média, com maior proporção de argila na porção basal, onde se destacam estratificações plano-paralelas e cruzadas tangenciais na base, de pequeno até médio porte.

Quanto ao ambiente deposicional, Soares *et al.* (1973) consideram que Formação Pirambóia tenha sido depositada em canais fluviais e transbordamento, em sistema meandrante. Lavina (1981) analisando seções de poços e afloramentos, atribui ambiente eólico na deposição Pirambóia, que estaria intercalado aos depósitos lacustres do topo da Formação Rio do Rastro. Na Região de Rio Claro (SP), Briguetti

(1994) e Caetano-Chang (1997) registram na Formação Pirambóia fácies eólicas de dunas, interdunas e lençóis de areia, intercaladas por depósitos fluviais de rios efêmeros.

Segundo Matos (1995) em virtude do escasso conteúdo paleontológico da Formação Pirambóia, sua idade tem sido inferida no conhecimento de suas relações com o topo das unidades que apresenta contato (Rio do Rastro, Teresina e Corumbataí) e a base da Formação Botucatu; ou ainda, com as unidades do Grupo Rosário do Sul. Desta forma a idade de deposição da Formação Pirambóia seria triássica (FIG. 3.2).

3.2.2 FORMAÇÃO BOTUCATU

A Formação Botucatu encerra em sua maioria arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média com boa seleção de grãos foscos e esféricos. Estes arenitos apresentam estratificações cruzadas tangenciais de médio a grande porte, características de dunas caminantes e localmente ocorrem pacotes de arenitos de natureza areno-conglomerática (Almeida & Melo 1981).

Para os arenitos homogêneos com estratificações de grande porte são atribuídas fácies eólicas (*erg*) e para os depósitos fluviais restritos, fácies torrenciais de *reg*, ambas caracterizando ambiente desértico para a Formação Botucatu (Soares 1973).

O conteúdo paleontológico da Formação Botucatu é escasso. Quanto à sua idade, seu limite inferior provavelmente corresponde ao Triássico Superior, com base em fósseis de vertebrados nas camadas Rosário do Sul, encontrados no Rio Grande do Sul. Já o limite superior é atribuído ao Neocomiano, equivalente aos derrames mais novos da Formação Serra Geral (Almeida & Melo 1981) (FIG.3.2).

3.2.3 FORMAÇÃO SERRA GERAL

A Formação Serra Geral é constituída por derrames basálticos, predominantemente toleíticos, com variações químicas. Adicionalmente, ocorrem inúmeras soleiras e diques de diabásio associados ao magmatismo (FIG. 3.1).

Os arenitos da Formação Botucatu interdigitam-se com os derrames da Formação Serra Geral, de tal forma que os limites tornaram-se convencionais (FIG. 3.1), sendo estabelecidos em função de conveniências locais (Almeida & Melo 1981).

Os derrames são formados por rochas basálticas de cor cinza escura a negra, afaníticas. Tem espessura individual variável, de 50m a 100m (Leinz 1949, *apud* Almeida & Ponçano 1981), com grande extensão lateral, podendo ultrapassar 10 km. Petrograficamente os basaltos da Formação Serra Geral são essencialmente compostos por labradorita zonada associada a clinopiroxênios (augita e/ou pigeonita) e, acessoriamente, apresentam titano-magnetita, apatita, quartzo e muito raramente olivina ou seus produtos de alteração (Almeida & Melo 1981).

Turner *et al.* (1994), com base em datações Ar/Ar, determinaram que o magmatismo ocorreu entre 138 e 127 Ma.

3.3 BACIA BAURU

A Bacia Bauru (Barcelos & Suguio 1987, Fernandes 1992, Fernandes & Coimbra 1996), é considerada como entidade tectônica distinta da Bacia do Paraná, dentro da porção centro sul da Plataforma Sul Americana. Constitui uma depressão desenvolvida por subsidência termo-mecânica, no Cretáceo Superior, preenchida por uma seqüência continental essencialmente arenosa, com rochas vulcânicas alcalinas associadas. Têm como substrato principal as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, a Bacia Bauru, é delimitada por duas discordâncias, definidas por superfícies erosivas regional. Uma basal, pós-gondwânica, e outra no topo, conhecida por Sul-Americana (Fernandes & Coimbra 1996). Ocorre no oeste do Estado de São Paulo, noroeste do Estado do Paraná, na porção oriental do Estado do Mato Grosso do Sul, no Triângulo Mineiro (Estado de Minas Gerais) e no sul de Goiás.

A idade do preenchimento sedimentar da Bacia Bauru é atribuída ao intervalo Coniciano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior), com base na ocorrência de fósseis de vertebrados (Huene 1939, *apud* Fernandes 1998), por datações absolutas de rochas vulcânicas intercaladas (Coutinho *et al.* 1982) e correlação com parte da sedimentação na Bacia de Santos (Soares & Landim 1976).

As bases da litoestratigrafia foram postuladas na década de 70 (Soares *et al.* 1979). Fernandes (1992) e Fernandes (1998) dividiu os estudos em quatro fases: pioneira, de caracterização, de cartografia regional, sobretudo litoestratigráfica e atual.

Unidades Litoestratigráficas

Cenozóico

Sedimentos Aluvionares - Aluviões em geral, incluindo areias inconsolidadas de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadamente, em depósitos de calha e/ou terraços.

Formação Rio Grande - Sedimentos arenosos, intercalados por leitos de cascalhos e de argila, que se repetem na sucessão vertical e se distribuem, com a mesma variação litológica, em toda sua extensão.

Suítas Alcalinas - Tinguaitos (Jaboticabal), Analcimito fonolítico

Mesozóico

Cretáceo

Sedimentos correlatos à Formação Itaqueri - Arenitos conglomeráticos limonitizados, siltitos e conglomerados oligomíticos.

Formação Marília - Arenitos finos a médios imaturos, cor bege a rosa (pálidas), em unidades de aspecto maciço, com intensa cimentação e nodulação carbonáticas, de espessura média de 1m.

Formação Adamantina - Arenitos muito finos a finos, de coloração marrom-claro rosado a alaranjado; em estratos tabulares maciços ou estratificados, intercalados com unidades de espessura submétrica, com estratificação cruzada e lamitos arenosos maciços.

Analcimitos Taiúva - Rochas alcalinas, de coloração marrom-claro a avermelhado, textura afanítica; algumas vezes apresentam amígdalas e fraturas preenchidas por calcita.

Cretáceo Inferior

Suítas Básicas - Dique e sills, em derrames básicos, incluindo diabásios, dioritos pórfiros, monzonitos pórfiros, andesitos pórfiros, traquiandesitos, gabros e lamprófiros.

Triássico-Cretáceo

Formação Serra Geral - Rochas vulcânicas toleíticas em derrames basálticos de coloração cinza a negra, textura afanítica, com intercalações de arenitos intertrapeanos, finos a médios, de estratificação cruzada tangencial e esparsos níveis vitrofíricos não individualizados.

Formação Botucatu - Arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média com estratificações cruzadas de médio a grande porte; depósitos fluviais restritos de natureza areno-conglomerática e camadas localizadas de siltitos e argilitos lacustres.

Formação Pirambóia - Depósitos fluviais e de planícies de inundação incluindo arenitos finos a médios, avermelhados, siltico-argilosos, de estratificação cruzada ou plano-paralela; níveis de folhelhos e arenitos argilosos de cores variadas e raras intercalações de natureza areno-conglomerática.

Convenções Geológicas

- Contato Definido
- - - Contato Inferido
- Falha sem rejeito definido
- A/B Falha Normal - movimento relativo
A=alto B=baixo
- - - Falha Inferida

Convenções Cartográficas

- Cidades
- Rodovias
- Ferrovia
- Hidrografia

Long. 48°00'W
Lat. 20°00'S Coordenadas Geográficas

Documentação geológica utilizada

Área de estudo

Brandt Neto, M. 1984. O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo. São Paulo, Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP). 2v.

Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo & Universidade Estadual Paulista (DAEE-UNESP). 1982. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. São Paulo. DAEE/UNESP. Escala 1:250.000

- 1 - Folha Araraquara
- 2 - Folha Ribeirão Preto
- 3 - Folha Prata-São José do Rio Preto
- 4 - Folha Uberaba-Franca

Fernandes, L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). São Paulo, Universidade de São Paulo. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP).

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. Nota explicativa. São Paulo. Monografias, 6. Escala 1:500.000. v.II (2 mapas).

Pedrosa-Soares, A.C.; Dardene, M.A.; Hasui, Y.; Cape de Castro, F.D.; Carvalho, M.V.A.; Reis, A.C. 1994. Mapa geológico do Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. CEMIG - Belo Horizonte, MG.

Figura 3.1 - Mapa geológico compilado da área de estudo

Sales, A.M.F. - 1999 - Estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, SP

FIGURA 3.2.- Coluna litoestratigráfica da Bacia do Paraná (modificada por Matos 1995).

Na última fase, segundo Fernandes (1992), destacam-se os trabalhos de Soares *et al.* (1980), Almeida *et al.* (1980), Barcelos (1984) e Sousa Jr. (1984).

Com relação à evolução tectono-sedimentar da bacia, importantes contribuições são os trabalhos de Fulfaro & Barcelos (1992), Riccomini (1995, 1997) Fulfaro & Perinotto (1996), dentre outros.

Recentemente, Fernandes (1992), Fernandes & Coimbra (1996) e Fernandes (1998) dividiram a seqüência sedimentar da Bacia Bauru (com rochas vulcânicas associadas) em dois grupos cronocorrelatos: Caiuá e Bauru (FIG. 3.3).

Muitas são as propostas de subdivisão litoestratigráfica para a Bacia Bauru. Nesta pesquisa, pela sua operacionalidade, adota-se a proposta de Fernandes & Coimbra (1996) (FIG. 3.3), que compreende os grupos Caiuá e Bauru. Na área de estudos afloram apenas as formações Adamantina e Marília, do Grupo Bauru.

O Grupo Bauru ocorre nas porções leste e norte da Bacia Bauru (FIG. 3.3), com sistema fluvial entrelaçado com lagos, atestado pelos depósitos arenosos das formações Adamantina e Uberaba (que ocorre somente em Minas Gerais), e os depósitos de leques aluviais marginais à bacia da Formação Marília e os Analcimitos Taiúva (Fernandes & Coimbra 1996).

3.3.1 FORMAÇÃO ADAMANTINA

A Formação Adamantina aflora na maior parte do Planalto Ocidental no Estado de São Paulo e na área de estudo (FIGS. 3.3 e FIG. 3.1). Na concepção de Fernandes & Coimbra (1996) constitui-se de arenitos finos a muito finos e lamitos siltosos, de cor rósea a castanho, com intercalações de argilitos de cor castanho-avermelhado, localmente com cimento calcítico. Seus estratos são tabulares, maciços, laminados ou com estratificação cruzada com estruturas de corte e preenchimento com intraclastos de argila. As associações faciológicas de barras de canal, planícies de inundação, lagoas efêmeras e pequenas dunas denotam ambiente deposicional fluvial entrelaçado com lagoas e contribuição eólica.

A maior parte do conteúdo paleontológico do Grupo Bauru é encontrado na Formação Adamantina (Soares *et al.* 1980, Fernandes 1998) e compreende fósseis de répteis, peixes, moluscos, crustáceos e algas.

3.3.2 FORMAÇÃO MARÍLIA

as rochas sedimentares da Formação Marília ocorrem extensivamente no território Paulista, (Soares *et al.* 1980) e na região do Triângulo Mineiro, em Goiás e no Mato Grosso do Sul (Barcelos 1984). No polígono estudado restringem-se à região de Monte Alto. Regionalmente, são constituídos por arenitos finos a médios, com cimento e concreções carbonáticas, conglomerados e arenitos com cimento carbonático. Os estratos apresentam-se maciços, as vezes com estratificação cruzada de pequeno a médio porte. As associações faciológicas de depósitos em canal, barras de canal e localmente lagoas, mostram ambiente de leques aluviais para a Formação Marília (Fernandes & Coimbra 1996). O conteúdo paleontológico é representado por répteis, peixes, ostracodes, algas, bivalves, moluscos e anfíbios.

3.3.3 ANALCIMITOS TAIÚVA

Na região das cidades de Aparecida do Monte Alto, Taiúva e Piranji, em São Paulo, lavas de caráter alcalino, ricas em analcima, foram constatadas em testemunhos de sondagens intercaladas à Formação Adamantina (Coimbra *et al.* 1981, Coutinho *et al.* 1982) com idade de 61 Ma (Coutinho *et al.* 1982). As rochas efusivas, consideradas como unidade litoestratigráfica da Bacia Bauru, foram designadas de Analcimitos Taiúva (FIG. 3.3). Na área de estudos ocorre um pipe de rocha alcalina nas proximidades de Jaboticabal (Pinotti *et al.* 1970) (FIG. 3.4), um Tinguaito datado em 54 Ma (Gomes & Valarelli 1970).

3.4 DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Os eventos geológicos atuantes durante a evolução cenozóica do território paulista (acentuado soerguimento da região cristalina e erosão diferencial na área da Bacia do Paraná) são basicamente os responsáveis pela formação de relevo (da Depressão Periférica, das Cuestas Basálticas e do Planalto Ocidental) e deposição de seqüências sedimentares correlativas (Ponçano 1981).

Nesse quadro geomorfológico, os depósitos cenozóicos das Cuestas Basálticas são representados por conglomerados e arenitos conglomeráticos, freqüentemente ferruginosos e limonitizados, formados predominantemente por seixos

de quartzo e de quartzito, cimentados por óxido de ferro, com poucos metros de espessura (Ponçano 1981). Já no Planalto Ocidental as formações sedimentares cenozóicas constituem-se basicamente de depósitos aluviais, eluviais e coluviais quaternários, distribuídos ao longo das principais linhas de drenagem (Ponçano 1981).

Na área ocorrem depósitos comumente denominados de Sedimentos correlatos a Formação Itaqueri, de idade Cenozóica, compostos predominantemente por arenitos conglomeráticos limonitizados, siltitos e conglomerados oligomíticos (Ponçano 1981). Esses sedimentos areno-rudáceos semelhantes aos depósitos das camadas Itaqueri e aos ocorrentes nas Serras de São Pedro, Itaqueri, Cuscuzeiro, Rifaina e Rubião Júnior Franca-Pedregulho (Barcelos *et al.* 1983); apresentam diversidade de composição petrográfica e mostram uma grande variação de proveniência. A disposição desses depósitos em faixas descontínuas no reverso das Cuestas, é interpretada como basais à Formação Bauru ou posterior, associada ao arqueamento pós-cretáceo do leste paulista (Ponçano 1981). A ferruginação presente em todos os depósitos, segundo Ranzani *et al.* (1972), pode afetar os arenitos subjacentes. Essa situação é vista nos depósitos situados na região de Sales Oliveira e Orlandia.

Na porção mineira da área estudada têm-se depósitos de terraços, constituindo a Formação Rio Grande (Arid & Barcha 1971). Ocorrem no Vale do Rio Grande, predominantemente em sua margem direita, sendo compostos essencialmente por sedimentos arenosos intercalados a leitos de cascalhos e de argila, por vezes afastados da calha dos rios.

3.5 ESTRUTURAS RÚPTEIS NA EVOLUÇÃO ESTRUTURAL REGIONAL

A Bacia do Paraná é tipicamente intracratônica, de interior remoto instável (Almeida *et al.* 1981), que no decorrer de sua história teve configuração condicionada por arqueamentos, flexuras e alinhamentos estruturais do embasamento. Na área geográfica da Bacia do Paraná, em território paulista, os alinhamentos estruturais tem direções WNW, NW e NNW, apresentam um padrão de blocos romboedrais. Esses alinhamentos estão dispostos marginalmente à Bacia do Paraná e participam de sua delimitação, ou ainda são transversais às suas bordas, influenciando na distribuição das acumulações sedimentares, altos estruturais e dos focos de magmatismo alcalino (Riccomini 1997, FIG. 3.5).

A Bacia Bauru possui limites predominantemente tectônicos, influenciados por duas direções predominantes, NNE-NE e NNW-NW, correspondendo às seguintes estruturas: os alinhamentos do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a), São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu (Riccomini 1995), a leste; do Paranapanema (Fulfaro 1974), a sudeste; do Rio Piquiri (Ferreira 1982), ao sul; a Antéclise de Rodonópolis (Coimbra 1991), a noroeste, e o Soerguimento do Alto-Paranaíba, a nordeste (Hasui & Haralyi 1991) (FIG. 3.3).

Quanto ao arcabouço estrutural da Bacia Bauru em sua borda oriental, no Estado de São Paulo, Riccomini (1997) relaciona os alinhamentos de direção NNW e WNW a movimentações de componentes sinistral e dextral, em modelo transcorrente com binário dextral de orientação próxima de E-W (FIG. 3.5).

O Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a) é uma feição estrutural de grande extensão e direção NNW. Em sua porção sul secciona rochas pré-cambrianas, sedimentos paleozóicos, rochas sedimentares e vulcânicas mesozóicas e influi na conformação altos estruturais; na porção setentrional, tem influência no alojamento de focos do magmatismo alcalino e na distribuição de sedimentos, além de depósitos cenozóicos de menor expressão (Riccomini 1995, FIG. 3.5).

FIGURA 3.3 - Mapa de ocorrência e distribuição da cobertura neocretácea suprabasáltica no Brasil. Convenções: 1. Embasamento pré-Cretáceo Superior; 2-4. Grupo Caiuá (2. Fm. Goio Erê, 3. Fm. Rio Paraná e 4. Fm. Santo Anastácio); 5-7. Grupo Bauru (5. Fm. Adamantina, 6. Fm. Uberaba e 7. Fm. Marília); 8. Sedimentos quaternários. 9- 15. Principais feições tectônicas das bordas da Bacia Bauru (I. Antéclise de Rodonópolis; II. Soerguimento do Alto Paranapaíba; III. Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; IV. Alinhamento de São Carlos-Leme; V. Alinhamento de Ibitinga-Botucatu; VI. Alinhamento de Paranapanema; VII. Alinhamento do Rio Piquiri). Quadro menor: relações entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru. T- Analcimitos Taiúva; U- Formação Uberaba. (Extraído e modificado de Fernandes & Coimbra, 1996; Riccomini, 1997).

FIGURA 3.4 – Quadro geológico e tectônico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil. 1) embasamento pré-cambriano; 2) sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3) rochas relacionadas ao vulcanismo da Formação Serra Geral, em parte recobertas por sedimentos e, nesses últimos, algumas intercalações de lavas alcalinas; 4) rochas relacionadas ao magmatismo Mesozóico-Cenozoico (ver quadro no interior da figura; idades entre parenteses); 5) sedimentos terciários do RCSB; 6) zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasileiro Pan-Africano, em parte reativadas pelo menos durante o Mesozóico e Cenozóico; 7) zonas de flexura; 8) isópaca, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9) epicentros de terremotos; 10) bacias do rift (1- Bacia de Curitiba, 2- Formação Alexandra e Graben de Guaraqueçaba, 3- Formação Pariquera-Açu, 4- Graben de sete Barras, 5- Bacia de São Paulo, 6- Bacia de Taubaté, 7- Bacia de Resende, 8- Bacia de Volta Redonda, 9- Graben da Guanabara, 10- Bacia de Itaboraí, 11- Graben de Barra de São João) (Riccomini *et al.* 1996).

FIGURA 3.5 - Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. 1. Substrato pré-cambriano, em parte recoberto por sedimentos cenozóicos; 2. Terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, subjacentes aos derrames superiores da Formação Serra Geral; 3. Rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4. Sills de diabásio; 5. Contato aproximado entre 2 e 3; 6. Depósitos rudáceos da região de Franca-Pedregulho; 7. Grupos Caiuá e Bauru, não diferenciados; 8. Formação Marília, Grupo Bauru; 9. Formação Itaqueri; 10. Formação Rio Claro e depósitos correlatos; 11. Alinhamentos estruturais (A- Rio Paranapanema; B- Tietê; C- Ibitinga-Botucatu; D- Rio Moji-Guaçu; E- Ribeirão Preto-Campinas; F- Rifaina-São João da Boa Vista; G- São Carlos-Leme; H- Barra Bonita-Itu; I- Guapiara; J- Cabo Frio); 12. Manifestações alcalinas (1- Taiúva; 2. Aparecida do Monte Alto; 3. Jaboticabal; 4. Piranji; 5. Ipanema/Araçoiaba da Serra); 13. Altos estruturais (6- Domo de Anhembi-Piapara; 7- Estrutura de Pitanga; 8- Domo de Artemis; 9- Horst de Pau d'alho; 10- Domo de Jacu; 14- Estrutura Dômica de Carlota Prenz; 15- Domo de Rio Grande; 16- Domo de Jacutinga; 17- Domo de Guarda; 18- Astroblema de Piratininga; 19- Domo de Jacaré-Guaçu). Mapa menor: relações dos alinhamentos com fraturas sintéticas (R), antitéticas (R'), de tração (T), em relação a um binário transcorrente dextral de direção E-W (Y) (segundo Riccomini 1997).

4 GEOMORFOLOGIA, DRENAGEM E ESTUDO MORFOTECTÔNICO

4.1 GEOMORFOLOGIA

De acordo com Ponçano *et al.* (1981) o relevo no Estado de São Paulo é resultante da ação dos fatores litoestruturais e climáticos. O primeiro conduziu a uma compartimentação clássica de áreas cristalinas adjacentes a bacias sedimentares onde a denudação dos maciços antigos e a resistência dos derrames basálticos juro-cretáceos, em relação aos sedimentos paleozóicos, formaram a Depressão Periférica, sucedida pelo relevo de *cuestas*, e pelo planalto a oeste do reverso das *cuestas*. Nessa evolução, a tectônica foi responsável por muitas direções de entalhamento e pelo caráter erosivo e de remoção de detritos, devido a epirogênese ascensional. O clima influenciou na formação das superfícies de erosão e diretamente na repartição dos processos morfogenéticos.

Nesse quadro, a cartografia do território paulista é subdividida em função dos sistemas de relevo (Ponçano *et al.* 1979, Ponçano *et al.* 1981). Na área estudada comparecem duas províncias geomorfológicas: as Cuestas Basálticas e o Planalto Ocidental.

4.1.1 CUESTAS BASÁLTICAS

As áreas de rochas basálticas no Estado de São Paulo sustentam relevos de *cuestas*. Essa província geomorfológica apresenta um relevo escarpado nos limites com a Depressão Periférica, seguido de uma sucessão de grandes plataformas estruturais de relevo suavizado, inclinadas em direção a calha do Rio Paraná, também conhecida como reverso das *cuestas*.

No reverso das *cuestas* o controle estrutural na topografia é mais claro, mostrado pelas elevações que são próximas do caimento regional do pacote. Seu sistema de drenagem é diversificado. A ação da erosão é pronunciada, mesmo com as peculiaridades de cada bacia de drenagem responsável por uma esculturação com

diferentes intensidades de entalhe, originando diferentes conjuntos morfológicos (Ponçano *et al.* 1981).

De acordo com o mapa geomorfológico do Estado de São Paulo (Carneiro *et al.* 1981) as principais formas de relevo da Província de Cuestas Basálticas, ocorrentes na área de estudo, são os morros amplos (Foto 01), seguidos por colinas amplas, encostas com *cânions* locais (Foto 02), morros arredondados e mesas basálticas (FIG.4.1).

Nas proximidades dos baixos cursos dos rios principais (Rio Grande, Rio Sapucaí-Mirim e Rio Pardo) (Foto 03), são encontrados relevos monótonos do tipo colinas amplas.

4.1.2 PLANALTO OCIDENTAL

A província geomorfológica do Planalto Ocidental desenvolve-se essencialmente sobre os litotipos do Grupo Bauru; nos vales dos principais rios expõem-se basaltos em ocorrências descontínuas, exceto ao longo do Rio Pardo, onde os basaltos ocorrem continuamente.

Abrangendo aproximadamente 50% do Estado de São Paulo, o Planalto Ocidental é ocupado por relevos monótonos de colinas e morrotes, dentre os quais destacam-se platôs, com formas erodidas, topograficamente destacados por elevações de até 200 metros (Ponçano *et al.* 1981).

A passagem do relevo de *Cuestas* Basálticas para o Planalto Ocidental é uma questão complexa. De acordo com Ponçano *et al.* (1981) a natureza do substrato, a menor inclinação regional das camadas para oeste e a organização da drenagem são indicadores da passagem gradual para o Planalto Ocidental.

As formas de relevo predominantes na Província do Planalto Ocidental baseado em Carneiro *et al.* (1981), na área em questão são: colinas amplas e colinas médias, com freqüentes transições, não se limitando à área das rochas do Grupo Bauru, modelando também áreas de ocorrência das rochas basálticas da Formação Serra Geral, no caso o vale do Rio Pardo; ocorrem ainda morrotes alongados e espigões (FIG. 4.1).

Uma zona de destaque dentro da área estudada é o Planalto de Monte Alto (FIG. 4.1), relevo residual sustentado por arenitos da Formação Marília com forte cimentação carbonática. Esse planalto, de acordo com o mapa de Carneiro *et al.* (1981) apresenta relevos de colinas amplas e colinas médias, formado a superfície cimeira, e de morrotes alongados e espigões.

Essa feições do Planalto de Monte Alto são circundadas por relevos de transição do tipo escarpas festonadas e encostas sulcadas por vales subparalelos, escapas que a oeste são limitadas pela Serra do Jaboticabal.

Com relação à rede de drenagem do Planalto Ocidental, Ponçano *et al.*, (1981) evidenciam um paralelismo de eixos alinhados para NW, apresentando em alguns locais evidências de capturas. Especificamente com relação ao Planalto de Monte Alto, esses autores situam-no como o divisor de águas dos rios Tietê, Turvo e Moji-Guaçu, alongando-se mormente entre Monte Alto e Taiuva.

FIGURA 4.1 Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo -1:500.000 (Carneiro *et al.* 1981), abrangendo a região estudada, discriminadas as seguintes formas de relevo: (111) Planícies aluviais, (212) colinas amplas, (213) colinas médias, (221) morros amplos, (234) morrotes alongados e espigões, (241) morros arredondados, (311) mesas basálticas, (511) encostas sulcadas por vales subparalelos, (512) encostas com cânions locais e (521) escarpas festonadas.

PRANCHA 01

Foto 01 - Província de *Cuestas* Basálticas, mostrando feição geomorfológica de morros amplos. Foto tomada no rumo N90E nas cercanias da Cidade de Ribeirão Preto.

FOTO 02 - Feições geomorfológicas do tipo encostas com *cânions* locais, Formação Serra Geral. Rodovia Anhanguera, próximo a cidade de Ituverava. Foto tirada para o rumo N80E.

Foto 03 - Região próxima a Pitangueiras, margem do Rio Pardo, onde são encontradas feições geomorfológicas de relevos monótonos do tipo colinas amplas. Foto tirada no rumo S80W.

FIGURA 4 - Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo - 1:500.000 (Camargo et al., 1981).
Apresentando a região estudada, discriminando as seguintes formas de relevo: (1) planícies
altas (245) colinas amplas (23) colinas médias (22) morros amplos (21) morros
altos e espessos (24) morros arredondados (18) mesas basálticas (17) encostas
suaves por vistas topográficas (212) encostas com cânions locais e (213) encostas

01

02

03

4.2 DRENAGEM

Em regiões de relevo suavizado, como na área em questão, dificilmente se observa o deslocamento ou deformação em sedimentos, em geral encobertos por sedimentos recentes. A investigação da rede de drenagem torna-se assim uma ferramenta fundamental para estudos neotectônicos e imprescindível para a interpretação estrutural (Howard 1967), visto que os rios adaptam-se e rapidamente são capazes de se ajustar à deformação, em períodos de tempo relativamente curtos (Keller & Pinter 1996). Qualquer mudança morfológica do rio não decorre necessariamente de fatores tectônicos, mas deve-se atentar para o fato de que a morfologia dos grandes rios (grandes segmentos de drenagem) seguem feições estruturais.

As anomalias de drenagem fornecem indicativos locais de feições estruturais que não são observadas por outros métodos. Considera-se como feições anômalas os longos segmentos retilíneos, o desenvolvimento de meandros, o estreitamento e afastamento de canais, as depressões isoladas e as curvas anômalas de um rio e o afogamento ou alargamento de vales ou canais (Howard 1967).

Na área em questão, o padrão normal de distribuição da rede de drenagem tem rumo NW. Esse padrão, como exposto por Melo *et al.* (1993) no Alto Rio Pardo, é regional, imposto pelo soerguimento da área costeira situada a sudeste, acentuado a partir do Jurássico em contraposição ao rebaixamento relativo do eixo da bacia do Paraná, situado a noroeste.

Através dos padrões mostrados pela drenagem, pode-se obter informações de feições estruturais que ocorrem na superfície e também em subsuperfície:

- 1) os padrões dentrítico e subdentrítico prevalecem na rede de drenagem da área, caracterizam principalmente a baixa declividade na qual está situada;
- 2) a drenagem paralela a subparalela ocorre ao longo dos principais rios (Moji-Guaçu, Pardo, Turvo e Sapucaí-Mirim), Serra do Jaboticabal e formas de relevo de degradação do tipo morros amplos (FIG. 4.1); em todos apresenta direção principal para NW. Isso reflete a inclinação moderada do terreno, cujo substrato é composto por rochas basálticas da Formação Serra

Geral, também podendo ser relacionada a áreas cujos relevos são paralelos ao declive regional. Quando o padrão subparalelo domina em relação ao padrão paralelo, tem-se um controle estrutural, porém não muito forte;

3) os padrões retangular, sub-retangular e angulato, sendo o último derivado do primeiro, ocorrem nas zonas geomorfológicas de colinas médias (FIG. 4.1), afetando em alguns trechos da rede de drenagem canais primários, secundários e na porção central da área o Rio Moji-Guaçu. Esses padrões em geral podem ser associados a zonas de fraturas ou falhas;

4) na porção sudeste da área, o Rio Moji-Guaçu, mostra o desenvolvimento de meandros com alargamento de seus canais e formação de lagoas. O meandramento de um rio pode ser relacionado a movimentos laterais ou transversais ao vale. A migração tende a se localizar no bloco rebaixado e no lado oposto, os canais abandonados (Da Silva 1997). Essas feições podem ser interpretadas como possíveis evidências de neotectonismo naquele trecho da drenagem;

5) dois padrões foram encontrados, um padrão anelar (restrito à uma ocorrência na margem direita do Rio Grande), e um padrão radial de pequena expressão (ocorrendo nas regiões de Tabatinga, Bonfim Paulista e no *platô* de Monte Alto) diferindo do padrão de drenagem regional (FIG 4.2).

Uma anomalia na drenagem pode evidenciar alguma forma que concorde com estruturas regionais conhecidas e/ou topográficas. A drenagem anômala pode ser definida como um desvio local da drenagem regional e do padrão de drenagem (Howard 1967). As anomalias de drenagem, sobretudo, fornecem fortes indícios locais de feições estruturais não detectadas por outros métodos.

4.2.1 ALINHAMENTOS DE DRENAGEM

Os alinhamentos de drenagem foram obtidos inicialmente a partir da rede de drenagem contida no mapa geológico do Estado de São Paulo, Folhas São José do Rio Preto, Araraquara, Franca e Ribeirão Preto, escala 1:250.000, (DAEE-UNESP-1982)

cobrindo toda área de estudo. A partir desses mapas foi digitalizada a rede hidrográfica que possibilitou a análise da drenagem, onde foram marcados os seus alinhamentos, onde cada segmento retilíneo representa um traço, na concepção de Deffontaines (1989). Finalizando com a apresentação dos alinhamentos de drenagem em mapa (FIG. 4.2).

Para os segmentos de drenagem com um arranjo retilíneo ou arqueado foi usado o termo **alinhamento**, restrito a uma conotação descritiva e genética utilizados por Liu (1984) e Da Silva (1997), enquanto que o termo **lineamento** diz respeito a feições lineares ocorrentes na crosta terrestre, retilíneas ou levemente arqueadas e com representatividade em escalas mapeáveis.

O mapa onde estão traçados os alinhamentos de drenagem mostra uma concentração destes ao longo do Rio Moji-Guaçu e rio Pardo, precisamente na porção centro-norte.

As principais direções são representadas pelos alinhamentos NW-SE e NE-SW e secundariamente N-S, NNE, NNW, E-W, WSW e WNW.

O Rio Moji-Guaçu mostra uma assimetria dos segmentos de vales que o compõem, possivelmente relacionado a movimentos ou basculamentos que acompanham o rio, mas que manifestam-se transversalmente ao rio, associados a falhamentos com componente direcional, daí o motivo da assimetria dos vales, formação de terraços assimétricos e formação de meandros abandonados assimetricamente presentes em uma única margem

4.3 FOTOLINEAMENTOS

As Imagens usadas, fornecem coberturas instantâneas da superfície estudada, permitindo o mapeamento local de estruturas tectônicas. A análise de imagens de satélite (Landsat) pode fornecer subsídios para a colocação dos fotolineamentos em mapa mostrando as feições tectônicas visualizadas (FIG. 4.2). Ao todo foram usadas quatro imagens (TABELA 2), escala 1:250.000, que permitiram a identificação de *trends* com as seguintes direções preferenciais: NW SE, WNW-ESE,

NE-SW e N-S. A figura 4.3 mostra diagrama de roseta apresentando a porcentagem acumulada de azimuth, quantidade de dados e comprimento dos lineamentos obtidos.

As direções NW SE e WNW-ESE são as mais presentes, tanto em número quanto em comprimento, sendo freqüentes nas porções centro-norte e leste da área. Essas direções correspondem morfologicamente ao Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, ao alinhamento de escarpas e vales retilíneos da drenagem subsequente do Reverso das Cuestas e do Planalto Ocidental. As direções NE-SW e N-S tem origem possivelmente relacionada a drenagem conseqüente e apresentam distribuição e ocorrência aleatória.

A maior densidade de fotolineamentos concentram-se principalmente entre os rios Pardo e Sapucaí Mirim e ao longo desses, coincidindo com as áreas de intersecção dos dois principais *trends* (NW-SE e WNW-ESE). Fotolineamentos alinhados segundo NW-SE formam uma direção ao longo das regiões de Pirangi, Taiúva, Jaboticabal, Pradópolis e Bonfim Paulista.

Os fotolineamentos retirados de imagens de satélite constam na FIG. (4.2), juntamente com os alinhamentos retirados do mapa de drenagem. Esse conjunto juntamente com as informações a partir da interpretação do mapa de isobases, serão utilizados na discussão dos dados.

Imagem	Banda	Obtida em	Azimuth	Elevação Solar
TM-Landsat 5	Banda 6	12 set 77	065	37
TM-Landsat 5	Banda 6	12 set 77	066	38
TM-Landsat 5	Banda 6	28 ag 78	056	39
TM-Landsat 5	Banda 6	03 out 78	071	49

TABELA 2 - Dados das imagens de satélite

FIGURA 4.2 - Mapa de alinhamentos e fotolineamentos: 1. Fotolineamentos extraídos de imagens de satélite; 2. alinhamentos extraídos da rede de drenagem; 3. rede de drenagem; 4. Cidades.

A

B

Lineamento	Direção(Az)	Comprimento(m)
1	58	3360
2	105	4200
3	103	5880
4	178	7140
5	4	4830
6	127	13860
7	134	5040
8	144	4200
9	125	13440
10	163	6300
11	151	4620
12	101	6090
13	121	8400
14	36	3360
15	71	3360
16	147	9240
17	67	10710
18	101	9660
19	175	5460
20	144	5460
21	174	5460
22	144	9870
23	106	10500
24	129	5880
25	140	4200

C

comprimento dos fotolineamentos em metros

FIGURA 4.3 - (A) Direções dos fotolineamentos da área a partir do mapa de fotolineamentos, (B) tabela com dados dos fotolineamentos e (C) histograma com comprimento dos fotolineamentos.

4.4 ESTUDO MORFOTECTÔNICO ATRAVÉS DE ISOBASES

Em áreas caracterizadas por superfícies planas, recente entalhe de relevo e similaridade litológica, mapas geológicos e tectônicos, em geral, exibem poucas informações e se a estratigrafia é de difícil aplicação, provavelmente nenhuma informação. Nas condições acima, juntamente com a escassez de dados, a análise regional de feições geomorfológicas como as redes de drenagem é o recurso mais útil para produzir as informações geológicas básicas necessárias (Golts & Rosenthal 1993).

No presente estudo o mapa morfotectônico foi elaborado a partir do emprego das superfícies de bases, segundo procedimentos formulados por Filosofov (1960, apud Jaim 1980). A metodologia aqui adotada envolveu num primeiro passo, previamente aos trabalhos de campo, na preparação do mapa morfotectônico baseado na análise detalhada dos mapas topográficos, na escala de 1:50.000, onde as considerações sobre a morfologia do terreno tem que ser sustentadas pelo conhecimento básico da litoestratigrafia.

4.4.1 METODOLOGIA

A análise morfotectônica consiste de duas fases consecutivas: a definição das ordens de drenagem e a preparação dos mapas de isobases. A ordem designa a posição relativa dos segmentos em uma rede de drenagem da bacia de drenagem erosional (FIG. 4.4.a). A análise da ordem dos canais leva a uma melhor definição do significado da drenagem da área estudada podendo, canais ou vales de ordens similares relatar eventos geológicos similares e ter idade geológica similar, conforme Horton (1945) posteriormente modernizado por Filosofov (1960 *apud* Golts & Rosenthal 1993). Para segmentos de canal de mesma ordem, mas de diferentes tamanhos, os mais curtos são caracterizados por gradientes topográficos mais íngremes. Esses segmentos podem ocorrer nos flancos de estruturas dobradas ou em blocos tectônicos elevados. As inclinações dos segmentos de canal mais longos são em geral suaves.

Esses segmentos na maioria das vezes ocorrem em sinclinais, estruturas de grabens ou blocos baixos de falha.

O termo isobase é usado para designar uma linha a qual esboça uma superfície erosiva. Conforme Filosofov (1960 *apud* Golts & Rosenthal 1993) a superfície de isobase é o plano hipotético formado pelos perfis dos canais conectados de uma ordem de canal similar. A topografia localizada acima das superfícies de base é desprezada. As camadas de canal designam a superfície de base erosiva. A elevação das linhas de isobase são sempre idênticas ou menores do que a superfície do terreno.

A construção de uma linha de isobase é feita a partir de mapas topográficos detalhados, pela intersecção do canal com as linhas de contorno topográfico (FIG. 4.4 c). Isso leva a compilação do mapa de isobases, mostrando as superfícies erosivas para segmentos de canais de ordens similares. Em termos geológicos, superfícies de isobase relacionam estágios erosivos similares e podem ser considerados como manifestações de eventos “tectono-erosivos” regionais e especialmente de movimentos recentes da crosta. Portanto, a análise de superfícies de isobases pode ser uma ferramenta útil para decifrar processos tectônicos recentes (Gary *et al.* 1973).

Para a interpretação do mapa de isobases alguns detalhes devem ser considerados:

- 1) desvios bruscos nas direções das linhas de isobase podem retratar tanto deslocamentos tectônicos como mudanças litológicas (FIG. 4.5.a);
- 2) aproximação das linhas de isobase podem indicar um mergulho abrupto de estratos, por dobramento ou falhamento (FIG. 4.5.b);
- 3) o distanciamento das linhas de isobase em geral reflete gradientes suaves e possível presença de calhas estruturais (FIG. 4.5.c);
- 4) nos vales, em geral, as linhas de isobase delineiam uma saliência contra a corrente, entretanto, se a saliência for a favor da corrente pode indicar intensa subsidência daquele segmento de corrente em particular; tal fato,

na maioria dos casos, é acompanhado pela bifurcação dos vales e pela acomodação dos aluviões (Golts & Rosenthal 1993) (FIG. 4.5.d);

Segundo estudos de Golts & Rosenthal (1993) as seções longitudinais dos vales das mesmas ordens de drenagens, construídas durante um período geológico definido, são expressões verdadeiras dos movimentos tectônicos ocorridos durante esses intervalos de tempo geológico. Desta forma, mapas de isobases derivados de vales de uma certa ordem de drenagem, refletem a totalidade dos movimentos tectônicos desde a incisão desses vales até o presente.

O mapa morfotectônico é uma derivação do mapa de isobases, mostrando os lineamentos mais pronunciados ou linhas deslocadas, ressaltadas da análise dos desvios de direção das linhas de isobase.

Outra oportunidade para inferências morfotectônicas e neotectônicas é provida pelos estudos de orientação dos principais eixos de esforços. Esses eixos são inferidos a partir da orientação corrigida da rede de drenagem (Scheidegger 1980; Zucchiwicz 1986 *apud* Zucchiwicz 1991), e esta é comparada aos parâmetros do campo de esforços que é reconstituído a partir de dados de estruturas rúpteis, como falhas e juntas.

FIGURA 4.4. Estágios metodológicos na análise morfotectônica: (a) Definição das ordens de drenagem; (b) ordens de drenagem superpostas às curvas de nível topográfico; (c) mapa de isobase (derivado de drenagens de segunda ordem); (d) falha tracejada evidenciada pelo desvio das linhas de isobase (Golts & Rosenthal 1993).

4.4.2 MAPA DE ISOBASES DA ÁREA DE ESTUDOS

A área estudada encontra-se na porção nordeste do Estado de São Paulo, estendendo-se em parte nas bacias de drenagem do Rio Moji-Guaçu, Rio Pardo e Rio Grande, sendo as principais bacias da região, em uma área de aproximadamente 16.200 km. Nesse polígono afloram depósitos sedimentares e magmatitos da Bacia do Paraná (Grupo São Bento) e unidades sedimentares da Bacia Bauru, ambos mesozóicos, além de coberturas sedimentares cenozóicas (FIG. 3.1).

O clima uniforme e a pouca heterogeneidade dos litotipos aflorantes permitiria, à primeira vista, esperar modelos estruturais idênticos para esses vales erosivos e bacias, pelo menos na área de ocorrência de cada unidade, que poderiam ser expressos pelo simples padrão de linhas de isobase. Porém, o mapa de isobases da área de estudo mostra mudanças na densidade das linhas, com diminuição gradual a partir do topo para as partes baixas dos vales, dependendo da forma da seção longitudinal do vale durante cada incremento de tempo geológico (FIG. 4.5).

O mapa de isobases (FIG.4.5) retrata algumas anomalias locais. As mais proeminentes são as seguintes:

- 1) na porção sudoeste da área, onde afloram as rochas sedimentares da Bacia Bauru, a superfície mergulha para oeste. As linhas de isobase mostram *trend* NW-SSE e são caracterizadas pela variação das curvas indicando a possível ocorrência de estruturas tectônicas de direção E-W, NW-SE e N-S. Na região de Monte Alto anomalias de isolinhas de formas fechadas e circulares diferem do padrão regional;
- 2) na porção central e noroeste tem-se o predomínio de linhas de isobase com *trend* NNW. Ressalta-se na porção central do mapa o alinhamento das isolinhas mostrando um *trend* NNW e franco paralelismo entre estas. Esta característica denota a ocorrência de uma grande estrutura na calha do Rio Moji-Guaçu e Pardo e ao longo de seus vales. Feição similar, mas de proporções menores é percebida nas isolinhas que acompanham a direção

do Rio Grande, na porção norte do mapa. Desvios nas curvas denotam anomalias localizadas NNE-SSW, N-S e NE-SW;

3) na parte nordeste a superfície mergulha para NW seguindo o *trend* regional das isolinhas. Há uma maior densidade de linhas favorecida pela aproximação destas, em virtude de cotas topográficas mais elevadas. Nos vales as linhas desenham uma saliência a favor da corrente, o que pode indicar subsidência daquele segmento. Anomalias nas curvas sugerem feições estruturais de direção NNW-SSE, NW-SE e NE-SW;

4) na porção sudeste, área de ocorrência do Grupo São Bento, as diferenças litológicas propiciam uma maior diversidade de tipos de anomalias nas curvas, porém predomina o *trend* NW. O afastamento das curvas próximo da Cidade de Guatapar denota a existência de uma estrutura NE-SW. No vale do Rio Moji-Guaçu, de modo geral, as linhas de isobase possuem saliências contra a corrente; no entanto, a partir da Cidade de Bonfim Paulista, as isolinhas possuem uma saliência a favor da corrente na direção NW, o que pode vir a indicar intensa subsidência daquele segmento de corrente em particular. Isso  acompanhado pela bifurcação do vale e pela acomodção dos aluviões. Outras estruturas são realçadas pelas anomalias do tipo curvas isoladas, nas direções NE-SW, NW-SE e N-S;

5) localmente, na parte norte da área, em território mineiro e próximo da margem direita do Rio Grande, um padrão de linhas circulares foi encontrado, o qual não se enquadra no padrão linear regional das linhas de isobase.

ESCALA
GRÁFICA

0 4 km

- A** Desvios bruscos nas direções das linhas evidenciam deslocamentos tectônicos ou mudanças litológicas
- B** Compressão das linhas indicam mergulhos abruptos de estratos, por dobramento ou falhamento
- C** Distanciamento das linhas refletem gradientes suaves e possível presença de calha estrutural
- D** Linhas fazendo saliência a favor da corrente podem indicar intensa subsidência

FIGURA 4.5. Mapa de isobases (drenagem de segunda ordem) dá área com exemplos de desvios das curvas.

Sales, A. M. F. 1999. Estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, SP.

4.4.3 MAPA MORFOTECTÔNICO

A interpretação do mapa de isobases, através da análise morfotectônica segundo Filosofov (1960 *apud* Jain 1980) e Golts & Rosenthal (1993), possibilitou a projeção das linhas que representam as possíveis feições estruturais da área estudada.

O traço das estruturas é dado por inferência, com base na aproximação ou anomalias das curvas de isobase. Em alguns pontos, as linhas de isobase comprovaram a existência de feições já cartografadas e mapeadas em trabalhos anteriores. As morfoestruturas observadas são orientadas com maior frequência para NW e não se distribuem de maneira homogênea. Alguns setores do mapa mostram maior densidade de estruturas, quando então os alinhamentos adquirem maior importância. A partir do mapa morfotectônico (FIG. 4.6) foi confeccionado um quadro similar ao apresentado na figura 4.3, visando apresentar a relação à sua porcentagem acumulada por azimuth, quantidade de dados e comprimento das morfoestruturas (FIG. 4.7).

O mapa morfotectônico (FIG.4.6) foi dividido em setores (A,B,C e D) para uma melhor visualização e compreensão, sendo esses setores descritos sucessivamente.

O propósito da análise morfotectônica foi distinguir áreas com alta e baixas taxas de densidade de isobases e suas distribuições implicando em morfoestruturas, para comparações com estruturas geológicas, sismicidade, como também os movimentos crustais recentes.

4.4.3.1 SETOR A

No setor A, porção sudoeste do mapa, há ocorrência de estruturas NW-SE (1 e 2), com destaque para as curvas paralelas à Serra do Jaboticabal, Rio Turvo e seu vale onde tem-se uma morfoestrutura pronunciada (3) e pequenas estruturas NNW (4). Alinhamentos com direções NE-SW (5 e 6) e WNW-ESE (7) estão nas vizinhanças de áreas em subsidência (8 e 9).

Na região da cidade de Monte alto, a área soerguida, o incremento de gradiente dos vales e, em adição, as menores distancias das isobases, refletem a topografia destacada. O inverso ocorre nas vizinhanças mostrando que ocorreram subsidências locais. As anomalias de forma circular refletem a forma do Platô de Monte Alto, sustentado pelas rochas arenosas cimentadas com carbonato de cálcio da Formação Marília.

O mergulho das camadas e o rumo da drenagem para oeste é evidenciado pelo *trend* (NW-SE) das linhas de isobase.

4.4.3.2 SETOR B

No setor B, na porção central e norte, tem-se a ocorrência de uma grande estrutura (10), prolongando-se ainda para sul-sudeste ao longo do Rio Moji-Guaçu (10'), correlacionada ao Alinhamento do Rio Moji-Guaçu.

Pequenos desvios nas curvas de isobases ao longo da margem esquerda do vale do Rio Moji-Guaçu denotam anomalias com direção NE-SW (11, 12, e 13), interceptando ou seccionando a grande morfoestrutura no vale do rio. Tratam-se provavelmente de pequenas falhas, sem o controle de movimentação relativa de componente normal entre os blocos, responsáveis também pelos padrões retangulares e angulares em trechos do rio. Outra conotação para essas feições, nos termos de Riccomini (1997), seria a influência do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu na borda leste da Bacia Bauru e nos recortes dos magmatitos da Formação Serra Geral.

Na porção norte as estruturas apresentam direção E-W e NW-SE (14, 15 e 16), sendo provavelmente falhas normais responsáveis pela direção da drenagem e entalhamento dos vales dos rios Grande e Sapucaí Mirim.

Uma feição anômala de forma circular (17) é encontrada na margem direita do Rio Grande, relacionada a uma drenagem anelar localizada.

4.4.3.3 SETOR C

No setor C, parte nordeste do mapa, há um adensamento das isolinhas, indicando zonas rebaixadas, com uma conformação de grande área deprimida ou blocos rebaixados (18), com prováveis estruturas de direção NW-SE (19 e 20) funcionando como balizadoras da área rebaixada. Outros dois blocos menores com as mesmas características ocorrem a norte (21), e ao sul (22) da estrutura alinhada com o Rio Sapucaí Mirim, ambos com bordas representadas por morfoestruturas que denotam possíveis falhas normais, respectivamente com direção NW-SE (20 e 23) e NE-SW e WSW-ESE (24 e 25).

Essas feições poderiam ser atribuídas a existência de um *graben* com falhas de bordas bem definidas, em função da simetria das curvas de isobase, ou pertencer a uma zona de transtensão influenciada pelos alinhamentos do Rio Moji-Guaçu e Ribeirão Preto-Campinas, antitéticos dentro de um binário transcorrente dextral de direção E-W, conforme o modelo regional de Riccomini (1997) (FIG. 3.5).

4.4.3.4 SETOR D

No setor D, porção sudeste da área, as diferenças litológicas do Grupo São Bento propiciam uma maior diversidade de direções nas estruturas. O afastamento das curvas relacionadas ao vale do Rio Moji-Guaçu, próximas da Cidade de Guatapará e a sudeste desta, em direção a extremidade sudeste do mapa, comprovam a existência de uma falha normal (26) (NE-SW) com bloco baixo a jusante do Rio Moji-Guaçu, responsável pelo seu barramento, instalação do curso meandrante e alargamento de seus depósitos aluviais.

Falhas (27, 28, 29 e 30) de direção NE-SW e falhas (31) de direção WNW-ESE, anteriormente mapeadas (Carneiro *et al.* 1981a; DAEE-UNESP 1982a; DAEE-UNESP 1982b), são evidenciadas com a análise das curvas, comprovando a atuação de movimentos transcorrentes sinistrais ao longo do curso do Rio Moji-Guaçu, com localizadas zonas de transtensão e transpressão, onde surgem as estruturas que

provocam o meandramento, deslocamento, abandono e assimetria de canais, nos termos discutidos no item 4.2.

Áreas rebaixadas (32 e 33) são afetadas por falha NE-SW (28) possivelmente normais com bloco baixo a norte.

Ao norte e ao sul da região de Ribeirão Preto, infere-se duas estruturas de direção NW-SE (34 e 35), com rebaixamento do bloco ao sul da cidade (36). O segmento ao norte é responsável pelo direcionamento do vale encaixado do Rio Pardo na direção NW; a estrutura localizada ao sul talvez represente a borda de um gráben para a depressão de Ribeirão Preto (Sinelli 1971). A direção preferencial dessas estruturas para NW corroboram com as feições citadas por Sinelli (1971) quando descreveu a depressão de Ribeirão Preto. O bloco ao sul é afetado pelo Alinhamento do Rio Moji-Guaçu ou um ramo deste.

Escala de cores
intervalo de 20 m.

Escala gráfica

0 4 km

FIGURA 4.6. Mapa morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; 1. A-D setores (setor A, setor B, setor C e setor I); 2. numeração das feições estruturais; 3. traço de feições estruturais; 4. área de subsidência; 5. feições estruturais já mapeadas; 6. cristas e serras alongadas.

Sales, A. M. F. 1999. Estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, SP.

B

Estrutura	Direção(Az)	Comprimento(m)
1	73	5091
2	150	3636
3	67	4727
4	73	7273
5	36	2182
6	61	3636
7	30	1818
8	52	4000
9	43	12364
10	125	5818
11	101	5091
12	110	5818
13	27	9455
14	102	5091
15	40	12364
16	51	13091
17	160	2182
18	166	4364
19	103	15273
20	74	13091
21	114	24000
22	96	29818
23	130	29091
24	42	13818
25	159	6545
26	3	5091
27	178	38545
28	150	76364
29	59	21818
30	137	30545
31	118	8727
32	114	23273
33	55	11636
34	38	11636
35	104	8727
36	149	9455
37	129	36364
38	153	30545
39	91	9455
40	106	48727
41	90	30545
42	28	28364
43	71	8727

FIGURA 4.7- (A) Direção das estruturas da área a partir do mapa de isobases, (b) tabela com os dados das estruturas e (C) histograma com comprimento das estruturas.

5 DADOS ESTRUTURAIS DA ÁREA

5.1 INTRODUÇÃO

No levantamento dos dados estruturais executados no polígono estudado, tomando como referência principal a área de ocorrência do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, foram cadastradas aproximadamente mil medidas de juntas, seccionando os depósitos das formações Adamantina e Marília (Grupo Bauru), depósitos cenozóicos e, na porção leste da área, depósitos da Formação Botucatu (Grupo São Bento). Cerca de 70% dessas estruturas foram coletadas nos depósitos ocorrentes na área geográfica da Bacia Bauru.

5.2 FORMAÇÃO BOTUCATU

A Formação Botucatu de idade Juro-Cretácea, constitui o registro de um grande deserto de areia que recobriu a Bacia do Paraná e seu embasamento adjacente. É dominante na Formação Botucatu a sedimentação eólica, produzindo arenito com boa seleção em grandes cunhas.

Em afloramento localizado em corte da Rodovia Anhanguera, sentido Igarapava Ribeirão Preto (A-76), tem-se um desses corpos, atestando a continuidade do processo eólico junto as primeiras manifestações vulcânicas, produzindo corpos de arenitos interderrames. O afloramento é constituído por arenito de cor vermelha, fino, bem selecionado, maciço, apresentando estratificação cruzada e fraturas (FOTO 04). Corresponde a depósito de duna, com estratos cruzados 230/18 (flanco esquerdo) e 225/22 (flanco direito). Acima ocorrem dois derrames basálticos em fase adiantada de alteração; o primeiro de espessura métrica e o segundo aflorando até a superfície, ambos bastante fraturados.

Diques clásticos de areia fina (FOTO 05) ocorrem no primeiro derrame, logo acima da porção interduna, apresentando ramificações de alguns desses diques em direção ao topo. Provavelmente os diques clásticos foram sido as fontes alimentadoras

de uma delgada camada de arenito, silicificado, intercalado nos derrames com espessura variando de 10 a 20 cm (FOTO 06).

Como postulado por Chamani *et al.* (1992) e Riccomini (1995), para deformações em camadas da Formação Pirambóia, esquema similar pode ser interpretado para a origem dos diques no derrame basáltico, podendo, através de fraturas, ter ocorrido a expulsão ascendente de águas de interduna associadas ao peso da lava e preenchimento posterior com injeção de areia.

No afloramento próximo ao trevo localizado na saída da Cidade de Sales Oliveira, em direção a Cidade de Batatais, rodovia SP-351 (A-45), ocorrem depósitos da Formação Botucatu em afloramento com cerca de 50 m de extensão. São arenitos de cor vermelha a rósea, granulação fina a média, bem arredondados, com estratificação plano-paralela bem pronunciada (FOTO 07), apresentando fraturas e linha de seixos rumo à superfície (FOTO 08). Os sedimentos inconsolidados sobre a linha de seixos possivelmente retratam a última deposição de idade cenozóica, (Cottas & Fulfaro 1978). São sedimentos areno-argilosos de cores avermelhadas, semelhantes a solos. A linha de seixos possui aproximadamente 25 cm de espessura, composta por seixos angulosos a subangulosos de quartzo limonitizados e blocos do arenito sotoposto.

5.2.1 JUNTAS NA FORMAÇÃO BOTUCATU

No depósito de interduna da Formação Botucatu (A-76) as estruturas rúpteis ocorrentes são juntas subverticais de pequena continuidade, com alguns planos curvos. Os planos medidos, num total de 61, estão representados em diagramas denotando dois conjuntos com direções ortogonais (FIG. 5.1-B): um preferencial segundo a direção NE-SW, onde se encontram planos mais persistentes e de padrão escalonado, e um segundo conjunto no quadrante NW-SE, com variações para WNW, apresentando uma amplitude maior nas orientações, com superfícies menos contínuas. Esses planos representam juntas ortogonais de extensão (Caputo 1995), permitindo situar σ_1 na direção vertical, e σ_2 e σ_3 horizontais com eixos alternando nas direções NW e NE (FIG. 5.1-A).

Próximo de Sales Oliveira, nos arenitos da Formação Botucatu (A-45), observa-se juntas penetrativas com predominância de altos mergulhos, mostrando uma dispersão das orientações mais acentuada que o ponto anterior, no total de 98 planos (FIG. 5.2-C). Apesar da dispersão, quando plotadas em diagramas de contorno de pólos (FIG. 5.2-D) mostram uma frequência maior das juntas orientadas segundo NNE-SSW, comparecendo também, subordinadamente, as de direção WNW-ESE. Dentre todas, juntas de direção NW e NE apresentam-se mais penetrativas que as demais, nesse último caso corroborando com uma das direções principais assumidas na projeção, no caso NE-SW. Através da representação em diagramas (FIG 5.2) define-se dois conjuntos de planos com ampla variação, nas direções NNE-SSW e WNW-ESSE, apresentando alto ângulo agudo, com bissetriz na direção NNW-SSE, com σ_1 horizontal, nessa direção, σ_2 na direção vertical e σ_3 horizontal, segundo WSW-ENE (FIG. 5.2-A).

Localizadamente, no mesmo ponto (A-45'), juntas orientadas na direção NNW com mergulhos entre 60° e 90° (FIG. 5.2-B) seccionam linha de seixos acima do arenito Botucatu, formando pequenos escalonamentos (FOTO 08). Essas juntas possivelmente mostram a seguinte relação: σ_1 vertical, σ_2 na direção horizontal NNW-SSE e σ_3 horizontal segundo WSW-ENE.

PRANCHA 02

FOTO 04 – Corte da Rodovia Anhanguera, sentido Igarapava Ribeirão Preto, onde aflora arenito da Formação Botucatu, fino, bem selecionado, maciço, fraturado, correspondendo a depósito de interduna; acima ocorrem derrames basálticos bastante fraturados (A-76).

FOTO 05 - Diques clásticos de areia fina ocorrentes no primeiro derrame, com ramificações em direção ao topo, alcançando camada de arenito silicificado(ponto A-76).

FOTO 06 - Camada de arenito silicificado intercalado entre derrames, com espessura variando de 10 a 20 cm (ponto A-76).

FOTO 07 - Afloramento próximo a Cidade de Sales Oliveira, rodovia SP 351, com arenitos da Formação Botucatu, de cor vermelha a rósea, granulação fina a média, bem arredondados, com estratificação plano paralela bem pronunciada (ponto A-45).

FOTO 08 - Linha de seixos com aproximadamente 25 cm de espessura, composta por seixos angulosos a sub angulosos de quartzo limonitizados e blocos do arenito fraturado sotoposto deformado por estruturas rúpteis (Ponto A-45').

FIGURA 5.1 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-76).

FIGURA 5.2 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) Diagrama Schmitd-Lambert, hemisfério inferior das juntas (ponto A 45'); (C) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (D) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-45).

5.3. FORMAÇÃO SERRA GERAL

Nas rochas basálticas da Formação Serra Geral não foram observadas estruturas tectônicas. Nas zonas de diaclasamento vertical dos basaltos, esperava-se encontrar fraturas e, nessas, planos com ocorrência de minerais secundários, onde seria o local preferencial para a visualização de estrias.

Nos pontos visitados, na maioria pedreiras abandonadas e cortes de estrada próximos a essas, as juntas de resfriamento verticais a subverticais formam diáclases bem desenvolvidas com várias escalas de ocorrência. Alguns planos encontrados são preenchidos por material de cor esverdeada, possivelmente nontronita. Juntas de extensão de tamanho e espaçamento métrico são vistas nos basaltos maciços e afaníticos, ocorrentes em corte da estrada de ferro próximo a Cidade de Jardinópolis; nestas ocorrem planos preenchidos, mas de difícil acesso, sugerindo movimentos verticais (A-78) (FOTO 09). Já nas regiões próximas ao contato com os arenitos da Formação Adamantina, os basaltos Serra Geral mostram diminuição no tamanho e espaçamento das disjunções colunares, sendo bastante fraturados. Essa característica é típica de topo de derrame (FOTO 10).

Na rodovia SP 425, na área da Fazenda São Sebastião, sentido Miguelópolis-Guaíra (A-76), ocorre um dique na direção NE-SW, na forma de pequena colina alongada que se destaca na topografia por aproximadamente 400 metros (FOTO 11). A rocha é um basalto de tonalidade escura com fenocristais de pseudomorfos de olivina de até 5 mm. Em lâmina delgada a rocha apresenta uma textura fina subofítica intersetal, onde ripas de plagioclásio encerram cristais de clinopiroxênio, acessórios e opacos (FOTO 12). Os pseudomorfos de olivina serpentinizados encontram-se em vários estágios de alteração, ocorrendo megacristais de olivina formando pseudomorfos de olivina serpentinizados, com estrutura do tipo coroa de alteração (FOTO 13).

Na região de Morro Agudo (FOTO 14), destaca-se morro alongado na direção N20W. Trata-se de rocha basáltica que em análise microscópica revelou textura média subofítica intersetal, formada por ripas de plagioclásio, cristais de clinopiroxênio e presença frequente de minerais máficos e opacos.

PRANCHA 03

FOTO 09 - Juntas de distensão de tamanho e espaçamento métrico em basaltos maciços e afaníticos. Corte da estrada de ferro próximo a Cidade de Jardinópolis (A-78).

FOTO 10 - Região de Motuca próximo ao contato dos magmatitos Serra Geral e arenitos da Formação Adamantina, com disjunções colunares verticais e subhorizontais, característica típica de topo de derrame em rochas basálticas (A-08).

FOTO 11 - Rodovia SP 425, Fazenda São Sebastião, sentido Miguelópolis-Guaíra, com dique na direção NE-SW, ressaltado por pequena colina alongada que se destaca na topografia por aproximadamente 400 metros (A-76).

FOTO 12 - Fotomicrografia de rocha basáltica com textura fina subofítica intersetal (ripas de plagioclásio e cristais de clinopiroxênio) e pseudomorfos de olivina serpentinizados (A-76).

FOTO 13 - Mega cristal de olivina formando pseudomorfo de olivina serpentinizado com estrutura do tipo coroa de alteração, apresentando níveis de serpentinização (A-76).

FOTO 14 - Rocha magmática basáltica aflorando de forma destacada no relevo da região de Morro Agudo, morro alongado na direção N20W (A-44).

5.4 FORMAÇÃO ADAMANTINA

Os depósitos arenosos da Formação Adamantina foram visitados a partir da porção sul da área, em perfil no rumo geral norte, seguindo paralelamente à borda leste da Bacia Bauru, próximo ao contato com os magmatitos da Formação Serra Geral.

Nas vizinhanças de Matão, na Rodovia SP-326, em corte de direção N-S (A-03), afloram arenitos argilosos com estratificação plano-paralelo e bioturbados na base, sucedidos por arenitos vermelhos, finos a médios, com presença de concreções carbonáticas de até 10 cm de diâmetro, em níveis individualizados (FOTO 15). Constituem provavelmente paleosolo da Formação Adamantina, afetado por juntas subverticais, com planos curvos de pequena continuidade.

Na entrada da cidade de Taquaritinga, em corte da SP-333 (A-71), ocorre grande exposição da Formação Adamantina. São arenitos amarelados, médios, maciços, em pacotes métricos, com intercalação de espessura decimétrica de arenito médio a fino com estratificação plano-paralela; trata-se provavelmente de depósitos de lençóis-de-areia com inunditos intercalados (FOTO 16). As juntas neste local são mais persistentes que no afloramento anterior.

Na Rodovia SP-351, Bebedouro-Catanduva (km 176), tem-se afloramento da Formação Adamantina (A-72) formado por um pacote superior composto arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte, e um pacote inferior de arenitos deformações compreendendo estratificações/laminações contorcidas, configurando dobras irregulares, de amplitudes centimétricas a decimétricas, apresentando persistência lateral (FIG. 5.3). As juntas desse afloramento encontram-se nos arenitos sobrepostos às camadas deformadas, indicando dois eventos diferentes para as estruturas (camadas deformadas e juntas) encontradas.

As camadas deformadas, intercaladas em níveis com estratificações cruzadas, indicam paleosismicidade (Cojan & Thiry 1992, Riccomini 1995) relacionada à tectonismo sin-deposicional. Tais feições são compatíveis com o contexto geológico local, já que os depósitos da Formação Adamantina, nessa área, encontram-se próximos da borda leste da Bacia Bauru, provavelmente influenciados por sucessivos movimentos do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, ao longo do tempo geológico.

5.4.1 JUNTAS NA FORMAÇÃO ADAMANTINA

As juntas ocorrentes nos depósitos da Formação Adamantina são predominantemente subverticais e apresentam duas famílias principais:

1 - famílias conjugadas ortogonais entre si (A-57 e A-71).

No ponto A-57 as juntas apresentam um par ortogonal entre si, com basculamento evidenciado pelos mergulhos deslocados segundo as direções NNE e WNW; a primeira direção predomina e na segunda ocorrem variações (FIG. 5.4-B). O conjunto analisado corresponde a famílias de juntas conjugadas ortogonais (Caputo 1995), permitindo situar σ_1 na direção vertical, σ_2 e σ_3 horizontais, nas direções NNW-SSE e WSW-ENE (FIG. 5.4-A).

No ponto A-71 o par ortogonal ocorre segundo as direções WNW e NNE, sendo o primeiro mais persistente, com mergulhos subverticais (FIG. 5.5-B). Tratam-se de juntas conjugadas de extensão (Caputo 1995), com σ_1 na direção vertical, σ_2 e σ_3 horizontais nas direções NWN e ENE (FIG. 5.5-A).

2 - famílias conjugadas formando ângulos agudos que variam de 60° a 70° (A 32, A 72 e A 03).

Em arenitos do ponto A-32 as juntas mostram duas orientações preferenciais, com um primeiro conjunto na direção N-S e um segundo orientado segundo WNW- ESE, com uma maior dispersão com relação a direção dos planos. A amplitude do segundo conjunto tem valor angular de 60°, com bissetriz aguda, na direção WNW e os planos do primeiro conjunto formam ângulo de 70° com a bissetriz aguda do segundo conjunto (FIG. 5.6-B). Essa análise mostra prováveis juntas (fraturas) de cisalhamento (Dunne & Hancock 1994), com σ_1 horizontal, orientado na bissetriz entre os dois conjuntos (NW-SE), σ_2 vertical e σ_3 horizontal, segundo NE-SW (FIG. 5.6-A).

No ponto A-72 tem-se na direção NW-SE uma família de juntas mais persistentes em relação ao segundo agrupamento de direção NE-SW. Considerando que a bissetriz das juntas orientadas segundo NW tem ângulo agudo pequeno (20°) e

que entre estas e as orientadas segundo NE há ângulo agudo de 60° (FIG. 5.7-B), interpreta-se o conjunto como juntas de cisalhamento (Dunne & Hancock 1994), com bissetriz agudas tendendo para NNW, permitindo situar σ_1 , horizontal, nesta direção, σ_2 na direção vertical e σ_3 , horizontal, orientado para ENE-WSW (FIG. 5.7-A).

No ponto A-03 foi possível interpretar dois eventos distintos. O primeiro é caracterizado a partir de mergulhos entre 60° e 65° dos planos NNW-SSE, constituindo juntas de extensão (Pollard & Aydin 1988), com σ_1 na direção vertical, σ_2 horizontal, na intersecção entre os planos e σ_3 orientado na direção ENE-WSW (FIG. 5.8-B). O segundo evento é representado por dois conjuntos de planos subverticais, um alinhado na direção NNW-SSE e outro segundo WSW-ENE, que apresentam bissetriz com ângulo agudo entre 70° e 80° na direção WNW-ESSE (FIG. 5.8-B), permitindo situar σ_1 horizontal, nesta direção, σ_2 na direção vertical e σ_3 horizontal, alinhado segundo NNE-SSW (FIG. 5.8-C).

As populações de juntas da família 2 analisadas nos litótipos da Formação Adamantina, referentes as juntas (fraturas) de cisalhamento, mostram o predomínio de esforços principais máximos σ_1 horizontais, orientados na direção NW-SE, com pequenas variações. Essa direção corrobora com a direção de esforço principal na porção oeste do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, próximo a borda leste da Bacia Bauru, no esquema proposto por Riccomini (1997) (FIG. 3.5).

FIGURA 5.3 - Rodovia SP-351, Bebedouro-Catanduva, km 176, (Ponto A-72) arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas de médio porte da Formação Adamantina. Na base desses arenitos há deformações com estratificações contorcidas, formando dobras irregulares, de amplitudes centimétricas a decimétricas.

FIGURA 5.4 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A 57).

FIGURA 5.5 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A 71).

FIGURA 5.6 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-32).

FIGURA 5.7 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A72).

FIGURA 5.8 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-03).

5.5 FORMAÇÃO MARÍLIA

No polígono de estudo, a Formação Marília tem sua área de ocorrência restrita ao *platô* da região de Monte Alto.

Próximo ao trevo de Monte Alto (A-21), tem-se uma seção de aproximadamente 3 metros de espessura. Esta seção mostra uma seqüência gradativa, com camada basal formada por argilito arenoso, avermelhado, com estratificação plano-paralela, sucedido por camada de argila vermelha de 0,5 m de espessura. Em ambas ocorrem juntas, preenchidas por material carbonático de cor verde, apresentando persistência na direção NE, chegando a 5 m de comprimento. Na seqüência da seção, tem-se arenitos argilosos vermelhos, médios a grossos, intercalados com níveis argilosos, carbonáticos, esbranquiçados a esverdeados. Disseminados nos arenitos ocorrem grânulos e seixos de quartzo de até 3 cm de diâmetro.

5.5.1 JUNTAS DA FORMAÇÃO MARÍLIA

As juntas analisadas no afloramento da Cidade de Monte Alto (A-21) mostram extensões variadas e arranjos em diferentes padrões. As juntas de menor continuidade (30 a 50 cm) apresentam direção NW-SE e as juntas um pouco mais continuas (60 a 70 cm) tendem para N-S com variações para NNW e NNE, seccionando todas as anteriores, ocorrem juntas mais persistentes (até 5 metros de extensão) que configuram um espectro de fraturas (Hancock 1986 *apud* Dunne & Hancock 1994) (FIG. 5.9) com eixo orientado na direção NE-SW (FOTO 17).

Classificando a arquitetura desse sistema de juntas através das formas apresentadas pelos traços componentes, tem-se juntas do tipo K e V (FOTOS 17 e 18), H (FOTO 19) e, nas juntas mais persistentes, ocorrem por vezes traços curvos tendendo a paralelos (FOTO 17) (FIG 5.10). As juntas do tipo K são de extensão, propagadas quando os três tensores tem aproximadamente a mesma magnitude (Dunne & Hancock 1994) e podem representar juntas recentes, comumente em ângulos retos, interceptando juntas mais antigas adjacentes (Hancock 1985). As juntas do tipo H aparecem quando pequenas juntas cruzadas (*cross-joints*) não sistemáticas,

recentes e de pequena persistência, são confinadas nas vizinhanças de juntas sistemáticas. As do tipo V têm sua forma relacionada a conjuntos de juntas híbridas ou de fraturas de cisalhamento (Dunne & Hancock 1994) (FIG 5. 11).

A análise da população de juntas, revelou que o conjunto principal, orientado segundo NE-SW, pode ser considerado o principal, com σ_1 horizontal, nessa direção, σ_2 na direção vertical e σ_3 , segundo NW-SE (FIG.5.12). As direções secundárias, não sistemáticas, parecem representar juntas cruzadas (Hancock & Engelder 1989).

FIGURA 5.9 - (A) Três subclasses de fraturas híbridas conjugadas. (B) Espectro de Fraturas abrangendo um bloco angular de extensão contínua. Fraturas híbridas e fraturas de cisalhamento mostram intervalos de 10° e entrecortam-se em um ponto nodal comum. A orientação do eixo de simetria do espectro é indicado pela extremidade da seta cheia. Notação: σ_1 e σ_3 , são o esforços principal máximo e mínimo; (2θ) é o ângulo de cisalhamento conjugado. O esforço mostrado é o absoluto e o esforço intermediário principal (σ_2) é considerado como sendo perpendicular à página (Dunne & Hancock 1994).

PRANCHA 04

FOTO 15 - Rodovia SP 326, em corte N-S, (Formação Adamantina) arenitos vermelhos, finos a médios, com concreções carbonáticas de até 10cm de diâmetro, formando possíveis níveis de paleosolo (A-03).

FOTO 16 - Trevo de acesso a Cidade de Taquaritinga, Rodovia SP-333. Depósito da Formação Adamantina sobreposto a camada areno-argilosa. São arenitos amarelados, médios, maciços, com pacotes métricos, intercalados por pacote decimétrico de arenito médio a fino com lâminas plano-paralelas (A-71).

FOTO 17 - Próximo ao trevo de Monte Alto (A-21) Formação Marília. Argilito arenoso, avermelhado, com juntas, de espessura milimétrica que se entrecortam, preenchidas por material carbonático de cor verde, apresentando persistência e dispersão dos planos na direção NE-SW; formam fraturas em V ou traços curvos tendendo a paralelos (paralelos a direção do cabo do martelo).

FOTO 18 - Juntas de menor continuidade (30 a 50 cm), na direção do martelo (NW-SE) e juntas um pouco mais contínuas (60 a 70 cm), paralelas ao cabo do martelo (N-S) com variações (NNW e NNE), exibindo ângulos retos e limitadas por juntas mais persistentes (SW-NE) (A-21).

FOTO 19 - Arquitetura de juntas do tipo H, através das formas apresentadas pelos traços componentes (01 metro a direita do martelo), representando juntas mais recentes interligando juntas sistemáticas mais antigas (A-21).

FIGURA 5.10 - (A) Descrição de arquitetura de sistema de juntas através da comparação das formas estilizadas dos traços das juntas com as letras do alfabeto latino. (B) Ilustrações de padrões curvilíneos-perpendiculares e curvilíneos-paralelos mostrando geometrias interativas de juntas (Dunne & Hancock 1994).

FIGURA 5.11 - Características de juntas neotectônicas. (A) Conjunto único de juntas extensionais verticais sistemáticas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas. (B) Espectro de juntas extensionais verticais sistemáticas e degraus de juntas híbridas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas. (C) Espectro de extensão vertical sistemática e juntas híbridas ligadas por juntas cruzadas não sistemáticas (Stewart & Hancock 1994).

FIGURA 5.12. (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A 21).

5.6 ALCALINA DE GUARIBA

Na região de Jaboticabal, ocorrem solos Litólicos Eutróficos a Chernozêmicos, pedregosos ou não, com relevos fortes e textura média (Alho 1993). São solos desenvolvidos do produto de alteração das rochas magmáticas da Formação Serra Geral e, localizadamente, por rochas alcalinas. O estudo desses sistemas pedológicos (Mazza 1979, Pinotti *et al.* 1970, Alho 1993), mostra-se como ferramenta útil na localização e mapeamento de rochas alcalinas. No presente estudo, a informação pedológica evidenciou a ocorrência da rocha alcalina de Guariba.

Na estrada Jaboticabal-Pradópolis, 1 km após o trevo de acesso a Guariba, na Fazenda Santa Isabel, encaixada em basalto fraturado, com amígdalas preenchidas por quartzo e presença de zeólitas, típico de topo de derrames; ocorre rocha alcalina, aflorando na forma de pequena elevação alongada na direção N10E com aproximadamente 100 metros de extensão (FOTO 20).

Macroscopicamente a rocha alcalina de Guariba, aflorante na Fazenda Santa Isabel, apresenta cor marrom-avermelhada, granulação predominantemente fina, localmente tendendo a média, composta, aparentemente, por minerais ferromagnesianos e feldspatos.

A análise da rocha em lâmina delgada (amostra A 25) revelou as seguintes características:

1 - textura granular panidiomórfica, poiquilítica; mineralogia composta essencialmente por: sanidina - faixa $> 20\% < 40\%$ (aproximadamente 30%), nefelina - faixa $> 15\% < 25\%$ (aproximadamente 20%), massa amorfa avermelhada - faixa $> 15\% < 35\%$ (aproximadamente 25%), piroxênios - faixa $> 5\% < 15\%$ (aproximadamente 10%) e minerais minério-opacos $> 5\% < 15\%$ (aproximadamente 10%).

2 - A nefelina ocorre como cristais euhedrais poiquiliticos, a pseudo hexagonais, por vezes alterados e fraturados, apresentando uma cor de interferência em tons de cinza. Comumente, engloba pequenos cristais prismáticos ou prismáticos aciculares de egirina e/ou egirina-augita ou minerais opacos euhedrais (FOTO 21).

3 - A sanidina ocorre na forma de grandes cristais alongados tabulares, poiquiliticos, porém, euhedrais a subhedrais. Apresentam-se em geral límpidos e estão menos alterados que os cristais de nefelina. Exibem, relevo baixo, cor de interferência cinza a branca e localmente geminação *Carlsbad*. Contém como inclusões, grupos de pequenos cristais alongados e aciculares de egirina, titanita, zircão e apatita (FOTO 22).

4 - A titanita ocorre em cristais normalmente euhedrais associadas aos outros minerais ou inclusas nestes.

5 - Os minerais acessórios da rocha são compostos (aproximadamente 5%) por: titanita, zircão prismático, produtos de alteração (minerais de argila neoformados, produtos de alteração de opacos, etc).

6 - A massa marrom-avermelhada que compõe parte da amostra, provavelmente trata-se de hidróxido de ferro, já que este não é incompatível a associação mineral ou ao litótipo. Devido a alteração e contaminação da massa marrom-avermelhada nas fraturas e planos de fraqueza, não foi possível visualizar a sua geminação. A rocha encontra-se bastante fraturada e alterada.

Na classificação de Streckheisen e IUGS para rochas vulcânicas (FIGURA 5.13), a rocha classifica-se fonólito (rocha intrusiva composta essencialmente por nefelina > 10% e sanidina), apresentando uma textura em mosaico, típica de tinguaíto.

FIGURA 5.13 - Classificação de Streckheisen e IUGS para rochas vulcânicas. Rocha alcalina de Guariba classificada como Fonólito do tipo Tinguaito (Sial & McReath 1984).

5.7 DEPÓSITOS CENOZÓICOS

Os depósitos cenozóicos estudados constituem colúvios oriundos do produto do retrabalhamento de rochas preexistentes (rochas basálticas da Formação Serra Geral, arenitos das formações Botucatu, Adamantina e Marília) e depósitos conglomeráticos arenosos aluviais, apresentando usualmente linha de seixos na base. Ocorrem com relativa extensão lateral e apresentam pequenas espessuras, em toda a região NNE do Estado de São Paulo (Bjornberg 1965, Soares *et al.* 1973, Sinelli 1971). São sedimentos ainda em estágio diagenético incipiente, arenosos na maioria, passando a areno-argilosos, conforme as características do material fonte.

Próximo a Cidade de Barretos, na Rodovia SP-326, no trevo de contorno para o aeroporto local, tem-se extenso afloramento de sedimentos cenozóicos, compostos por arenitos argilosos, finos, de cor avermelhada, mostrando juntas com nítido predomínio de uma direção sobre a outra, ortogonal.

Nos arredores de Ribeirão Preto ocorrem depósitos cenozóicos areno-argilosos inconsolidados sobre linhas de seixos, provavelmente oriundos de rochas basálticas. Os depósitos apresentam juntas de espaçamento métrico, que afetam também linha de seixos sotoposta (FOTO 23), com aproximadamente 20 cm de espessura, composta por seixos sub angulosos a arredondados de geodos de quartzo e blocos de basalto.

5.7.1 JUNTAS NOS DEPÓSITOS CENOZÓICOS

As juntas analisadas nos depósitos cenozóicos arenosos, são na maioria subverticais e mostram três famílias distintas:

1- Famílias conjugadas ortogonais entre si.

Próximo a Cidade de Sales Oliveira (A-77), depósitos cenozóicos areno-argilosos, contendo pequenos troncos carbonizados, apresentam juntas com espaçamento métrico, amplamente distribuídas. As juntas são ortogonais, mostrando dois conjuntos, nas direções NNW-SSE e ENE-WSW, sendo as primeiras mais

persistentes com mergulhos subverticais para ambos (FIG.5.14-B). Esse padrão corresponde a juntas conjugadas ortogonais (Caputo 1995), permitindo situar σ_1 na direção vertical, σ_2 e σ_3 horizontais, alternados nas direções dos dois conjuntos (FIG.5.14-A).

2 - Famílias conjugadas.

Próximo a Cidade de Matão, na Rodovia Washigton Luís (A-70), em colúvio relacionado à Formação Adamantina, têm-se de juntas conjugadas persistentes, com mergulhos subverticais (FIG.5.16-B). Os planos configuram um espectro de fraturas com eixo na direção NE-SW, permitindo deduzir que σ_1 é horizontal, nesta direção, σ_2 vertical e σ_3 horizontal, segundo a direção NW-SE (FIG. 5.16-A).

Na região de Ribeirão Preto, colúvios areno-argilosos (A-82 e A-83) com juntas subverticais e espaçamento decimétrico (FOTO 24), mostram padrões semelhantes com orientações distintas (FIG. 5.17 e FIG.18). No ponto A-82 os planos são de direção N-S a NNE e configuram um espectro de fraturas, permitindo situar σ_1 na horizontal, nesta direção, σ_2 , na intersecção dos planos, na direção vertical e σ_3 horizontal, ortogonal as superfícies (FIG. 5.17-A). As juntas verificadas na linha de seixos (FOTO 23) na parte basal do pacote exibem planos coincidentes com a orientação acima (FIG. 5.17-B).

O segundo afloramento (A-83) apresenta planos preferenciais na direção WNW-ESE, apresentando bissetriz aguda nesta direção (FIG.5.18-B), também correspondendo a juntas híbridas (Dunne & Hancock 1994), com σ_1 horizontal, na direção WNW-ESE, σ_2 na direção vertical e σ_3 horizontal, segundo NNE-SSW (FIG. 5.18-A).

3 – Juntas com predominância de uma direção sobre a outra.

Na Cidade de Barretos (A-55) ocorrem juntas conjugadas de cisalhamento com nítido predomínio de uma direção sobre a outra, apresentando mergulhos entre 60° e 90° (FIG.5.19-B). Essas populações constituem prováveis famílias de juntas de extensão (Pollard & Aydin 1988); a direção predominante é N-S e a secundária orienta-se segundo NW-SE. O bloco é basculado para SE, indicado pela inclinação dos

mergulhos dos planos. A interpretação dos dados sugere σ_1 horizontal na direção NW-SE, σ_2 na direção vertical, no cruzamento dos planos e σ_3 , na direção NE-SW (FIG. 5.19-A).

As juntas que afetam as linhas de seixos (A-45', FIG. 5.2 e A-82', FIG. 5.17) guardam relação com prováveis juntas de extensão de esforço positivo horizontal na direção N-S com variações para NNW-NNE. As juntas que afetam cascalheira acima de rocha basáltica, na localidade de Viradouro (A-43) também estão possivelmente relacionadas a esses esforços.

PRANCHA 05

FOTO 20 - Estrada Jaboticabal-Pradópolis, 1 km após o trevo de acesso a Guariba, Fazenda Santa Isabel. Rocha alcalina, compondo pequena elevação alongada na direção NNE com aproximadamente 100 metros de extensão (A-25).

FOTO 21 - Fotomicrografia em lâmina delgada (amostra A-25). N (nefelina).

FOTO 22 - Fotomicrografia em lâmina delgada (amostra A-25). S (sanidina).

FOTO 23 - Linha de seixos com aproximadamente 20 cm de espessura, composta por seixos sub-angulosos a arredondados de geodos de quartzo e blocos de basalto, seccionada por juntas (fraturas) (A-82").

FOTO 24 - Depósitos cenozóicos formados por colúvios areno-argilosos, com juntas subverticais com espaçamento decimétrico. Região de Ribeirão Preto (A-83).

FIGURA 5.14 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-77).

FIGURA 5.15 - Bloco-diagrama mostrando a evolução de juntas híbridas. Raio de ação para (i) juntas de extensão, (ii) juntas de cisalhamento quando. EJ, juntas extensionais; HJ, juntas híbridas; SJ, juntas de cisalhamento (Hancock 1995).

FIGURA 5.16 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-70).

FIGURA 5 17-. (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) Diagrama Schmitd-Lambert, hemisfério inferior das juntas (ponto A82'); (C) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (D) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-82).

FIGURA 5.18 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A 83).

FIGURA 5. 19 - (A) Diagrama de pólos de planos de juntas; (B) diagrama de roseta dos planos e ângulos de mergulho e (C) diagrama de contorno de pólos de juntas (ponto A-55).

6 DISCUSSÃO E INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Após a análise dos mapas geológico, geomorfológico, de superfícies de bases, alinhamentos de drenagem e fotolineamentos, fez-se a associação entre as feições morfotectônicas e estruturas rúpteis, denotando três direções principais no contexto morfoestrutural da área: WNW-NW, E-W e NE.

6.1 FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS E SUA ASSOCIAÇÃO COM AS ESTRUTURAS RÚPTEIS

Com base no mapa morfotectônico (FIG.4.6) foram individualizadas as feições morfotectônicas abaixo relacionadas:

- 1) um claro lineamento morfotectônico ao longo do Rio Pardo, por aproximadamente 80 km, na direção NW, apresentando mudança para NNW na bifurcação com o vale do Rio Moji-Guaçu, ao longo do qual se prolonga por cerca de 40 km;
- 2) uma família de lineamentos de direção NE-SW intercepta e secciona, perpendicularmente e obliquamente, os rios Pardo e Moji-Guaçu, dando-lhes a possibilidade de apresentarem descontinuidades ao longo de seus vales. Essa mesma família de lineamentos, de direção NE, condiciona também a conformação e entalhe dos magmatitos Serra Geral em contato com os depósitos arenosos da Formação Adamantina, na zona correspondente a borda leste da Bacia Bauru (FIG. 3.1);
- 3) linhas de isobases e alinhamentos de drenagem denotam o entalhamento da drenagem por rios alinhados nas direções NNW e NW. Exceção a essa regra é o Rio Grande, alinhado na direção E-W, e a drenagem conseqüente da bacia do Rio Tietê (porção sudoeste da área) que mostra direcionamento para E-W e WSW;
- 4) pequenos alinhamentos da rede de drenagem (Fig. 4.2), algumas reentrâncias e curvas isoladas de pequena extensão no mapa

morfotectônico, denotam estruturas corriqueiras em toda a área, constituindo prováveis famílias de fraturas NE e NW;

5) na porção sudeste da área o canal fluvial do Rio Moji-Guaçu é essencialmente meandrante, descrevendo curvas sinuosas e largas (FIG. 3.1 e FIG. 4.2). Pelas curvas de isobases essa área apresenta uma distribuição ampla com relevo aplainado sem grandes diferenças de cotas (FIG. 4.6). As anomalias internas provavelmente têm influência neotectônica, relacionada a movimentos laterais ou transversais ao vale, gerando o basculamento e o deslocamento do rio. A migração dos canais, localizada no bloco rebaixado, ressalta os canais abandonados no bloco oposto;

6) Observa-se a existência de formas de relevo do tipo morros amplos, de topos arredondados e achatados com vertentes com perfis retilíneos e convexos, por vezes com interflúvios extensos. Essas formas de relevo encontram-se alinhadas na direção NW (FIG. 4.1) e são ressaltadas pelas linhas de isobase no mapa morfotectônico, destacando-se as paralelas ao Rio Sapucaí Mirim, na porção nordeste da área, e na região ao sul de Ribeirão Preto. Cottas & Fúlfaro (1978) atentaram para uma zona de falhas alinhadas para noroeste, com reativação de algumas, posterior à sedimentação da Formação Adamantina, no perfil Rio Pardo-Rio Grande. Esse perfil está compreendido exatamente na porção nordeste da área;

7) a conformação de drenagem, as isolinhas e as estruturas alinhadas na direção NNW-SSE e NW-SE, formam o conjunto de fraturas que indica a presença de grandes estruturas, paralelas à zona de ocorrência do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu.

6.2 DOMÍNIOS MORFOTECTÔNICOS

Analisando os mapas morfotectônico, de alinhamentos de drenagem e fotolineamentos do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, tem-se um conjunto de estruturas que configuram três domínios morfotectônicos: o domínio WNW-NW, que é o mais marcante e ocorre ao longo dos vales do Rio Moji-Guaçu e Rio Pardo e os domínios E-W e NE, subordinados.

Esse quadro reflete, com propriedade, a distribuição das famílias de juntas e, conseqüentemente, dos esforços que as geraram, de direção NW, e famílias de juntas com esforços relacionados às direções NE e N-S (FIG. 6.1).

6.2.1 DOMÍNIO WNW-NW

Este domínio é bem definido na área. Apresenta estruturas alinhadas segundo WNW e NW que formam um espectro de fraturas extensas (FIG. 4.3-C e FIG. 4.7-C), incluindo as mais persistentes, onde uma clara feição morfotectônica ocorre ao longo do vale do Rio Moji-Guaçu e Rio Pardo, respectivamente, nas direções NNW e NW.

Os dados de fotolineamentos (FIG.4.3-A) e morfotectônicos (FIG. 4.7-A) desse domínio, mostram ângulo agudo, respectivamente, entre 55° e 60°, possibilitando definir um esforço principal máximo de direção NW na bissetriz desse espectro.

6.2.2 DOMÍNIO NE

As estruturas de direção NE ocorrem aleatoriamente em toda a área, são pouco extensas (FIG. 4.3 e 4.7) e representam aproximadamente 30% do total das estruturas analisadas na rede de drenagem (Item 4.2). Essas estruturas marcam alguns lineamentos, porém constituem direções preferenciais de falhas de escala mais representativa e adensamento de fraturas. Sua maior ocorrência em geral está associada aos lineamentos NW-NNW, principalmente nos vales dos rios Moji-Guaçu,

Pardo e de uma rede de pequenas fraturas, que localmente apresentam-se deslocadas em função das movimentações transcorrentes segundo NW. Dessa forma, representariam feições de extensão, com eixos de esforços compatíveis aos do item anterior. A idade dessas estruturas está ligada ao evento responsável pelas estruturas noroeste, porém aproveitando descontinuidades mais antigas do substrato, já que o padrão NE é o ocorrente nas rochas do embasamento pré-cambriano, adjacentes às bacias do Paraná e Bauru. O trecho meandrante do Rio Moji-Guaçu, no setor sudeste da área revela-se bastante afetado por essas estruturas.

6.2.3 DOMÍNIO E-W (WSW)

Esse domínio apresenta estruturas alinhadas na direção E-W, e secundariamente WSW (FIG.4.6). São estruturas extensas (Fig. 4.4 e FIG.4.7) ocorrendo no vale do Rio Grande e na região Monte Alto (FIG.4.2 e FIG. 4.6). Essas estruturas sugerem uma zona de fraqueza orientada segundo E-W.

6.3 ANÁLISE DOS DOMÍNIOS MORFOTECTÔNICOS

Ressalta-se a predominância do domínio morfotectônico WNW-NW em relação os domínios E-W e NE. Como o conjunto de estruturas NE é pouco extenso, freqüente e ocorre geralmente em associação com os grandes lineamentos NW-NNW, pode representar uma tendência distensional das estruturas NW-NNW, diante do regime tectônico vigente, corroborando com os dados de Magalhães *et al.* (1996) obtidos na análise estrutural do Grupo Bauru na região do alto Rio do Peixe (SP). Desta forma, facilitando o encaixe da drenagem em detrimento das direções WNW-NW. O domínio E-W (WSW) que ocorre na forma de estruturas mais extensas, pode ser interpretado como estrutura relacionada a zona do Lineamento do Rio Moji-Guaçu, discutido mais adiante.

Todo o conjunto de descontinuidades paralelas, subparalelas, oblíquas e perpendiculares ao domínio morfotectônico principal WNW-NW, expostas aos agentes

exógenas, é responsável pelo grande número de formas de relevo e correspondem às dimensões dos sistemas de estruturas expostos.

6.4 INTRUSÕES ALCALINAS E SUAS RELAÇÕES COM OS LINEAMENTOS

Ao final do Cretáceo (Maastrichtiano) ocorreu o soerguimento da borda leste da Bacia Bauru, eclosão da lavas analcimíticas e aumento no aporte dos rudáceos da Formação Marília para oeste, seguidos pelas movimentações transcorrentes dextral e sinistral, respectivamente ao longo dos alinhamentos do Paranapanema e Rio Moji-Guaçu, seguidas ainda da sedimentação das formações Itaqueri e relacionadas, provenientes do desmantelamento da Superfície do Japi no Eoceno Inferior (Riccomini 1995).

Nesse contexto, o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a) foi uma estrutura ativa. Na sua porção sul verifica-se as intrusões de Ipanema, Varnhagem e Salto de Pirapora, e no encontro com o Alinhamento de Cabo Frio, nas proximidades de Jaboticabal, têm-se as intrusões dos analcimitos de Aparecida do Monte Alto, Piranji, Taiúva e a intrusão de Jaboticabal; além dessas, soma-se aqui a nova ocorrência de rocha alcalina, encontrada em Guariba.

Na área estudada ocorrem dois grandes lineamentos, o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981a) e o Lineamento sísmo-tectônico de Cabo Frio (Sadowski & Dias Neto 1981).

O Alinhamento do Rio Moji-Guaçu é razoavelmente conhecido em sua porção sul como exposto acima. Na porção norte, entretanto, ainda não existem respostas às questões referentes ao tipo de feição estrutural que caracteriza o alinhamento, a existência ou não de deformações tectônicas recentes e qual o controle sobre os focos de magmatismo alcalino.

O alinhamento magmático (Almeida 1991) ou Lineamento sísmo-tectônico (Sadowski & Dias Neto, 1981) do Cabo Frio (FIG. 6.2) constitui uma das feições estruturais mesozóico-cenozóicas mais notáveis do sudeste brasileiro. Esse lineamento seria uma deflexão associada ao limite norte da Bacia de Santos, que no oceano

representaria uma possível extensão da Zona de Fratura de 42,5° de Francheteau & Le Pichon (1972) ou do Lineamento do Rio de Janeiro (Asmus 1978).

Atentando-se para o mapa do Rift Continental do Sudeste do Brasil onde estão plotadas as ocorrências de rochas alcalinas mesozóico-cenozóicas e as zonas sismogênicas mais atuantes na região sudeste do Brasil (FIG. 3.4), nota-se o alinhamento desses, compreendendo uma zona alongada e infletida, correspondendo ao Lineamento sismo-tectônico do Cabo Frio (Sadowski & Dias Neto 1981). Acompanhando o lineamento nota-se o alinhamento de rochas alcalinas que se estende de Cabo Frio a Poços de Caldas, enfatizando seu caráter magmático.

Almeida (1991), estudando o alinhamento das rochas alcalinas entre Cabo Frio e Poços de Caldas, considerou em uma faixa de 60 km de largura e arco de círculo mínimo de 84-49 Ma como mediana, 26 corpos de rochas alcalinas intrusivas, tendo como intervalo conhecido de suas idades (K-Ar e Rb-Sr) correspondente a 87-43 Ma (Ribeiro Filho & Cordani 1966, Amaral *et al.* 1967, Gomes e Valarelli 1970, Busche 1974, Cordani & Teixeira 1979, Riccomini *et al.* 1983 *apud* Almeida 1991) e, prolongando para oeste o arco de círculo obtido por Sadowski & Dias Neto (1981), verificou sua passagem junto às rochas alcalinas das proximidades de Jaboticabal (SP), na Bacia Bauru.

Melo *et al.* (1993) sugeriram na zona do Alto Rio Pardo, a leste da área de estudos, o desenvolvimento de uma zona de cisalhamento simples (rotacional) com magmatismo associado, orientada segundo WNW-ESE, correspondendo ao Alinhamento do Cabo Frio, a partir do Cretáceo Superior.

Os alinhamentos ocorrentes na área estudada, atuaram como uma zona preferencial na construção dos condutos vulcânicos por onde teria eclodido o magma que constitui as ocorrências dos Analcimitos Taiúva, com idade de 61 Ma (Coutinho *et al.* 1982); do Tinguaito de Jaboticabal com idade de 54 Ma (Gomes & Valarelli 1970) e da rocha alcalina de Guariba (Tinguaito), descrita neste trabalho.

Desta forma, as manifestações alcalinas cretáceas e neocretáceas atestam a existência de atividade tectônica recorrente ao longo dos lineamentos, em concordância com Riccomini (1997), principalmente ao longo do aqui proposto, Lineamento do Rio Moji-Guaçu.

Unidades Litoestratigráficas

Cenozóico

- Sedimentos Aluvionares** - Aluviões em geral, incluindo areias inconsolidadas de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadamente, em depósitos de calha e/ou terraços.
- Formação Rio Grande** - Sedimentos arenosos, intercalados por leitos de cascalhos e de argila, que se repetem na sucessão vertical e se distribuem, com a mesma variação litológica, em toda sua extensão.
- Suítas Alcalinas** - Tinguaítos (Jaboticabal), **A** - Alcalina de Guariba

Mesozóico

Cretáceo

- Sedimentos correlatos à Formação Itaqueri** - Arenitos conglomeráticos limonizados, siltitos e conglomerados oligomíticos.
- Formação Marília** - Arenitos finos a médios imaturos, cor bege a rosa (pálidas), em unidades de aspecto maciço, com intensa cimentação e nodulação carbonáticas, de espessura média de 1m.
- Formação Adamantina** - Arenitos muito finos a finos, de coloração marrom-claro rosado a alaranjado; em estratos tabulares maciços ou estratificados, intercalados com unidades de espessura submétrica, com estratificação cruzada e lamitos arenosos maciços.
- Analcimitos Taiúva** - Rochas alcalinas, de coloração marrom-claro a avermelhado, textura afanítica; algumas vezes apresentam amígdalas e fraturas preenchidas por calcita.

Cretáceo Inferior

- Suítas Básicas** - Dique e sills, em derrames básicos, incluindo diabásios, dioritos pórfiros, monzonitos pórfiros, andesitos pórfiros, traquiandesitos, gabros e lamprófiros.

Triássico-Cretáceo

- Formação Serra Geral** - Rochas vulcânicas toleíticas em derrames basálticos de coloração cinza a negra, textura afanítica, com intercalações de arenitos intertrapeanos, finos a médios, de estratificação cruzada tangencial e esparsos níveis vitrofíricos não individualizados.
- Formação Botucatu** - Arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média com estratificações cruzadas de médio a grande porte; depósitos fluviais restritos de natureza areno-conglomerática e camadas localizadas de siltitos e argilitos lacustres.
- Formação Pirambóia** - Depósitos fluviais e de planícies de inundação incluindo arenitos finos a médios, avermelhados, siltico-argilosos, de estratificação cruzada ou plano-paralela; níveis de folhelhos e arenitos

Convenções Geológicas

- Contato Definido
- Contato Inferido
- Falha sem rejeito definido
- Falha Normal - movimento relativo
- A=alto B=baixo
- Falha Inferida
- Sh Máx = $\delta 1$
- Sh Máx = $\delta 2$
- N Depósitos recentes

Convenções Cartográficas

- Cidades
- Rodovias
- Ferrovia
- Hidrografia
- Coordenadas Geográficas
- Long. 48°00'W
- Lat. 20°00'S

FIGURA 6.1. Mapa geológico da área com diagramas de pólos de juntas.

Sales, A. M. F. 1999. Estudo morfotectônico do setor setentrional do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, SP.

FIGURA 6.2 - Alinhamento Magmático do Cabo Frio (Almeida 1991).

6.5 ESTRUTURAS RELACIONADOS AO LINEAMENTO DO RIO MOJI-GUAÇU

Do exame do mapa morfotectônico pode-se inferir uma direção preferencial para o Lineamento do Rio Moji-Guaçu, segundo NNW.

O mapa de alinhamentos de drenagem e fotolineamentos (FIG. 4.2) e seus dados (FIG.4.3) corroboram com a ocorrência do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu na direção NNW.

A análise dos dados de campo (juntas), levando-se em conta o caráter subvertical das famílias de juntas, implicaria em regime tectônico com σ_2 vertical, o que leva a considerar que este seja transcorrente, com uma predominância de SH máximo (SHmáx) horizontal, na direção NW (FIG.6.1- A, B, C, D, F, H, J, L e N). A associação de famílias de juntas a grandes lineamentos, em regiões submetidas a reativação, mostra que esses condicionam as tendências de juntas, já que as orientações das estruturas coincidem com as das famílias de juntas. Reafirma-se, então, as idéias de Hasui (1990) sobre reativação de descontinuidades preexistentes e o caráter ressurgente das manifestações tectônicas.

Com base nessas três fontes de informações (mapa morfotectônico, mapa de alinhamentos de drenagem e fotolineamentos, e dados de campo) foi plotado, uma linha média correspondente ao Lineamento do Rio Moji-Guaçu e o esforço principal máximo para a área de estudo (FIG. 6.3).

A análise do conjunto de estruturas indicaria a vigência de regime transcorrente sinistral, com binário orientado segundo NNW. Neste modelo, as estruturas de direção NNW-NW, NNW-NNE, NW-SE, WNW a E-W e NE podem corresponder, respectivamente, a fraturas dos tipos R, P, T, R' e X (FIG. 6.3).

As fraturas que basicamente compõem o Lineamento do Rio Moji-Guaçu, no esquema apresentado, são do tipo T e P. Esse padrão de fraturas em um sistema transcorrente com pouca contribuição de fraturas do tipo R é propícia à ocorrência de zonas transtrativas ao longo do lineamento, acarretando sua abertura e espessamento em depósitos sedimentares (Gamond 1983). Isso é denotado nos depósitos aluviais ocorrentes na calha dos Rios Moji-Guaçu e Pardo, coincidentes ao lineamento.

6.6 LINEAMENTO DO RIO MOJÍ-GUAÇU

A ocorrência de manifestações alcalinas do Cretáceo Inferior (Ipanema), do Cretáceo Inferior a Terciário (Jaboticabal e Taiúva) e a presença de estruturas de liquefação relacionadas a abalos sísmicos na Formação Adamantina (Cretáceo Superior), são elementos a favor da existência de reativações tectônicas ao longo do Lineamento do Rio Moji-Guaçu

Como já postulado por Coimbra & Fernandes (1996) e Riccomini (1997), a estreita associação entre as rochas siliciclásticas e vulcanoclásticas na borda norte da Bacia Bauru, bem como a ocorrência de derrames de natureza analcimítica contemporâneos à sedimentação da Formação Adamantina em São Paulo, atestam também a importância das atividades tectônicas e magmatismo alcalino associado na evolução da Bacia Bauru.

Os dados aqui obtidos reforçam o modelo proposto por Riccomini (1997), que postulou uma movimentação transcorrente sinistral ao longo do setor setentrional do Lineamento do Rio Moji-Guaçu, alinhado segundo NNW, apresentando relação antitética com binário transcorrente dextral geral de direção E-W (FIG.6.3 e FIG. 3.5).

FIGURA 6.3 Representação para fraturas secundárias associadas ao Lineamento do Rio Moji-Guaçu em um contexto de cisalhamento transcorrente sinistral. 1. Fotolineamentos extraídos de imagens de satélite, 2. alinhamentos extraídos da rede de drenagem, 3. rede de drenagem e 4. Cidades. Quadro menor: contexto de cisalhamento regional, no qual o Lineamento do Rio Moji-Guaçu representa uma estrutura antitética R', relacionada a um binário dextral E-W. Relações angulares a partir de Petit (1987).

7 CONCLUSÕES

A realização deste estudo permitiu esclarecer algumas questões referentes ao Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Coimbra *et al.* 1981, Riccomini 1995, Riccomini 1997) que, na porção sul, é relativamente conhecido, mas na porção setentrional no Estado de São Paulo é questionado com relação ao tipo de feição estrutural que o caracteriza, a existência ou não de deformações tectônicas recentes e qual o controle sobre os focos de magmatismo alcalino.

A análise morfotectônica consistiu basicamente de dois passos consecutivos: definição das ordens de drenagens e confecção do mapa de superfícies de bases. O mapa morfotectônico representa a derivação final do mapa de superfícies de bases, onde através da análise dos desvios nas direções das linhas de isobase, foram retratados as estruturas rúpteis e principais alinhamentos. Nesta etapa, como auxílio, foram usados os alinhamentos de drenagem, fotolineamentos e a análise de juntas.

O estudo morfotectônico mostrou um nítido controle das estruturas presentes no domínio NNW-NW, ao longo das principais drenagens e presença de domínios secundários: NE-SW e E-W.

A direção NW-NNW denota as estruturas associadas ao Alinhamento do Rio Moji-Guaçu e as maiores morfoestruturas definidas na área.

A direção NE-SW embora pouco extensa é freqüente e ocorre geralmente em associação com os extensos lineamentos NW-NNW, representando uma tendência distensional das estruturas NW-NNW, diante do regime tectônico vigente.

O conjunto E-W e variações são descontinuidades paralelas a subparalelas, expostas aos processos exógenos e responsáveis pela diversidade de formas de relevo. Estas estruturas sugerem uma zona de fraqueza orientada segundo E-W, com um esforço máximo principal horizontal, nessa direção.

Com base nos mapas morfotectônico, mapa de alinhamentos de drenagem e fotolineamentos, em conjunto com dados de campo, procedeu-se a análise do conjunto de estruturas, que indicou a vigência de provável regime transcorrente sinistral, com binário orientado segundo NNW. Neste modelo, as estruturas de direção NNW-NW,

NNW-NNE, NW-SE, WNW a E-W e NE correspondem, respectivamente, a fraturas dos tipos R, P, T, R' e X, com provável transtração ao longo do lineamento, denotadas nos depósitos aluviais ocorrentes nas calhas dos rios Moji-Guaçu e Pardo.

As estruturas rúpteis que afetam depósitos cenozóicos (FIG. 6.1- A, G, J, M e N), são as mais recentes, predominando esforço principal máximo (σ_1) horizontal de direção N-S, σ_2 vertical e σ_3 horizontal, na direção E-W.

As estruturas conhecidas como Alinhamento magmático do Cabo Frio e Alinhamento do Rio Moji-Guaçu são as principais feições regionais. As ocorrências de rochas alcalinas das proximidades de Jaboticabal, Taiúva, Piranji, Aparecida do Monte Alto e a Alcalina de Guariba (SP), na Bacia Bauru, situados na zona de intersecção dessas duas feições regionais atestam a existência de atividade tectônica recorrente ao longo dos alinhamentos.

Propõe-se, neste estudo, o termo Lineamento do Rio Moji-Guaçu, tendo em vista o condicionamento geológico desta estrutura, que na sua porção setentrional, no Estado de São Paulo, baliza a borda leste da Bacia Bauru, é responsável pela ocorrência de sismos na Formação Adamantina, controladora de focos de magmatismo alcalino e ocorre como provável zona transcorrente sinistral com zonas transtrativas localizadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alho, D. R. (1993) *Mineralogia e gênese de solos litólicos da Região de Jaboticabal* - SP. 71p. (Trabalho de Graduação, FCAVJ-UNESP).
- Almeida, F. F. M. de. (1981) Síntese sobre a Bacia do Paraná (Conferência). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. Curitiba. 3., 1981. Atas Curitiba. SBG- Núcleo de São Paulo. v. 1, p.1-20.
- Almeida, F. F. M. de. (1991) O Alinhamento Magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., São Paulo, 1991. Atas. São Paulo, SBG/SP. p.423-428.
- Almeida, F. F. M. de ; Melo, M. S. (1981). A Bacia do Paraná e o Vulcanismo Mesozóico. In: Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dantas, A. S. L.; Ponçano, W. L.; Campanha, G. A. C. Nagata, N.; Almeida, M. A.; Stein, D. P.; Melo, M.S. ; Cremonini, O. A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo. SICCT. v.1, 126p. (Escala 1: 500.000)
- Almeida, M. A.; Stein, D. P.; Melo, M. S.; Bistrichi, C. A.; Ponçano, W. L.; Hasui, Y.; Almeida, F. F. M. de. (1980) Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos Estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Balneário de Camburiú, 1980. *Anais*. Balneário de Camburiú, SBG. v. 5, p. 2.799-2.812.
- Arid, F. M.; Barcha, S. F. (1971) Sedimentos neoceno-zóicos no vale do Rio Grande, Formação Rio Grande. São Paulo. IGEOC/USP. 37p. (*Sedimentologia e Pedologia*, 2).
- Asmus, H. E. (1978). Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas, alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil. Rio de Janeiro, Petrobrás, DNPM/CPRM, DNH, CNPq. p.39-73 (*Projeto Remac*, 4).
- Barcelos, J. H. (1984) *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 109p. (Tese de Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Barcelos, J. H.; Suguio, K. (1987) *Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista, nos Estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná*. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6., Rio Claro, 1987. Atas. Rio Claro, SBG, v.1, p. 313-321.
- Barcelos, J. H.; Souza Filho, E. E.; Fulfaro, V. J.; Landim, P. M. B.; Cottas, L. R.; Wu, F. T.; Godoy, A. M. (1983). A Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4.. Atas. SBG, São Paulo, 1983. p. 245-252.

- 65821
- Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dantas, A. S. L.; Ponçano, W. L.; Campanha, G. A. C.; Nagata, N.; Almeida, M. A.; Stein, D. P.; Melo, M. S.; Cremonini, O. A. (1981) *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, SICCT. v.1, 126p. (Escala 1:500.000)
- Bjornberg, A. J. S. (1965) *Sedimentos pós-cretáceos do leste do Estado de São Paulo*. São Carlos, 133p. (Tese de Livre Docência) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- Brandt Neto, M. (1984) O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo. São Paulo. 2v. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Brighetti, J. M. P. (1994) *Faciologia dos Sedimentos da Formação Pirambóia na Região de Rio Claro (SP)*. Rio Claro, SP (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.
- Caetano-Chang, M. R. (1997) A Formação Pirambóia no Centro-Leste do Estado de São Paulo. Rio Claro, SP. 196p. (Tese de Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- Caputo, R. (1995) Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, v.7, p. 479-490.
- Carneiro, C. D. R.; Bistrichi, C. A.; A. G. Pires Neto, Almeida, M. A. (1981) *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, SICCT. (Escala 1:1.000.000)
- Chamani, M. A. C., Martin, M. A. B.; Riccomini, C. (1992) Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v. 2, p. 508-510.
- Coimbra, A. M. (1991) *Sistematização crítica da obra*. São Paulo, 54p. (Tese de Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Coimbra, A. M.; Brandt Neto, M.; Coutinho, J. M. V. (1981a) Silicificação dos Arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo. *Coletânea de trabalhos e debates*. São Paulo, SBG, p. 103-115.
- Coimbra, A. M.; Coutinho, J. M. V.; Brandt Neto, M.; Rocha, G. A. (1981b) Lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1981. *Atas*. Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo SP. v.1, p. 324-327.

- Cojan, I.; Thirdy, M. (1992) Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, v. 206, p. 79-89.
- Coutinho, J. M. V.; Coimbra, A. M.; Brandt Neto, M.; Rocha, G. A. (1982) Lavas alcalinas analcímicas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires, 1982. *Actas*. Buenos Aires, Serviço Geológico Nacional. v. 2, p. 185-195.
- Cottas, L. R.; Fúlfaro, V. J. (1978) Caracterização petrográfica e tectônica da deposição dos sedimentos mesozóicos-cenozóicos na área de Nopuranga-Batatais, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais*. v. 1, p. 284-298.
- Da Silva, C. L. (1997) Aspectos neotectônicos do médio vale do Rio Moji-Guaçu: região de Piraçununga. (Dissertação de Mestrado) - Universidade Estadual Paulista.
- Deffontaines, B. (1989) Proposition of a morpho-neotectonic method application in the forçères area, Oriental Britany, France. *Bulletin INQUA Neotectonic Commission*, v.12, p. 48-52.
- Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo; Universidade Estadual Paulista.(DAEE-UNESP). (1982a) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folha Araraquara. São Paulo. DAEE/UNESP. (Escala 1:250.000).
- Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo; Universidade Estadual Paulista. (DAEE-UNESP). (1982b) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folha Ribeirão Preto. São Paulo. DAEE/UNESP. (Escala 1:250.000).
- Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo; Universidade Estadual Paulista. (DAEE-UNESP). (1982c) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folha Prata-São José do Rio Preto. São Paulo. DAEE/UNESP. (Escala 1:250.000).
- Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo; Universidade Estadual Paulista. (DAEE-UNESP). (1982d) Mapa Geológico do Estado de São Paulo, folha Uberaba-Franca. São Paulo. DAEE/UNESP. (Escala 1:250.000).
- Dunne, W. M.; Hancock, P. L. (1994) Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In HANCOCK, P. L. (ed.) *Continental Deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 101-120.
- Ferreira, F. J. F. (1982) Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: *Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos*. São Paulo, Paulipetro-Consórcio CESP/IPT. p. 143-166.

- Fernandes, L. A. (1992) *A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e no Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá*. São Paulo. 129 p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fernandes, L. A. (1998) *Estratigrafia e evolução geológica da Parte Oriental da Bacia Baurú (Ks, Brasil)*. São Paulo, 216p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Fernandes, L. A.; Coimbra, A. M. (1996) A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, n. 2, p. 195-205.
- Fúlfaro, V. J. (1974) Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Boletim IG-USP*, v. 5, p. 129-138.
- Fúlfaro, V. J.; Barcelos, J. H. (1992) A tectônica pós-deposicional e a reconstituição paleogeográfica: o exemplo do Grupo Bauru. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. *Resumos Expandidos*. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista. p. 132-133.
- Fúlfaro V. J.; Perinotto, J. A. J. (1996) A Bacia Bauru: estado da arte. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., Águas de São Pedro e Rio Claro. *Boletim*. Rio Claro, SP, Universidade Estadual Paulista. p. 297-303.
- Gamond, J. F. (1983) Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed examples and experimental model. *Journal of Structural Geology*. v. 5, n. 1, p. 33-45.
- Gary, M.; McAfee, R. ; Wolf, C. (Editors), (1973) *Glossary of Geology*, 2 ed. Washington, *American Geologist Institute*, 806 p.
- Golts, S.; Rosenthal, E. (1993) A Morphotectonic map of the northern arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*. v. 7, p. 305-316.
- Gomes, C. de B.; Valarelli, J. V. (1970) Nova ocorrência de rochas alcalinas do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Resumo das conferências e comunicações*. Brasília, SBG. p. 336. (Boletim especial, 1).
- Hancock. P. L. (1985) Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*. v.7, p. 437-457.
- Hancock. P. L.; Engelder, T. (1989) Neotectonic joints. *Geologist Society American Bulletin*, v. 1, p. 1197-1208.
- Hasui, Y. (1990) Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA

- CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO, 1., 1990, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte: SBG - Núcleo Minas Gerais, 1990. n. 11, p. 1-31.
- Hasui, Y.; Haralyi, N. L. E. (1991) Aspectos litoestruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. *Geociências*, v. 10, p. 57-77.
- Howard, A. D. (1967) Drainage analysis in geologic interpretation: A summation: *American Association petrology Geologist Bulletin*. v. 51. p. 2246-2259.
- Instituto Brasileiro Geográfico; Instituto Geográfico e Geológico. (1971) Folhas Topográficas de Bonfim Paulista, Guariba, Jaboticabal, Matão, Pitangueira, Porto Pulador, Rincão, Taiuva e Tabatinga. (1:50.000).
- Instituto Brasileiro Geográfico; Instituto Geográfico e Geológico. (1972) Folhas Topográficas de Alberto Moreira, Barretos, Bebedouro, Foz do Rio Moji-Guaçu, Foz do Sapucaí, Guaíra, Igarapava, Ipuã, Ituverava, Jaborandi, Miguelópolis, Monte Azul Paulista, Morro Agudo, Pirangi, Planura, Sales Oliveira, São Joaquim da Barra e Taquaritinga. (1:50.000).
- Instituto Brasileiro Geográfico; Instituto Geográfico e Geológico. (1979) Folha Topográfica de Ribeirão Preto. (1:50.000).
- Jain, V. E. (1980) *Geotectónica General*. Moscou, Editora Mir, v. 1, 356p.
- Keller, E.; Pinter, N. (1996) *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. New Jersey, Prentice Hall, 338 p.
- Liu, C. C. (1984) *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação ao Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo, 1984. 243p. (Tese de Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Magalhães, F. B.; Etchebehere, M. L.; Saad, A. R.; Fúlfaro, V. J. (1996) Análise estrutural do Grupo Bauru na região do Alto Rio do Peixe (SP). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., Águas de São Pedro e Rio Claro. *Boletim*. Rio Claro, SP, Universidade Estadual Paulista., p. 283-287.
- Mazza, J. A. (1979) *Região noroeste do município de Jaboticabal: I - Levantamento de reconhecimento com detalhes dos solos. II - Indicação de práticas conservacionistas*. 127p. (Trabalho de Graduação, FCAVJ-UNESP).
- Matos, S. L. F. (1995) O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. São Paulo, 110p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Melo, M. S.; Stein, D. P.; Ponçano, W. L.; Bistrichi, C. A. (1993) Neotectônica da área do alto Rio Pardo. *Revista do Instituto Geológico*, v. 14, n. 1, p. 27-38.
- Pedrosa-Soares, A. C.; Dardene, M. A.; Hasui, Y.; Cape de Castro, F. D.; Carvalho, M. V. A.; Reis, A. C. (1994) Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais. , CEMIG-Belo Horizonte, MG. (Escala 1:1.000.000)
- Pinotti, R. F.; Corsini, P. C.; Madureira Filho, J. B.; Valarelli, J. V. (1970) Levantamento de solos contribuindo para a descoberta geológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. *Resumo das conferências e comunicações*. Brasília, SBG. p. 50-60. (Boletim especial, 1).
- Pollard, D. D.; Aydin, A. (1988) Progress in understanding jointing over the past century. *Bulletin Geological Society American*. v. 100, p. 1118-1204.
- Ponçano, W. L. (1981) As coberturas cenozóicas. In: Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Dantas, A. S. L.; Ponçano, W. L.; Campanha, G. A. C.; Nagata, N.; Almeida, M. A.; Stein, D. P.; Melo, M. S.; Cremonini, O. A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, SICCT. v.1, 126p. (Escala 1:500.000)
- Ponçano, W. L.; Bistrichi, C. A.; Carneiro, C. D. R.; Almeida, M. A.; Pires Neto, A. G.; Almeida, F. F. M. de. (1979) O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. *Atas Rio Claro*. v. 2, p. 253-262.
- 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*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A. Publicação IPT, n. 1183. (Nota explicativa).
- Raczkowski, W. Wojcik, A., Zuchiewicz, W. (1984) Late Neogene-Quaternary tectonics of the Polish Carpathians in the light of neotectonic mapping: *Tectonophysics*, v. 108, p. 51-69.
- Ranzani, G.; Penteado, M. M.; Silveira, J. M. da. (1972) Concreções ferruginosas, paleosolo e a superfície no Planalto Ocidental paulista. São Paulo, IGEOG/USP, 28p. (Geomorfologia, 31).
- Riccomini, C. (1995) *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 100p. (Tese de Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- Riccomini, C. (1997) Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 27, n. 2, p. 153-162.
- Riccomini, C.; Coimbra, A. M.; Sant'anna, L. G.; Brandt Neto, M.; Valarelli, J. V. (1996) Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*. v. 26, n. 3, p. 167-180.
- Rodrigues S. K. (1993) Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, PA. 106 p (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Sadowski, G. R.; Dias-Neto, C. M. (1981) O Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira Geociências*, v. 11, p. 209-212.
- Salvador, E. D. (1994) *Análise neotectônica da Região do Vale do Rio Paraíba do Sul, compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. São Paulo, 129 p. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Salvador, E. D.; Riccomini, C. (1995) Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*. v. 23, n. 3, p.151-164.
- Sant'anna. L. G.; Shorscher, H. D.; Riccomini, C. (1997) Cenozoic Tectonics Of The Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil, *Journal Of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3/4, p. 275-284.
- Scheidegger, A. E. (1980) Alpine joints and valleys in the light of the tectonic stress field: *Rock Mechanics*, v. 9 (supplement), p. 109-124.
- Sinelli, O. (1971) Considerações gerais sobre a tectônica no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, SP. v. 2, p. 145-152.
- Soares, P. C. (1973) O mesozóico gondwanico no Estado de São Paulo. Rio Claro. 52p. (Tese de Livre Docência) - Faculdade de Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B. (1976) Comparisson between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in south Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48 (supplement), p. 313-324.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fúlfaro, V. J.; Sobreiro Neto, A F. (1979) Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO

REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. *Boletim de resumos*. Rio Claro, SBG. p. 30-31.

Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fúlfaro, V. J.; Sobreiro Neto, A. F. (1980) Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, p. 177-185.

Soares, P. C.; Sinelli, O.; Penalva, F.; Wernick, E.; Souza A.; Castro, P. R. M. (1973) Geologia do nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. *Anais*. Aracaju, SBG, v. 1, p. 209-228.

Souza Jr., J. J. (1984) O Grupo Bauru na porção setentrional da bacia sedimentar do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 944-957.

Strahler A. N. (1952) Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin Geological Society of America*, v. 63, p. 1117-1142.

Stewart, I. S.; Hancock, P. L. (1994) Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (ed.) *Continental Deformation*, Oxford, Pergamon Press, p. 370-412.

Turner, S.; Regelous, M.; Kelley, S.; Hawkesworth, C.; Mantovani. (1994) Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 124, p. 333-348.

Zuchiewicz, W. (1981) Morphometric methods applied to the morphostructural analysis of mountainous topography. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. v. 51, p. 99-116.

Zuchiewicz, W. (1991) On different approaches to neotectonics: a Polish carpathians example. *Episodes* v. 14, p. 116-124.