

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA DA
ALTA MOGIANA PAULISTA
(*NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO*)**

Clayton Ricardo Janoni

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

**Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao curso de Pós-Graduação em
Geociências - Área de Concentração em
Geologia Regional, para obtenção do
Título de Mestre em Geociências.**

Rio Claro (SP)

2007

551.8 Janoni, Clayton Ricardo
J35c Compartimentação morfotectônica da Alta Mogiana
Paulista (nordeste do estado de São Paulo) / Clayton
Ricardo Janoni. – Rio Claro : [s.n.], 2007

120 f. : il., gráfs., tabs., fots., mapas.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Norberto Morales

1. Geologia estrutural. 2. Morfotectônica. 3.
Geomorfologia. 4. Geologia. 5. Neotectônica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Norberto Morales (orientador)

**UNESP – Universidade Estadual Paulista
IGCE/DPM**

Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenes-Rueda

**UNESP – Universidade Estadual Paulista
IGCE/DPM**

Prof. Dra. Mirna Aparecida Neves

**UFES – Universidade Federal do Espírito Santo
CCA/Geologia**

Rio Claro, 08 de Junho de 2007

DEDICATÓRIA

Dedico este precioso fruto da minha vida ao meu saudoso pai Paulo Janoni (in memoriam) e a minha querida mãe Elza Janoni por sempre estarem ao meu lado, seja física ou espiritualmente.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, sou eternamente grato a Deus, meu guia em todos os momentos de minha vida, por ter me confiado esta missão em prol do meu maior desejo, de poder um dia, ensinar aos meus próximos, esta ciência fantástica chamada Geologia.

Agradeço ao meu orientador e amigo Professor Dr. Norberto Morales, pelo incentivo, ajuda e acima de tudo, a orientação desta pesquisa, minha sincera admiração profissional a você.

Ao CNPq pela ajuda financeira para desenvolvimento deste estudo.

Agradeço com todo amor do mundo à minha mãe e a minha avó, que após tantas perdas na vida, por estarem sempre ao meu lado, hoje se emocionam com esta obra, vocês merecem todo o carinho e amor do mundo.

Às minhas irmãs e aos meus sobrinhos, agradeço por terem tido tanta paciência e solidariedade comigo neste momento de extrema concentração para a conclusão deste trabalho.

Aos meus tios que sempre acreditaram em mim e hoje podem vibrar comigo deste momento tão especial.

Aos meus eternos amigos, companheiros e irmãos, Valmir, Jonas, Luciana e Daniel, um muito obrigado do tamanho da Terra, pela força, incentivo e amizade de vocês. Uma parte deste trabalho é fruto de vocês também, meus amigos.

Agradeço em especial à ecóloga Miriam Grejanin que, após muito tempo, vivendo as alegrias e tristezas de uma vida acadêmica, lutamos muito, pois não tivemos tantas regalias em nossa fase de graduação, mas tivemos a maior das virtudes que um ser humano merece, o direito de vencer na vida, e sermos profissionais, dispostos de companheirismo e vontade de ajudar aos nossos próximos – muito obrigado a você.

Um agradecimento também muito especial a todas as meninas da República Conchas-Maresia, onde eu pude conviver por um tempo, e poder compartilhar de momentos fantásticos de alegria, risadas e finais de TCC's, vão aqui meus sinceros agradecimentos a todas pela amizade e carinho de vocês: Maitê BR, Rita Helena, Carol do Dundas, Luiza Hower.

Agradeço aos meus incríveis amigos da Pós-Graduação em Geociências pela amizade que perdurará até o final de nossas vidas profissionais, obrigado pela força e experiência de vocês neste momento de conclusão do meu estudo.

Agradeço a todos os funcionários da Unesp e em especial, às funcionárias da Pós-Graduação, obrigado por tudo o que vocês fizeram por mim nestes dois anos.

Agradeço a todos os meus amigos de fé e irmãos camaradas da Moradia Estudantil da Unesp - Rio Claro, em especial à Casa 7, por terem suportado minhas neuroses de pós-graduando durante muito tempo, e também por terem me recebido com tanto afeto em meu regresso a Rio Claro, muito obrigado a todos.

E por fim, agradeço aos meus amigos da Casa de Aluguel A3 da Unesp-Rio Claro, que compartilharam comigo dos últimos momentos na elaboração final desta obra.

Motivo

Eu canto porque o instante existe
e a minha vida está completa.
Não sou alegre nem sou triste:
sou poeta.

Irmão das coisas fugidias,
não sinto gozo nem tormento.
Atravesso noites e dias
no vento.

Se desmorono ou se edifico,
se permaneço ou me desfaço,
– não sei, não sei. Não sei se fico
ou passo.

Sei que canto. E a canção é tudo.
Tem sangue eterno a asa ritmada.
E um dia sei que estarei mudo:
– mais nada.

Cecília Meirelles

RESUMO

A atividade neotectônica no globo terrestre é responsável por importantes processos geológicos recentes controlando a evolução de paisagens, associada à reativação episódica de zonas de fraqueza crustal, responsáveis diretas por estes processos, marcando os principais sítios de deformação. Os estudos morfotectônicos inseridos na temática neotectônica subsidiam importantes investigações aplicadas à Geomorfologia e contribuem para o entendimento da evolução do relevo e da implantação de bacias de drenagem controladas pelas formas e estruturas. A Alta Mogiana Paulista (Altinópolis/Batatais/Serrana) corresponde à região nordeste do estado de São Paulo, é alvo de estudos geológicos e geomorfológicos direcionados para o contexto da evolução paisagem local. No contexto geológico a região está inserida em domínios da Bacia do Paraná, com litologias dominantes do Mesozóico e do Cenozóico. A área apresenta uma estrutura simples, na forma de um grande monoclinal com mergulho para NW, afetado por falhas normais e transcorrentes, responsáveis pelo arranjo da drenagem e das formas de relevo. O padrão de fraturamento das rochas da Alta Mogiana Paulista apresentam um predomínio de lineamentos com direção N-S e E-W e, com menor importância, nas direções NE e NW. As principais unidades geomorfológicas mapeadas foram: colinas amplas e médias, escarpas, serras alongadas e morros testemunhos inseridos na província das *Cuestas* Basálticas. No quadro morfotectônico, os principais fatores que ilustram esta compartimentação estão impressos no rearranjo da drenagem na forma de capturas e anomalias na porção central da área de estudo, com direções NE para os alinhamentos destas feições. As coberturas sedimentares superficiais recobrem toda área de estudo, com maiores concentrações nas superfícies cimeiras no topo dos planaltos e recobrendo os níveis colinosos das depressões. A evolução geológica – geomorfológica da Alta Mogiana Paulista foi balizada por falhamentos transcorrentes E-W responsáveis pela orientação das *cuestas*, na forma de elevadas escarpas, além das falhas transcorrentes N-S responsáveis pelo rearranjo das duas principais bacias de drenagem, a do rio Pardo e do rio Sapucaí-Mirim. O arranjo das bacias de drenagem destes rios expressa um regime tectônico geral de abertura de direção NW, balizado pelas transcorrências EW, indicando atuação do regime neotectônico.

PALAVRAS-CHAVE: Neotectônica - Alta Mogiana – Geologia – Geomorfologia
Morfotectônica

ABSTRACT

The neotectonic activity in the globe is responsible for important recent geologic processes controlling the landscapes evolution associated to episodic reactivation of zones of crustal weakness. Those structures make strong control for the processes, marking the major sites of strain concentration. The morphotectonic studies inserted in the thematic of Neotectonics subsidize important inquiries applied to the Geomorphology and contribute to the understanding of the relief evolution and the implantation of the drainage basins controlled by geological bodies and structures. The Alta Mogiana Paulista region (Altinópolis/Batatais/Serrana) in the northeastern of São Paulo State was the target of geologic and geomorphologic studies directed to the local landscape evolution context. In the geologic context the region is inserted into the Paraná Basin domains exhibiting lithologies from Mesozoic and Cenozoic times. The studied area shows a simple structure of a great monocline dipping towards NW affected by normal and transcurrent faults responsible by the framework of the drainage and relief forms. In the Alta Mogiana Paulista rock fractures pattern predominate lineaments directed N-S and E-W and the NE and NW are less important. The principal geomorphologic mapped units were ample and middle hills, scarps, elongated ranges and residual hills inserted into the Basaltic Cuestas Province. In the geomorphologic picture the principal factors that illustrate this compartmentation are printed in the rearrangement of the drainage elements forming river captures and anomalies in the central portion of the studied area aligned along the NE direction. The surface sedimentary covers are recognized along all the area most concentrated in the high planes and covering the hills level into the depressed areas. The geologic and geomorphologic evolution of the Alta Mogiana Paulista region was lead by EW transcurrent faults responsible to the *cuestas* orientation forming elevated scarps and also the N-S transcurrent faults that promote the rearrangement of the two principal drainage basins of the Pardo river and the Sapucaí-Mirim river. The array of the drainage basins of those two rivers expresses a tectonic regime of opening of the NW fractures limited by the EW transcurrent faults indicating the action of the neotectonic regime.

KEYWORDS: Neotectonics – Alta Mogiana – Geology – Geomorphology – Morphotectonics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

- Figura 1.1** - Mapa de Localização da Alta Mogiana Paulista, com destaque para as principais bacias hidrográficas, rodovias de acesso e os principais sub-ramais da Estrada de Ferro Mogiana.....05
- Figura 1.2** - Imagem de satélite da Alta Mogiana Paulista, com relevo digital sombreado destaque para as principais cidades e a rede de drenagem.....06
- Figura 1.3** - Fluxograma dos métodos de trabalho identificando as principais etapas, procedimentos e os principais produtos decorrentes.....09

CAPÍTULO II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

- Figura 2.1** - Mapa Geológico simplificado do estado de São Paulo com destaque para Alta Mogiana Paulista e as principais rodovias do estado.....13
- Figura 2.2** - Mapa Geológico simplificado da porção Sudeste do Brasil mostrando as mais importantes seqüências litoestratigráficas, extraído de MORALES (2005).....16
- Figura 2.3** - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná para a região nordeste do estado de São Paulo, modificado de MILANNI et al. (1994).....22
- Figura 2.4** – Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo (ALMEIDA, 1964).....26
- Figura 2.5** - Mapa de feições geomórficas do nordeste paulista com destaque para os principais domínios geomorfológicos.....28

CAPÍTULO III – UNIDADES GEOLÓGICAS E GEOMORFOLÓGICAS LOCAIS

- Figura 3.1** – Feições gerais da Formação Pirambóia.....36
- Figura 3.2** – Feições gerais da Formação Botucatu.....38
- Figura 3.3** – Feições gerais da Formação Serra Geral.....40
- Figura 3.4** – Feições gerais das rochas básicas intrusivas.....42

Figura 3.5 – Mapa Geológico da Alta Mogiana Paulista.....	43
Figura 3.6 – Seções Geológicas da Alta Mogiana Paulista.....	44
Figura 3.7 – Feições gerais da Formação Itaqueri.....	46
Figura 3.8 – Seção estratigráfica modelo, representando as litologias da Formação Itaqueri levantada nas proximidades de Batatais.....	47
Figura 3.9 – Feições gerais das Coberturas Terciárias e Quaternárias indiferenciadas.....	49
Figura 3.10 – Unidades de relevo dos Planaltos de Altitude.....	52
Figura 3.11 – Planaltos de Altitude da Alta Mogiana Paulista visto em imagens SRTM-Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios.....	53
Figura 3.12 – Unidades de relevo das Escarpas.....	55
Figura 3.13 – Escarpas da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM-Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios.....	56
Figura 3.14 – Unidades de relevo das Depressões.....	58
Figura 3.15 – Depressões da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM-Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios.....	59
Figura 3.16 – Unidades de relevo das Planícies.....	61
Figura 3.17 – Planícies da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM-Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios.....	62
Figura 3.18 – Mapa Geomorfológico da Alta Mogiana Paulista.....	63
Figura 3.19 – Distribuição das principais unidades de relevo na Alta Mogiana Paulista.....	64

CAPÍTULO IV – ANÁLISE ESTRUTURAL

Figura 4.1 – Mapa de Juntas e Fraturas gerais da área de estudo.....	66
Figura 4.2 - Diagrama das fraturas ou juntas geral da área da estudada, definindo as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	68
Figura 4.3 – Mapa de Domínios Estruturais da Alta Mogiana Paulista.....	70
Figura 4.4 – Diagramas de freqüências das principais famílias de juntas ou fraturas presentes em cada unidade geológica mapeada.....	71
Figura 4.5 - Diagrama das fraturas do Domínio Norte da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	73
Figura 4.6 - Diagrama das fraturas do Domínio Central da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	74
Figura 4.7 - Diagrama das fraturas do Domínio Sul da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	75
Figura 4.8 - Diagrama de freqüências das falhas totais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	77
Figura 4.9 - Diagrama de freqüências das falhas normais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	78
Figura 4.10 - Distribuição das falhas normais e inversa e de lineamentos regionais e de detalhe (1:60.000 e 1:250.000), na Alta Mogiana Paulista.....	79
Figura 4.11 - Diagrama de freqüências das falhas transcorrentes dextrais e sinistrais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).....	80
Figura 4.12 - Distribuição das falhas transcorrentes dextrais, sinistrais e de lineamentos regionais e de detalhe (1:60.000 e 1:250.000), na Alta Mogiana Paulista.....	81

CAPÍTULO V – MORFOTECTÔNICA

Figura 5.1A - Esboço morfológico e interpretações dos padrões de drenagem (HOWARD, 1967, compilado por FERREIRA, 2001 e extraído de MORALES, 2005).....	85
Figura 5.1B - Esboço morfológico e interpretações dos padrões de drenagem (HOWARD, 1967, compilado por FERREIRA, 2001 e extraído de MORALES, 2005).....	86
Figura 5.2 – Rede hidrográfica da Alta Mogiana Paulista, com destaque para as principais drenagens.....	88
Figura 5.3 – Mapa Morfoestrutural da Alta Mogiana Paulista.....	90
Figura 5.4 – Mapa Morfotectônico da Alta Mogiana Paulista.....	92
Figura 5.5 – Feições de rearranjo da drenagem na Alta Mogiana Paulista.....	94
Figura 5.6 – Modelo Digital exibindo as falhas que controlam os compartimentos morfotectônicos da Alta Mogiana Paulista.....	97
Figura 5.7 – Limite entre os três compartimentos geomorfológicos na porção central da área de estudo.....	100
Figura 5.8 – Limite entre as escarpas e colinas na bacia do rio Sapucaí-Mirim.....	100
Figura 5.9 – Extenso campo de colinas médias e amplas na porção sul da área na região de Serrana.....	100

CAPÍTULO VI - EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA DA ALTA MOGIANA PAULISTA

Figura 6.1: Modelo evolutivo de blocos morfotectônicos da Alta Mogiana Paulista.....	107
---	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Folhas Topográficas utilizadas na pesquisa.....	07
---	----

SUMÁRIO

	Páginas
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO.....	01
1.1 – JUSTIFICATIVAS DO TEMA PROPOSTO.....	01
1.2 – OBJETIVOS	02
1.3 – ÁREA DE ESTUDO.....	03
1.4 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	04
 CAPÍTULO II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	 10
2.1 – NEOTECTÔNICA.....	10
2.1.1 - O Quadro Neotectônico Brasileiro.....	10
2.2 – QUADRO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....	12
2.2.1 – Bacia do Paraná.....	13
2.2.1.1 - Empilhamento Litoestratigráfico.....	14
2.2.1.1.1 - Grupo São Bento.....	15
2.2.1.1.2 – Seqüências Sedimentares Suprabasálticas.....	19
2.2.1.1.3 – Coberturas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas.....	22
2.3 – QUADRO GEOMORFOLÓGICO.....	24
2.3.1 – O Relevo da Alta Mogiana Paulista.....	24
2.3.2 – Contexto Geomorfológico Regional.....	24
2.3.2.1 – Depressão Periférica.....	24
2.3.2.2 – Cuestas Basálticas.....	29
2.3.3 – Superfícies de Aplainamento.....	31
2.3.3.1 – Superfície Sul-Americana.....	32
 CAPÍTULO III – UNIDADES GEOLÓGICAS E GEOMORFOLÓGICAS LOCAIS....	 34
3.1 – APRESENTAÇÃO.....	34
3.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	34
3.2.1 – Formação Pirambóia.....	34
3.2.2 – Formação Botucatu.....	37
3.2.3 – Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas.....	39
3.2.4 – Formação Itaqueri.....	41

3.2.5 – Coberturas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas.....	48
3.3 – UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS OU DE RELEVO.....	50
3.3.1 – Domínio dos Planaltos de Altitude.....	50
3.3.2 – Domínio das Escarpas.....	54
3.3.3 – Domínio das Depressões.....	57
3.3.4 – Domínio das Planícies.....	60

CAPÍTULO IV – ANÁLISE ESTRUTURAL.....65

4.1- ESTRUTURAS.....	65
4.2 – ANÁLISE DO FRATURAMENTO.....	65
4.2.1 – Domínios Estruturais.....	68
4.2.1.1 – Domínio Norte.....	72
4.2.1.2 – Domínio Central.....	72
4.2.1.3 – Domínio Sul.....	73
4.3 – FALHAS.....	75
4.3.1 – Falhas Normais e Inversas.....	76
4.3.2 – Falhas Transcorrentes Dextrais e Sinistrais.....	80

CAPÍTULO V – MORFOTECTÔNICA.....82

5.1 - MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA.....	82
5.2 – ANÁLISE DA DRENAGEM (<i>Catachments</i>).....	83
5.2.1 – A Rede de Drenagem da Alta Mogiana Paulista.....	84
5.3 – QUADRO MORFOESTRUTURAL.....	87
5.4 – QUADRO MORFOTECTÔNICO.....	89
5.4.1 – Capturas de Drenagem.....	91
5.4.1.1 – Rearranjo da Drenagem na Alta Mogiana Paulista.....	93
5.5 – COMPARTIMENTOS MORFOTECTÔNICOS.....	95
5.5.1 – Compartimento Planáltico ou dos Caiapós.....	96
5.5.2 – Compartimento das Escarpas ou dos Xavantes.....	98
5.5.3 – Compartimento das Depressões ou dos Baetatás.....	99

CAPÍTULO VI – EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA DA ALTA MOGIANA PAULISTA.....101

6.1 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	101
6.2 – EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA.....	103
6.2.1 – Fases de aplainamento na Alta Mogiana Paulista.....	104
6.2.2 – Relações tectônicas.....	105
6.3 – EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA.....	106
 CAPÍTULO VII – CONCLUSÕES.....	 109
 CAPÍTULO VIII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 111

I – INTRODUÇÃO

1.1 - JUSTIFICATIVAS AO TEMA PROPOSTO

Atualmente, inúmeras investigações e pesquisas envolvendo a evolução de paisagens indicam expressivos subsídios aplicados ao conhecimento da ciência geomorfológica, em especial àquelas ligados à atividade tectônica recente. Assim, estes estudos buscam demonstrar que antigos movimentos da crosta são recorrentes ao longo do tempo por meio das zonas de fraqueza crustal, responsáveis diretos por estes processos, expressos através de estruturas refletidas na paisagem, como afirma FERREIRA (2001).

A morfotectônica está diretamente implícita nesta análise geomorfológica, segundo uma abordagem estrutural, trazendo contribuições importantes para a descrição do relevo através da litoestratigrafia, das feições estruturais e da movimentação tectônica, como destacado por vários autores como HASUI (1990), SAADI (1993), FACINCANI (1994, 1999), RICCOMINI (1995), PIRES NETO (1996), SILVA (1997), SOUSA (1997) e LIMA (1999), entre outros.

Estudos tectônicos em sedimentos cenozóicos nas bacias sedimentares confirmam a existência expressiva de falhas, tanto condicionando a deposição destes sedimentos quanto sendo responsáveis pelo modelamento do relevo, através de morfoestruturas neógenas controladoras de sítios coluvionares e aluvionares.

Em se tratando destes aspectos neotectônicos, estas falhas estão relacionadas aos movimentos dos últimos episódios da história geológica, que no Brasil correspondem aos processos posteriores à Reativação da Plataforma Sul-Americana (SCHOBENHAUS e CAMPOS, 1984) ou Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), relacionados à migração da Placa Sulamericana em sua deriva para oeste, portanto da Neotectônica (HASUI, 1990).

A proposta inicial de contribuição deste estudo em uma área pouco investigada geologicamente, como a borda nordeste da Bacia do Paraná, vem ao encontro direto da necessidade de caracterização do modelamento do relevo, no expressivo compartimento geomorfológico do estado de São Paulo, denominado *Cuestas Basálticas* (ALMEIDA, 1964). Nesse sentido, o presente trabalho foi direcionado à criação de um modelo morfotectônico evolutivo através da análise da

paisagem da região designada historicamente de Alta Mogiana Paulista, devido a grande influência da Estrada de Ferro Mogiana no desenvolvimento econômico e na produção cafeeira da região nordeste do estado de São Paulo.

Para isto, torna-se necessário estudar a influência da Neotectônica na evolução geomorfológica da área, por meio da análise da drenagem, das feições de relevo geradas a partir de grandes discontinuidades das rochas, bem como da análise da distribuição de áreas de erosão e sedimentação, como sugere FERREIRA (2001), enfatizando o reconhecimento de falhas “neoformadas” ou reativadas como condicionantes da compartimentação geomorfológica. Este estudo procura contribuir para o entendimento dos processos modeladores do relevo na forma de uma análise morfotectônica em uma região com paisagens privilegiadas no contexto geológico regional.

Em síntese, o desenvolvimento deste estudo visa o enriquecimento do conhecimento científico da morfotectônica e propõe uma estruturação da pesquisa fundamentada essencialmente nos dois eixos mais importantes que servem como embasamento teórico para o cumprimento da proposta inicial: os aspectos geológico-tectônicos e os aspectos geomorfológicos da Alta Mogiana Paulista.

A abordagem conceitual consiste na investigação tectônica da evolução geomorfológica de uma região, como proposta inicial deste estudo, buscando o desenvolvimento da investigação baseada nos dados geológicos e geomorfológicos da Alta Mogiana Paulista, aplicados então os métodos adequados para tanto. O estudo do relevo e da drenagem são ferramentas ideais para a criação de um modelo evolutivo geológico-geomorfológico, através da compartimentação morfotectônica e da caracterização da paisagem associada ao quadro tectônico responsável por esta compartimentação.

1.2 – OBJETIVOS

O objetivo principal deste estudo é a contribuição para o entendimento da evolução geológica-geomorfológica desde o Mesozóico Superior da porção nordeste do Estado de São Paulo, com a influência dos grandes compartimentos geomorfológicos: Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e o Planalto Ocidental,

com enfoque principal dirigido para o papel da Neotectônica no controle da formação das *Cuestas Basálticas*.

Para melhor caracterização e entendimento do tema, são definidos os seguintes objetivos específicos deste estudo:

- Caracterização do meio físico, em termos dos constituintes geológicos e sua estruturação, com ênfase nas coberturas superficiais cenozóicas;
- Reconhecimento e mapeamento das coberturas sedimentares superficiais existentes na área;
- Caracterização do relevo e da drenagem, em termos de padrões, anomalias e compartimentação;
- Reconstituição da evolução geológica e geomorfológica da área, segundo uma avaliação da influência tectônica cenozóica na compartimentação morfotectônica.

1.3 - ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está situada geograficamente no setor nordeste do Estado de São Paulo, abrangendo aproximadamente 2.912 km² de área física total, estando entre as coordenadas 20° 45' 00" e 21° 15' 00" de latitude S, e entre 47° 15' 00" e 47° 45' 00" de longitude W. Abrange as seguintes cartas topográficas na escala 1:50.000: Folha Batatais (SF-23-V-A-IV-4/IBG-1972), Folha Altinópolis (SF-23-V-C-II-1/IBG-1971), Folha Serrana (SF-23-V-C-I-2/ IBG-1979) e Folha Esmeril (SF-23-V-A-V-3/IBG-1972), como expressa a Figura 1.1.

O acesso à área de estudo, tendo como ponto de partida a cidade de São Paulo, configura-se pela SP-330 (rodovia Anhanguera) até a cidade de Ribeirão Preto, seguindo posteriormente, ou pela SP-334 (rodovia Cândido Portinari) até a cidade de Batatais, ou pela SP-333 (rodovia Abraão Assed) até a cidade de Serrana, e finalmente o acesso é realizado pela SP-351 (rodovia Altino Arantes) até a cidade de Altinópolis, próximo à divisa do Estado de Minas Gerais.

As principais estruturas de relevo ou acidentes geográficos presentes na área de estudo correspondem à Serra das Araras, que serve como divisor regional de águas, separando as bacias dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim, e às Serra do Major Claudiano e da Vazante, que limitam a área com outras bacias secundárias, tais

como a bacia do rio Santa Bárbara e bacia do rio Pinheirinho. Ocorrem áreas de depressões regionais, como a Depressão do rio Pardo e a Depressão do rio Sapucaí-Mirim. A Figura 1.2 exibe de maneira clara a configuração do relevo através de imagem de satélite (MIRANDA et al. 2004), além de toda rede hidrográfica em escala 1:50.000.

1.4 – MATERIAIS E MÉTODOS

O enfoque proposto para o entendimento da evolução morfotectônica cenozóica se apoia em elementos geomorfológicos e geológicos e nos seus possíveis condicionantes estruturais. A história evolutiva dos episódios geológicos ocorridos no Cenozóico tem como suporte evidências geomorfológicas, estruturais, litoestratigráficas e pedológicas reconhecidas regionalmente, nesta tentativa de reconhecimento dos processos tectônicos na influência da paisagem local.

É necessário reconstruir o pensamento geológico por meio da evolução do relevo a partir das relações existentes entre as morfoestruturas e a Neotectônica, direcionando o estudo de maneira conjunta entre métodos geológicos e geomorfológicos para o entendimento da morfotectônica na evolução da paisagem. As atividades propostas para o desenvolvimento deste estudo buscam alcançar os objetivos anteriormente referidos, sendo expressas em síntese na Figura 1.3.

As atividades foram iniciadas com o levantamento das informações bibliográficas básicas (regional e local) através da coleta de informações referentes a assuntos abordados neste estudo, bem como, aquelas direcionadas à área analisada. Em um segundo momento procedeu-se à coleta de materiais cartográficos e produtos de sensores remotos, incluindo a aquisição das cartas topográficas em escala 1:50.000, a partir de 1971 (IBG), das Folhas Altinópolis, Esmeril, Batatais, Serrana (Tabela 1.1), aquisição de fotografias aéreas em escala 1:60.000/ Força Aérea Brasileira (1965), imagens de monitoramento por satélite da Embrapa na escala 1:25.000 (MIRANDA et al. 2004).

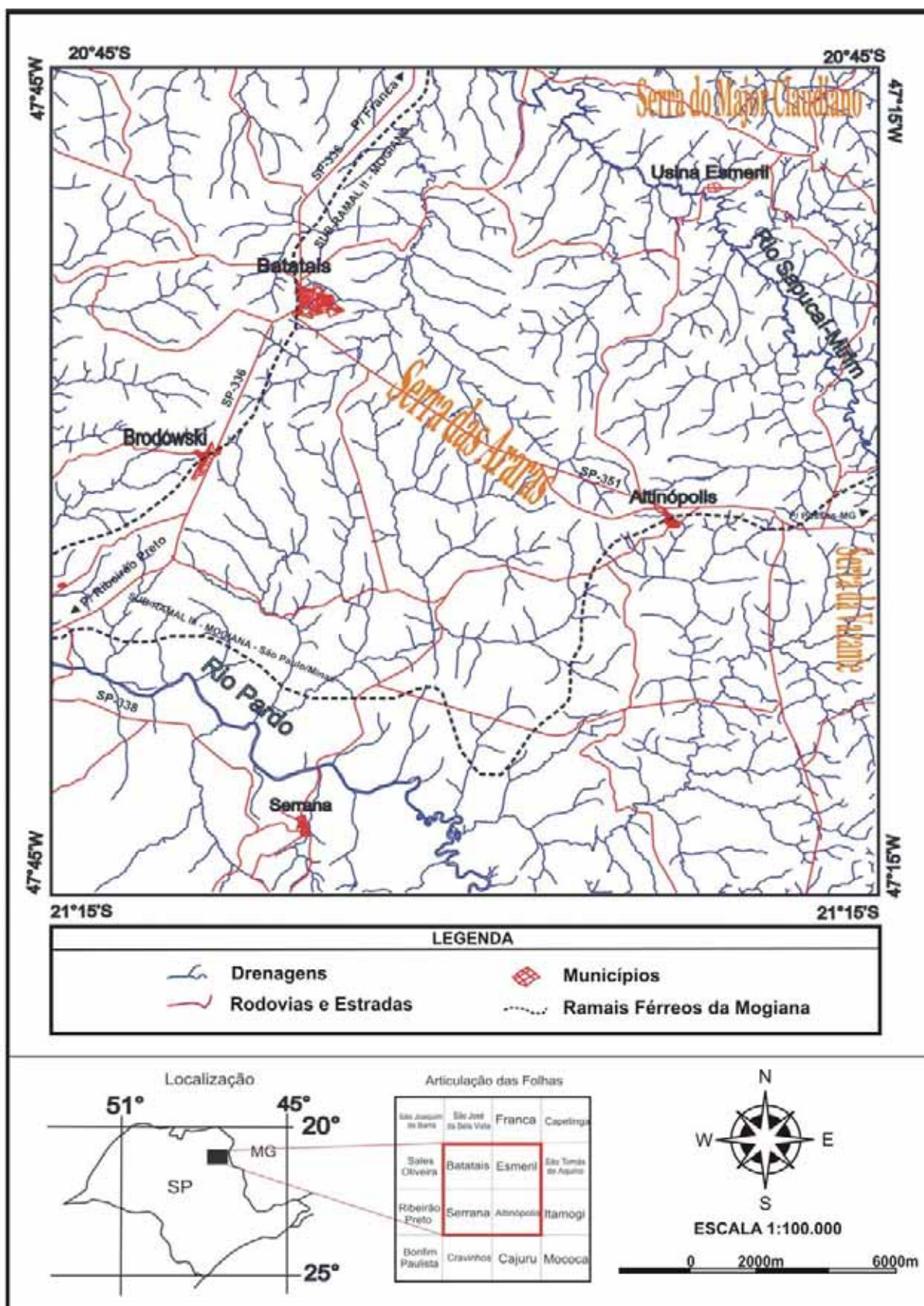


Figura 1.1: Mapa de Localização da Alta Mogiana Paulista, com destaque para as principais bacias hidrográficas, rodovias de acesso e os principais sub-ramais da Estrada de Ferro Mogiana.

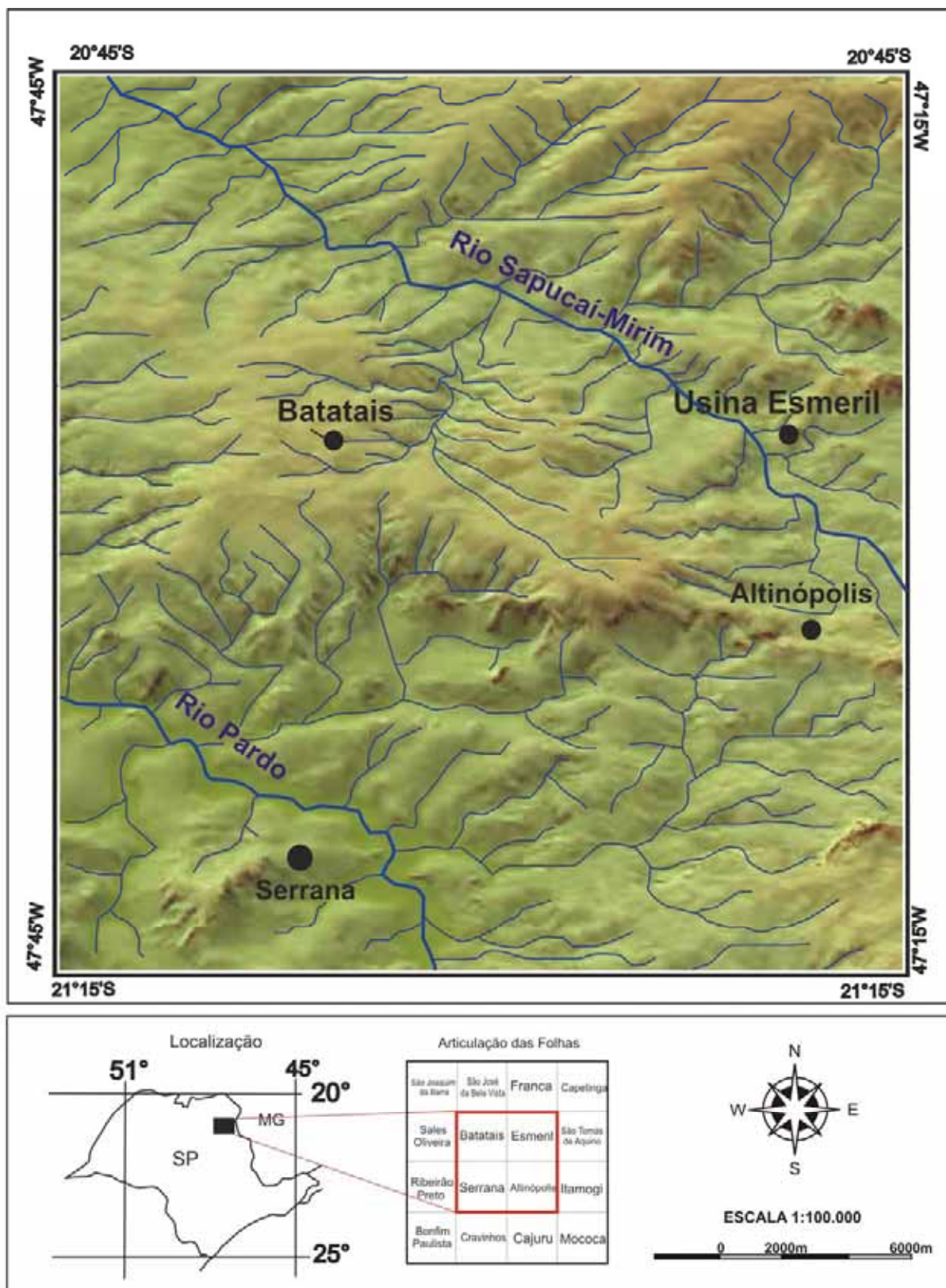


Figura 1.2: Imagem de satélite da Alta Mogiana Paulista, com relevo digital sombreado, com destaque para as principais cidades e a rede de drenagem (Fonte: Miranda et al. 2004).

Tabela 1.1: Folhas Topográficas utilizadas na pesquisa

LOCALIDADE	FOLHA	EDITOR	ANO	ESCALA
Altinópolis	SF-23-V-C-II-1	IBG	1971	1:50.000
Batatais	SF-23-V-A-IV-4	IBG	1972	1:50.000
Esmeril	SF-23-V-A-V-3	IBG	1972	1:50.000
Serrana	SF-23-V-C-I-2	IBG	1979	1:50.000

Posteriormente, seguiu-se a etapa de fotointerpretação e levantamento das características físicas e geográficas da área, além da elaboração definitiva de alguns produtos cartográficos. Após a realização das etapas preliminares aos trabalhos de campo, foi necessário o desenvolvimento das etapas de compilação e planejamento de mapas temáticos na escala 1:50.000, para auxiliar e dar suporte às interpretações. Nesta etapa foram desenvolvidos:

- **Mapa Geológico:** compilação do quadro litoestratigráfico e das estruturas, baseadas em fontes cartográficas preexistentes (SOARES et al. 1973; RADAMBRASIL, 1974; JANONI 2003);
- **Mapa Geomorfológico:** compilação do quadro geomorfológico geral com as principais formas de relevo, baseadas em IPT (1981);
- **Mapa de Drenagem:** inclusão dos cursos d'água permanentes ou temporários, a partir das cartas topográficas em escala 1:50.000, fotografias aéreas em escala 1:60.000 e imagens de satélite na escala 1:250.000;
- **Mapa de Lineamentos:** elaboração dos lineamentos através das anomalias de drenagem e relevo, baseadas em cartas topográficas, fotografias aéreas e imagens de satélite, conforme critérios aplicados por SOARES & FIORI (1976);
- **Mapa Hipsométrico:** produção de mapas de relevo a partir das cartas topográficas na escala 1:50.000.

Com a produção dos mapas anteriormente citados, a próxima etapa correspondeu ao levantamento de dados em trabalhos de campo. O objetivo da realização dos trabalhos de campo é a análise direta do material a ser amostrado e a coleta de dados e informações necessárias ao desenvolvimento deste estudo. As

análises geológicas foram realizadas pela observação direta de afloramentos, principalmente com coberturas cenozóicas, além da coleta de dados estruturais (descontinuidades e acamamento). Quanto às análises geomorfológicas, outros métodos foram utilizados, tais como a observação detalhada de toda rede de drenagem, além das formas geomorfológicas e dos aspectos morfológicos de superfície.

Após a coleta de dados geológicos e estruturais nos trabalhos de campo, o próximo passo correspondeu à digitalização dos mapas oficiais, sendo utilizado o programa Autocad 2005,

Com as estruturas definidas e devidamente caracterizadas, o estudo direcionou-se à criação do mapa morfoestrutural, através da delimitação dos principais elementos morfoestruturais, além dos possíveis condicionantes geológicos-geomorfológicos relacionados com a Neotectônica. Para a caracterização dos condicionantes da evolução geomorfológica, foi enfatizado o padrão de fraturamento local e regional, e aplicados tratamentos de populações de falhas para determinação das principais famílias e suas orientações preferenciais.

Finalmente, a pesquisa se encerra com a integração final dos dados e conclusão, através de um modelo explicativo sobre o quadro morfoestrutural da área baseado em análises dos dados geológicos e geomorfológicos obtidos em campo. Com estes dados foi possível estabelecer uma proposta de evolução dos eventos tectônicos que ocorreram na área durante sua história geológica mais jovem, destacando-se o quadro morfotectônico.

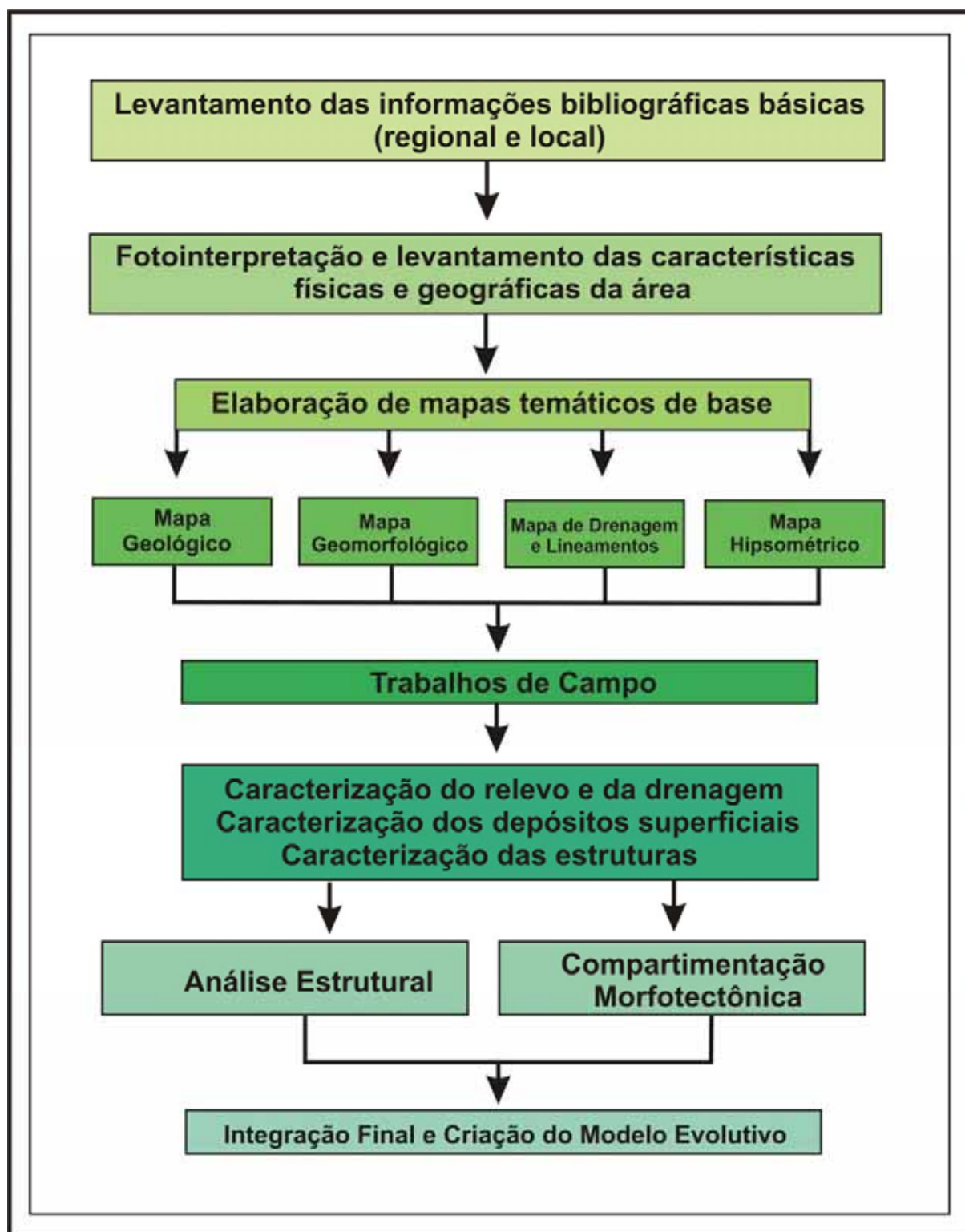


Figura 1.3: Fluxograma dos métodos de trabalho identificando as principais etapas, procedimentos e os principais produtos decorrentes.

II – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – NEOTECTÔNICA

O termo Neotectônica foi introduzido por OBRUCHEV (1948, *apud* MESCHERIKOV, 1968) para definir os movimentos da crosta terrestre atuantes no intervalo Terciário Superior-Quaternário. SENGÖR et al. (1982, *apud* SENGÖR, 1985) e PAVLIDES (1989) usam o termo para movimentos relativos ao regime tectônico em vigor desde o último que reorganizou a tectônica em escala regional. Para STEWART e HANCOCK (1994), os movimentos neotectônicos estariam relacionados a regimes tectônicos que continuam ativos até o presente, sem um limite inferior rígido, podendo reativar ou não as estruturas. A maioria dos autores coloca o limite inferior no Neógeno (20 Ma).

Ampliando este conceito, a Comissão de Neotectônica da International Quaternary Association (INQUA) propôs, em 1978, uma nova definição, atribuindo à Neotectônica o estudo de qualquer movimento da Terra ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos e origem, independentemente da idade de início, implicações práticas e extrapolações futuras.

Segundo KELLER e PINTER (1996), a tectônica ativa consiste de processos tectônicos que deformam a crosta terrestre numa escala de tempo significativa para a sociedade humana, incluindo processos lentos tais como soerguimento ou basculamento, e principalmente processos tectônicos capazes de produzir catástrofes, como por exemplo, grandes terremotos.

A escala de tempo a ser abordada num estudo de tectônica ativa varia de acordo com as situações encontradas, podendo ser de algumas dezenas a alguns milhões de anos, pois a atividade tectônica contemporânea ou atual e a deformação associada podem ser parcialmente ou, predominantemente, controladas por um quadro tectônico mais antigo. No entanto, o intervalo entre 18 e 10 Ma, do Pleistoceno Superior, é de grande interesse num estudo de tectônica ativa (KELLER e PINTER, 1996).

HASUI e COSTA (1996) consideram manifestações neotectônicas no Brasil aquelas relacionadas com a deriva da Placa Sul-Americana, excluindo as manifestações de tectônica distensiva associadas ao processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, o qual se encerrou no Mioceno Médio, idade considerada pela

maioria dos autores como limite inferior do evento neotectônico. Descrevem o fim das manifestações magmáticas, o início da sedimentação Barreiras e a última fase da sedimentação costeira como a idade provável para o início deste regime.

2.1.1 - O Quadro Neotectônico Brasileiro

A primeira regionalização contemplando o quadro neotectônico do Brasil, dentro de conceituação moderna, foi apresentada por HASUI (1990). Segundo o autor, a atividade neotectônica estaria sendo ditada pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, resultando em movimentos principalmente positivos e negativos, compartimentando extensas áreas de erosão e sedimentação. Também associada a esta movimentação, ocorreria reativação, num contexto ressurgente, de antigas zonas de cisalhamento e suturas, através de falhas transcorrentes. As tensões impostas são decorrentes de um binário dextral com eixos horizontais de tensão máxima (compressão σ_1) em torno de NW-SE e mínima (distensão σ_3) em torno de NE-SW, marcando um regime tectônico transcorrente.

Para HASUI (*op. cit.*), o início da Neotectônica no Brasil está relacionado aos processos de deriva do continente Sul-Americano desencadeados a partir do Terciário Médio (Mioceno), descartando portanto as manifestações de tectônica distensiva associadas ao processo de abertura do Oceano Atlântico.

SAADI (1993), em seu ensaio de síntese do quadro neotectônico da Plataforma Brasileira, admitiu a compartimentação do território em "microplacas" delimitadas por descontinuidades crustais resultantes da reativação, em regime predominantemente transcorrente, de expressivos lineamentos pré-cambrianos. Este quadro teria se desenvolvido através de três pulsos neotectônicos, os quais estariam relacionados com os eventos orogênicos andinos. O primeiro evento (Eoceno-Oligoceno) marcaria o início do período neotectônico, a ele devendo-se a instalação do Sistema de *Rift* da Serra do Mar, das bacias do Quadrilátero Ferrífero e o início da sedimentação Barreiras. O segundo pulso (Plioceno) teria ocorrido em escala global, sendo responsável pela implantação do *Rift* de São João Del Rei, pela deposição das formações Guararapes e Solimões, pelo soerguimento de várias áreas e desenvolvimento de inúmeras bacias lacustres isoladas. O terceiro pulso (Pleistoceno Inferior a Médio) seria caracterizado pela emersão de boa parte do litoral e basculamento das camadas do Grupo Barreiras, deslocamentos das falésias

nas regiões Norte e Nordeste, deformação e/ou inversão da Bacia de São Sebastião da Vitória e soerguimento generalizado da Plataforma Sul Americana.

Segundo HASUI et al. (1998), a configuração atual da paisagem da região sudeste do Brasil é resultante de uma evolução morfotectônica desencadeada a partir do processo de fragmentação de Gondwana no final do Mesozóico, associado a um regime tectônico extensional, o qual gerou inicialmente soerguimento regional no Mesozóico-Paleógeno e subseqüentemente os grandes desnivelamentos de blocos através de falhas predominantemente NW-SE geradas por distensão, que foram responsáveis pela individualização das Serras do Mar e da Mantiqueira e pela geração dos grábens terciários. Nesta época o sistema de drenagem no Planalto Atlântico era pouco desenvolvido. A partir do Neogeno e alcançando o Quaternário a região é compartimentada em grandes domínios com características transpressivas, transtensivas ou direcionais, refletindo a partição de *strain*, associada ao regime tectônico intraplaca de caráter transcorrente responsável pela atividade neotectônica. De acordo com essa concepção, o quadro morfotectônico cenozóico do Planalto Atlântico, segundo MORALES et. al. (1998) reflete a atuação de um regime transpressivo.

2.2 - QUADRO GEOLÓGICO - GEOTECTÔNICO

A Alta Mogiana Paulista corresponde à região nordeste do estado de São Paulo e ocorre junto à borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná. Apresenta rochas de idades que variam desde o Permo-Carbonífero até o Cretáceo Superior, incluindo os derrames de rochas básicas intrudidos no pacote sedimentar, ocorrendo ainda sedimentos neoceno-zóicos, capeando as superfícies aplainadas.

Esta porção da Bacia do Paraná sofre forte influência tectônica dos terrenos geológicos localizados no sudoeste do estado de Minas Gerais, que apresentam uma evolução tectônica proterozóica bastante complexa comparada à evolução fanero-zóica da bacia, conforme argumenta ALMEIDA et al.(1980).

Regionalmente, ocorrem unidades geológicas pré-cambrianas em contato direto com uma bacia sedimentar fanero-zóica que, além de apresentar um comportamento ascensional expressivo durante o Mesozóico associado a atividades

magmáticas, apresenta também forte controle estrutural balizado pela atividade neotectônica.

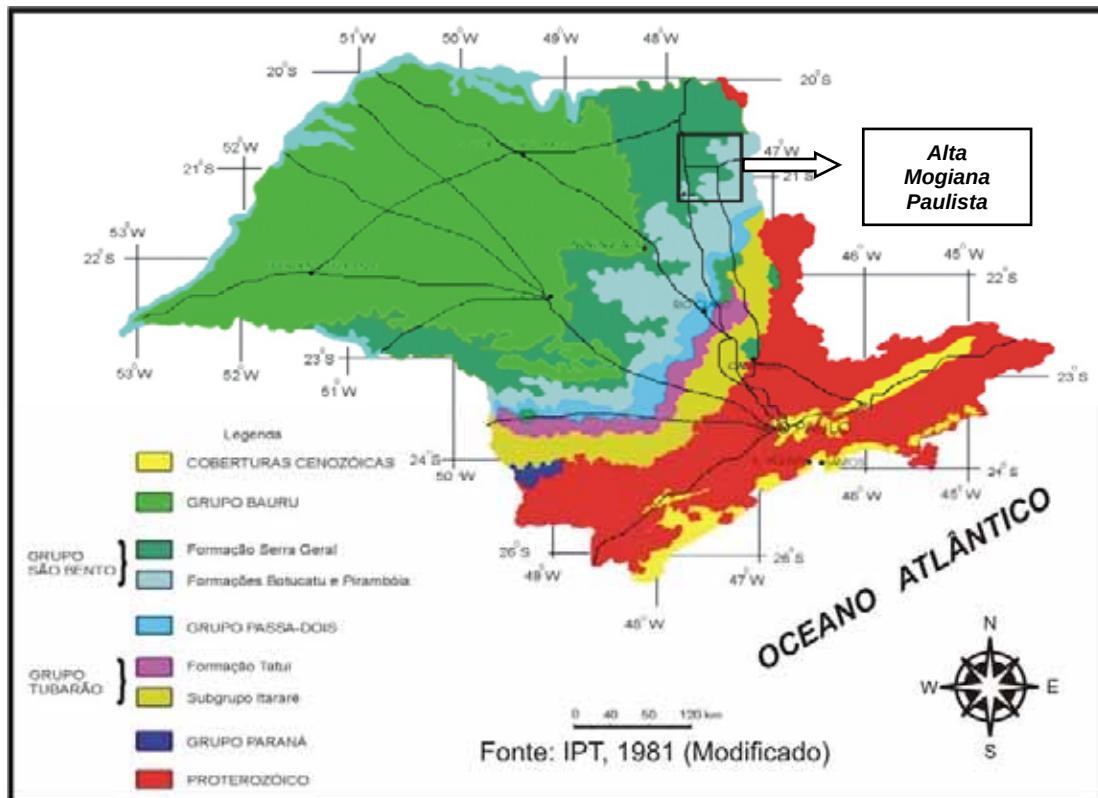


Figura 2.1: Mapa Geológico simplificado do estado de São Paulo com destaque para a região da Alta Mogiana Paulista e as principais rodovias do estado, segundo IPT (1981).

2.2.1 – Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná recobre a maior parte do estado de São Paulo, sendo considerada como uma unidade geotectônica desenvolvida sobre a Plataforma Sul-Americana a partir do Neo-Ordoviciano. É classificada como intracratônica, permitindo a acumulação de grande espessura de sedimentos, lavas basálticas e *sills* de diabásio (IPT, 1981).

No contexto regional da área de estudo, ocorrem desde rochas sedimentares neopaleozóicas do Super-Grupo Tubarão (Subgrupo Itararé, Formação Aquidauana e Formação Tatui) e do Grupo Passa-Dois (Formação Irati e Formação Corumbataí); rochas mesozóicas do Grupo São Bento (Formação Pirambóia, Formação Botucatu e Formação Serra Geral), além de *sills* de expressão regional como é o caso do *Sill*

Borda da Mata e do *Sill* de Cajuru. A seqüência sedimentar se completa com as coberturas supra-basálticas (Formação Itaqueri) e coberturas terciárias - quaternárias indiferenciadas (colúvio-aluviais) mais recentes (SOARES et al., 1973; IPT, 1981; HASUI e HARALYI, 1991; HELLMEISTER JR, 1997)(Figura 2.2).

Segundo SOARES et al. (1973), as formações Tatuí, Irati e Corumbataí não são registradas no nordeste paulista, enquanto JANONI (2003) reconhece em seus trabalhos de mapeamento na região, a ocorrência vasta da Formação Pirambóia tanto na bacia do rio Pardo, quanto na bacia do rio Sapucaí-Mirim.

SOARES et al. (1982) descrevem duas direções principais de estruturas no interior da bacia, uma NW-SE e outra NE-SW, correspondentes a zonas de maior mobilidade tectônica do embasamento, reativadas em diferentes tempos durante a evolução da Bacia do Paraná.

Uma enorme atenção merece ser dada à questão dos depósitos cenozóicos, mais especificamente os depósitos terciários, presentes na região nordeste do estado de São Paulo. Primeiramente, devemos considerar estes depósitos como sendo pertencentes às chamadas coberturas suprabasálticas, ou seja, sedimentos depositados posteriormente ao cessar das atividades vulcânicas na bacia, onde são feitas referências com relação ao Grupo Bauru, à Formação Itaqueri e à Formação Franca, além das coberturas quaternárias indiferenciadas presentes no contexto litoestratigráfico da Bacia do Paraná nesta região do estado.

2.2.1.1 - Empilhamento Litoestratigráfico

Como citado anteriormente, a Bacia do Paraná constitui uma grande área de sedimentação, estabelecida no Neo-Ordoviciano e apresenta seis seqüências estratigráficas de ampla escala, limitadas por expressivas discordâncias interregionais, segundo MILANI (1997).

Na região nordeste do estado de São Paulo, o empilhamento estratigráfico se restringe às formações que compõem o Grupo São Bento (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, além das intrusivas básicas) de idade Meso-Triássico a Eo-Cretáceo, pela seqüência sedimentar supra-basáltica (Grupo Bauru e Formação Itaqueri) e finalmente pelas coberturas terciárias e quaternárias indiferenciadas.

2.2.1.1.1 - Grupo São Bento

O termo São Bento foi utilizado pela primeira vez por WHITE (1908) como série para definir um conjunto de arenitos predominantemente vermelhos, encimados pelas "eruptivas da Serra Geral". Este grupo é constituído pelas formações Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e pelas intrusivas básicas em geral, com registros de uma sedimentação exclusivamente continental, marcada por um clima árido a semi-árido e encerrada por um extenso vulcanismo (magmatismo) básico que ocorreu durante o Eo-Cretáceo (SCHNEIDER et al. 1974).

Formação Pirambóia

É uma das unidades de maior ocorrência no centro-leste do estado de São Paulo (LANDIM et al., 1980). As melhores exposições desta formação encontram-se nas imediações da localidade de Pirambóia (BRIGUETTI, 1994).

SOARES (1973), baseando-se em critérios sedimentológicos e estratigráficos, designou esta formação como uma unidade formada por arenitos argilosos com intercalações de camadas de siltito e folhelho.

LANDIM et al. (1980) afirmou que a Formação Pirambóia caracteriza-se por uma sucessão de espessos bancos arenosos, avermelhados ou rosados, de granulação fina ou média, possuindo maior porcentagem de fração argilosa na porção inferior, exibindo estratificações cruzadas (planar, acanalada e plano-paralela) e intercalando camadas de lamitos arenosos de cores que variam de tons claros a amarelo, roxo, vermelho e verde.

Apesar de poucas ocorrências fossilíferas, SCHNEIDER et al. (1974) consideram que esta unidade pode ser representada pelo conteúdo fossilífero, contendo restos de vegetais, conchostráceos e ostrácodes. SIMÕES e FITTIPALDI (1992) também destacam a presença de vegetais fósseis nesta formação.

As relações de contato entre as formações Pirambóia e Botucatu têm sido consideradas como discordantes por SOARES (1972) e concordantes por MUHLMANN et al. (1974 *apud* BRIGUETTI, 1994). O contato basal com a formação Corumbataí foi considerado por SOARES (1973) como a descontinuidade mais importante do registro sedimentar da Bacia do Paraná.

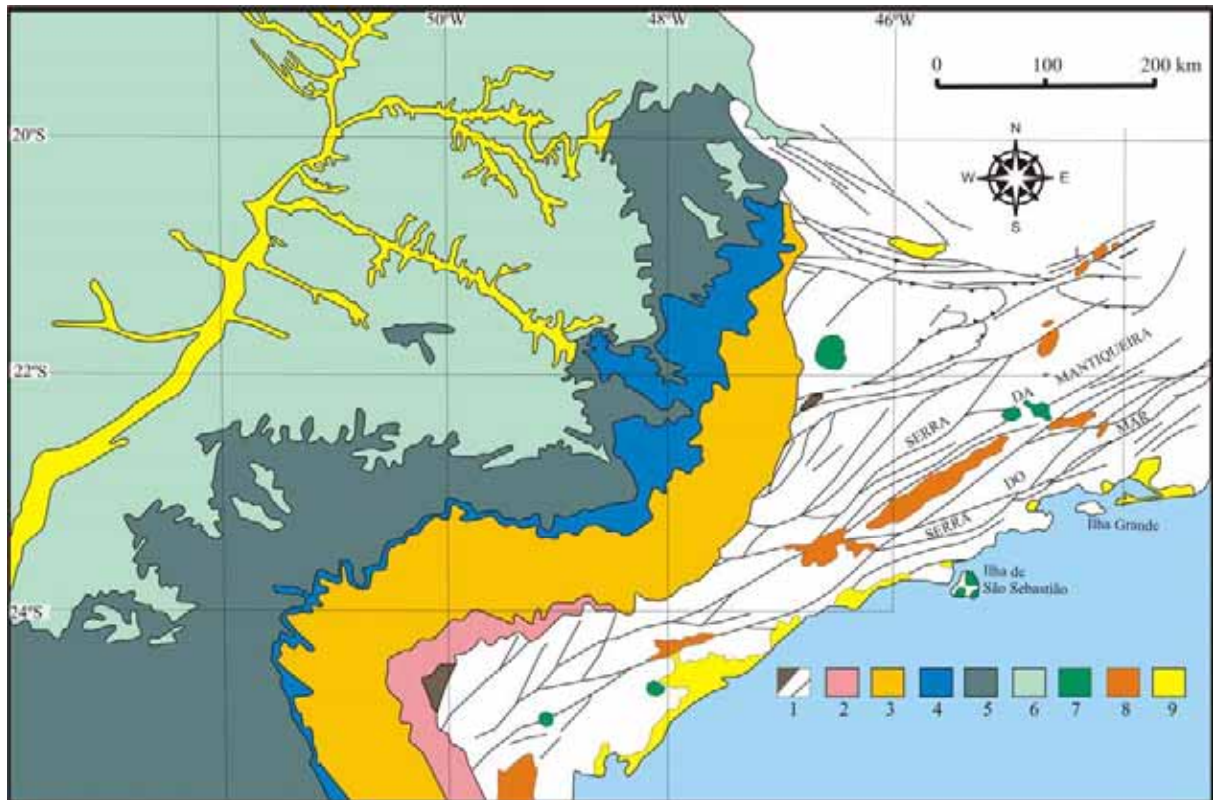


Figura 2.2: Mapa Geológico simplificado da porção Sudeste do Brasil mostrando as mais importantes seqüências litoestratigráficas: (1) Rochas do embasamento pré-cambriano, incluindo migmatitos, gnaisses, anfibolitos, granulitos e gnaisses metassedimentares, intrudidos por rochas graníticas ácidas (granitos e granodioritos) desde arqueanas até neoproterozóicas. As linhas sólidas representam as principais zonas de cisalhamento e/ou zonas de falhas, definindo o Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio a norte (transcorrente sinistral) e o Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino na porção central (transcorrente dextral). Áreas em textura cinza representam metassedimentos de baixo grau, representando bacias associadas às falhas (cambrianas). A cobertura sedimentar da porção oeste pertence à Bacia do Paraná e está dividida em três principais seqüências: (2) Seqüência Basal siluro-ordoviciano; (3) Seqüência Intermediária carbonífera a permiana, e (4) Seqüência mesozóica (triássica a cretácea) com grande ocorrência associada de (5) rochas basálticas cretáceas, (6) Sedimentos mesozóicos e cenozóicos, (7) Intrusões alcalinas, (8) Coberturas cenozóicas desde eocenas até pleistocenas (bacias de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda e Curitiba) e (9) Sedimentos quaternários. (Extraído de MORALES 2005).

O ambiente deposicional desta formação foi considerado como uma associação de depósitos eólicos de dunas, interdunas e lençóis de areias, entremeados por depósitos fluviais subordinados (ASSINE e SOARES, 1995; CAETANO - CHANG e WU, 1995).

Segundo GIANNINI et al. (1999), a Formação Pirambóia compreende depósitos arenáceos e subordinadamente lutáceos, representados por dunas barcanas e interdunas, com o aparecimento de fácies areno-rudáceas subaquosas em direção ao topo. A espessura da Formação Pirambóia é de, no máximo, 400 metros na Bacia do Rio Tietê, sendo medidos cerca de 270 metros em seções aflorantes na região de São Pedro.

Segundo GIANNINI et al. (1999), esta unidade assenta-se em contato transicional sobre o Grupo Passa-Dois e é recoberta em contato abrupto pela Formação Botucatu. LANDIM et al. (1980) propôs a provável idade da deposição dos sedimentos da Formação Pirambóia entre o Meso-Triássico e o Eo-Jurássico.

Formação Botucatu

WASHBURNE (1889 *apud* IPT, 1981) descreveu pela primeira vez o arenito Botucatu (designado "Grês de Botucatu") como arenitos com estratificações cruzadas de grande porte que recobrem as camadas paleozóicas.

A Formação Botucatu foi redefinida por SOARES (1973) como uma unidade de arenitos eólicos avermelhados de granulação fina a média, com estratificação cruzada planar de grande a médio porte, muito friáveis ou solidificados, apresentando corpos de arenito conglomerático na parte basal, constituindo uma unidade genética de ambiente desértico que se manteve até as manifestações vulcânicas.

O registro paleontológico da Formação Botucatu se restringe a pegadas e pistas fósseis (SCHNEIDER et al., 1974). A espessura da Formação Botucatu é considerada por ALMEIDA et al. (1980) como inferior a 150 metros, sendo a média de 50 a 70 metros e sua ocorrência restringe-se à parte inferior da Formação Serra Geral.

O contato entre as formações Pirambóia e Botucatu é marcado por extensa superfície de peneplanação ou aplainamento, via deflação eólica (CAETANO-CHANG e WU, 1995), com modificação gradual da litologia e, marcado também pela

presença de camadas ou lentes de conglomerados na base da Formação Botucatu, além do contato com as rochas do vulcanismo básico ser admitido como sendo por interdigitação, recobrindo-se os arenitos pelos derrames basálticos, sucessivamente (SCHNEIDER et al., 1974).

Para CAETANO-CHANG e WU (1995), a Formação Botucatu é resultado da deposição em ambiente desértico e o domínio do sistema eólico em condições de total saturação em areia conduziu ao registro de monótonas sucessões de depósitos de dunas e interdunas. As características dos sedimentos dessa formação indicam condições de elevada aridez, tendo o cavalcamento de dunas como principal processo de acumulação.

Para SOARES (1973) e CAETANO-CHANG (1993), os arenitos da Formação Botucatu devem ter idade Neo-Jurássica a Eo-Cretácea, já que se apresentam interdigitados com os derrames da Formação Serra Geral.

Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas

A Formação Serra Geral foi definida por WHITE (1908, *apud* SCHNEIDER et al. 1974) para designar um conjunto de basaltos formados por derrames em extenso vulcanismo de fissura, com inclusão de pequenos corpos de arenitos intercalados, semelhantes aos da Formação Botucatu. Os mesmos autores indicaram como seção tipo às exposições que ocorrem na Serra Geral, ao longo da estrada que liga as cidades de Lauro Muller e São Joaquim em Santa Catarina.

A Formação Serra Geral caracteriza-se por espessa seção de lavas basálticas, toleíticas, de textura afanítica, coloração cinza escura a preta, amigdaloidal no topo dos derrames e com desenvolvimento de juntas verticais e horizontais. Estão associados a essa formação corpos intrusivos de mesma composição, constituindo sobretudo, diques e *sills* (SINELLI, 1971; SOARES et al., 1973).

Os derrames de basalto em São Paulo, aflorantes nos planaltos de rebordo das *cuestas*, podem cobrir grandes extensões, como no nordeste do estado. Os corpos intrusivos tabulares concordantes são muito freqüentes na Depressão Periférica e na região nordeste do estado, onde também chegam a suportar *cuestas* locais.

Os diques normalmente preenchem fendas de tração, podem associar-se a *sills* e também cortar derrames. Os *sills* existem em grandes quantidades nas rochas paleozóicas da Depressão Periférica e nos arenitos mesozóicos. Os arenitos da Formação Botucatu interdigitam-se, em grande escala, com os derrames da Formação Serra Geral.

Segundo SCHNEIDER et al.(1974), o contato inferior com a Formação Botucatu, como foi afirmado anteriormente, é por interdigitação entre as camadas de arenitos eólicos com os derrames vulcânicos, e o contato superior é considerado discordante com o Grupo Bauru. LANDIM et al.(1980) afirmam que o magmatismo de fissura que deu origem aos basaltos da Formação Serra Geral foi iniciado quando ainda perduravam as condições desérticas de sedimentação da Formação Botucatu.

Dados geocronológicos mais recentes apontam a época das manifestações vulcânicas para o Eocretáceo, ou seja, segundo NARDI et al.(1999), esse evento vulcânico ocorreu a 132 ± 1 M.a., embora, derrames precursores tenham ocorrido já no Neojurássico.

Segundo SOARES et al. (1973), ocorre no nordeste paulista à intrusão de um espesso corpo tabular de diabásio, denominado *Sill* Borda da Mata, definido na serra homônima, próximo a São Sebastião do Paraíso/MG, com espessura da ordem de 100 metros. Petrograficamente, os diabásios do *Sill* Borda da Mata são caracterizados pela coloração cinza-esverdeada, granulação fina a média, equigranulares, com eventuais cristais de plagioclásio de cerca de 1cm (HELLMEISTER JR., 1997), confundindo-se geralmente com os basaltos, devido ao seu resfriamento mais rápido que se dá próximo às bordas.

2.2.1.1.2 – Sequências Sedimentares Suprabasálticas

Grupo Bauru

De acordo com FULFARO et al. (1994), o Grupo Bauru distribui-se pelos estados de São Paulo, Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Paraná. SOARES et al. (1980) e ALMEIDA et al. (1980) classificam, da base para o topo, as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília.

O ciclo Bauru corresponde, segundo SOARES e LANDIM (1973), a uma sedimentação fluvial com arenitos extremamente imaturos tanto nas texturas, quanto na mineralogia apresentada. SOARES et al. (1980) apontam idade entre o Aptiano-Maastrichtiano (Cretáceo) para estes sedimentos.

O Grupo Bauru é composto na base por arenitos e conglomerados polimíticos, com abundantes seixos de basalto. O topo da sequência é composta por arenitos finos a conglomeráticos com cimento calcífero, passando localmente a calcários conglomeráticos.

ALMEIDA e BARBOSA (1953) situam a Formação Itaqueri na base da sequência Bauru com a presença de rochas conglomeráticas, sem cimento carbonático. BARCELOS et al. (1983) incluem a Formação Itaqueri no topo do Grupo Bauru. A idéia atual, interpretada pela disposição da Formação Itaqueri, em faixas descontínuas no reverso da *cuesta*, é que sua evolução pode ter sido posterior à sedimentação do Grupo Bauru, associado ao arqueamento pós-cretáceo do leste paulista.

HASUI e HARALYI (1991) observam o condicionamento da rede de drenagem atual do Grupo Bauru, com alinhamentos NW-SE, cuja direção coincide com aquela presente nas rochas do embasamento.

Formação Itaqueri

A Formação Itaqueri, definida por ALMEIDA e BARBOSA (1953), ocorre nas serras de Itaqueri e São Pedro, além de ocorrências isoladas no extremo nordeste do estado de São Paulo, entre Pedregulho, Franca e Batatais. Abrange uma cobertura sedimentar pós- basáltica, primeiramente referida por WASHBURN (1930, *apud* ALMEIDA e BARBOSA, 1953), que a denominou de Caiuá.

Ocorrem em mancha irregular no reverso da *cuesta* basáltica, isolada de outras coberturas pós-basálticas, representado suas partes mais elevadas testemunhos da antiga extensão do Planalto Ocidental. Sua espessura máxima observada é de 125 metros (ALMEIDA e BARBOSA, 1953). É constituída por membros alternados de arenitos com cimento argiloso, folhelhos e conglomerados. Predominam inteiramente os arenitos, sendo os demais de extensão limitada,

geralmente corpos lenticulares alongados, e camada de conglomerados basais e existe na maior parte da formação.

Depósitos em situação semelhante ocorrem na região de Franca, compondo seqüência de arenitos, siltitos e conglomerados oligomíticos com estruturas hidrodinâmicas, porém, com seixos e calhaus de composição predominantemente quartzítica e quartzosa, onde foi considerado por HELLMEISTER JR.(1997) como Formação Franca de idade Terciário Inferior. Esta formação apresenta área de ocorrência bastante interessante, pois, ocorrem nos interflúvios das principais estruturas geomorfológicas da região de Franca, capeando a maioria das vezes, os derrames basálticos da Formação Serra Geral.

A diversidade da composição petrográfica das rochas da Formação Itaqueri e depósitos correlatos reflete uma variação de áreas fontes: os conglomerados oligomíticos da porção setentrional do reverso das *cuestas* passam a polimíticos para sul, mostrando a contribuição dos quartzitos da Serra da Canastra e das diversas formações paleozóicas e do embasamento cristalino.

No caso da região de Franca, YAMAMOTO et al. (1977) reforçam essa assertiva por meio de estudo de minerais pesados, afirmando ainda que a disposição geomorfológica dessas ocorrências dificulta melhor situá-las estratigraficamente, já que a erosão que vem aplainando os interflúvios obliterou a continuidade com as rochas do Grupo Bauru.

Alguns autores sugerem que esta formação tenha sido desenvolvida sob condições de clima árido durante a elaboração da Superfície do Japi, de idade eocênica (COTTAS e BARCELOS, 1981).

Dessa forma, os únicos elementos cronológicos seguros para sua datação, na ausência de fósseis, são a escavação da Depressão Periférica – e eventos sincrônicos como a escavação do vale do Rio Grande – como limite superior, e as rochas basálticas como limite inferior, o que situa a Formação Itaqueri entre o Cretáceo e o Paleógeno.

Os mesmos autores consideram que a deposição da Formação Itaqueri está associada a elementos tectonicamente ativos à época de sedimentação, que teriam propiciado o aparecimento de desníveis no relevo, suficientes para o desencadeamento dos processos gravitacional de fluxo.

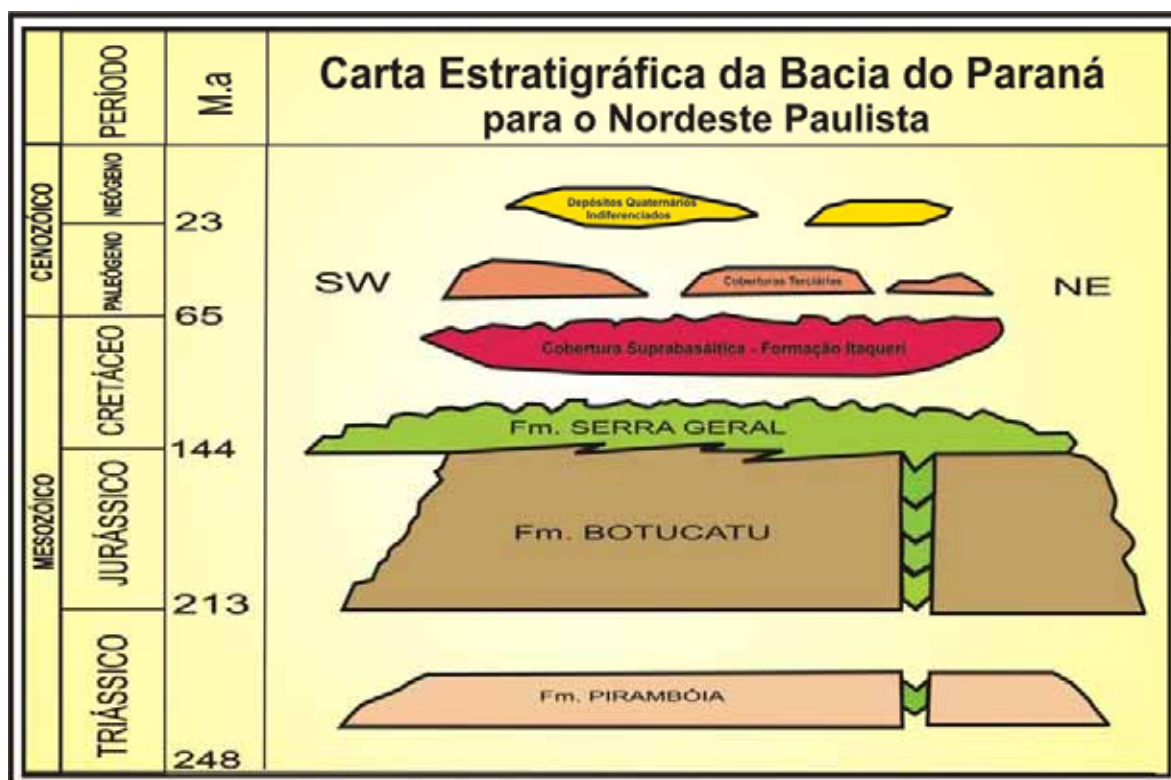


Figura 2.3: Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná para a região nordeste do estado de São Paulo, modificado de MILANI et al. (1994).

O processo de ferruginização, segundo RANZANI et al. (1972), não está restrito a esses depósitos, podendo afetar os arenitos subjacentes. Esta situação caracteriza o final da elaboração da mais antiga superfície pós-cretácea, datando assim os depósitos em foco correlativos da Superfície do Japi, o que permitiria incluí-los na seqüência Itaqueri.

2.2.1.1.3 – Coberturas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas

A evolução geológica cenozóica no estado de São Paulo colocou-se num período de progressiva atenuação dos efeitos da reativação da Plataforma Sul-Americana, iniciada no Jurássico superior (ALMEIDA, 1967).

SAADI (1993) propõe a compartimentação da Plataforma Brasileira em microplacas limitadas por grandes descontinuidades crustais, onde se deu a instalação do Sistema de *Rift* da Serra do Mar no Eoceno-Oligoceno. As bacias *riftes* se formaram devido à imposição de um regime tectônico distensivo, onde gerou a formação de grábens alinhados na direção NE-SW, além de apresentar em seu

preenchimento, sedimentos bastante imaturos, mal selecionados oriundos das porções mais elevadas lateralmente. O preenchimento destas bacias está relacionado com a formação de leques aluviais proximais até a formação de ambientes lacustres nas porções mais centrais, enfim, estas bacias marcam um ciclo evolutivo completo apresentado por seus empilhamentos litoestratigráficos.

Em termos litológicos, o registro das coberturas neógenas se deve quase que exclusivamente a coberturas sedimentares pouco expressivas, sendo representadas principalmente por depósitos colúvio-aluviais associados à evolução geomorfológica e as encostas, vales e terraços da drenagem atual.

Este processo evolutivo, de certa forma, mostra claramente que seus principais eventos geológicos podem ser resumidos na formação do relevo e deposição de seqüências sedimentares que lhe são correlativas, algumas vezes ajudados pela ação de falhas.

FULFARO e SUGUIO (1974) identificam que esses sedimentos são mal estruturados e facilmente confundidos com solos residuais, pois muito se assemelham ao material de alteração das rochas regionais, denotando curto transporte com características torrenciais a partir de altos regionais.

Finalmente, são descritas também coberturas que estão associadas aos vales dos principais rios, especialmente dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim. São de origem fluvial (cascalhos, areias e argilas) com camadas de sedimentos imaturos e são interpretados como testemunhos de discreta sedimentação fluvial pretérita, no caso dos terraços alçados, ou ocupam a planície de inundação dos atuais vales dos rios.

MORAES REGO (1922 *apud* ALMEIDA et al. 1980) fez referências a baixos terraços associados a cascalhos, correlacionando-os à última oscilação climática sincrônica ao estágio glacial. Segundo FACINCANI (2000), esses depósitos possuem estreita relação com a ação dos lineamentos neotectônicos e com as condições paleoclimáticas atuantes na sua formação (Terciário Superior e Quaternário), que resultou em um ambiente de sedimentação distinto e na produção de faces sedimentares diferenciadas.

2.3 – QUADRO GEOMORFOLÓGICO

2.3.1 – O Relevo da Alta Mogiana Paulista

O relevo paulista é dividido em Planalto Atlântico, Província Costeira, Depressão Periférica, *Cuestas* Basálticas e Planalto Ocidental. A região nordeste do estado de São Paulo insere-se inteiramente nos domínios da Província das *Cuestas* Basálticas, de acordo com ALMEIDA (1964).

Esta região apresenta uma diversidade de formas de relevo que desperta interesse científico em uma série de pesquisadores inseridos na temática geomorfológica. A região encontra-se numa faixa de transição entre formas de relevo pertencentes a patamares bastante inferiores, ao lado de uma zona de escarpas, que se limita com os patamares superiores.

A Alta Mogiana Paulista é composta por um relevo marcado por planaltos e níveis colinosos, delimitados por escarpas festonadas, havendo também a presença de serras alongadas e regiões de extensas planícies de inundação.

Esta província geomorfológica é representada morfologicamente por um relevo escarpado, seguido de uma sucessão de grandes plataformas estruturais de relevo suavizado. Assim, a província corresponde a uma das maiores áreas de rochas basálticas que sustentam o relevo de *cuestas*, sendo uma das feições mais marcantes no contexto das paisagens que compõem o relevo paulista.

2.3.2 – Contexto Geomorfológico Regional

2.3.2.1 – Depressão Periférica

A Depressão Periférica é considerada uma das mais importantes unidades do relevo paulista (MORAES REGO 1932), sendo associada à área de afloramento das rochas paleozóicas na bacia do Paraná, caracterizada como uma área desnudada pela erosão, limitada a oeste pelas *Cuestas* Basálticas e a leste pelo Planalto Atlântico (ALMEIDA 1964). No Estado de São Paulo esta unidade é também alvo da atenção de uma série de pesquisadores, tal como já havia despertado nos pioneiros da geomorfologia paulista.

DEFFONTAINES (1935) adota a divisão tríptica da província geomorfológica em: Zona do Médio Tietê, Zona do Paranapanema e Zona do Mogi-Guaçu, justificando que a área drenada pelo rio Tietê mostra relevo muito mais diversificado, tendo suas estruturas evidentes em claros ressaltos topográficos.

Para ALMEIDA (1964), o relevo predominante na zona é o de campos uniformes, com vales amplos e pouco profundos, abrigando cursos d'água em cujas margens são frequentes pequenas planícies aluviais arenosas, bem como alguns terraços. As intrusões concordantes de diabásio, existentes nas bordas meridional e ocidental da zona, são suficientemente poderosas, pois têm dezenas de metros de espessura, para originarem nítido degrau topográfico, embora muito suavizado, que se estende mais ou menos continuamente por toda a região.

Este desnível separa a área de sedimentos paleozóicos, contendo relevo baixo e uniforme, das altas escarpas da *cuesta* basáltica externa. Ele delimita a oeste, o vale do rio Mogi-Guaçu e sustenta o divisor de águas a norte, o rio Pardo, ambos caminhando com direção NW-SE.

PENTEADO (1976) considera a Depressão Periférica recoberta por densa rede de drenagem, salientando-se alguns rios principais como cursos conseqüentes que, mantendo seu antigo traçado a partir de uma superfície de aplainamento antiga (final do Cretáceo e início do Terciário), superimpuseram-se às estruturas paleozóicas e mesozóicas para romper a *cuesta* basáltica em boqueirões: o Tietê, o Paranapanema, o Mogi-Guaçu e o Pardo. As unidades de relevo presentes na Depressão Periférica são as colinas amplas, colinas médias, serras alongadas e morros testemunhos.

A Depressão Periférica corresponde à faixa de ocorrência das seqüências sedimentares infrabasálticas paleozóicas e mesozóicas do estado de São Paulo, sendo incorporadas pequenas áreas de rochas pré-cambrianas a esta província (IPT, 1981). A área de estudo enquadra-se inteiramente nos domínios da Zona do Mogi-Guaçu. A Zona do Mogi-Guaçu compreende a porção norte da Depressão Periférica, banhada pelos rios Mogi-Guaçu e Pardo, é considerada uma área topográfica rebaixada, com relevo compreendido entre 530 e 720 metros de altitude, esta província geomorfológica se estabelece como um corredor canalizado por duas estruturas sobrelevadas, onde apresenta as maiores taxas de erosão, pelo fato do terreno conter litologias menos resistentes à erosão.

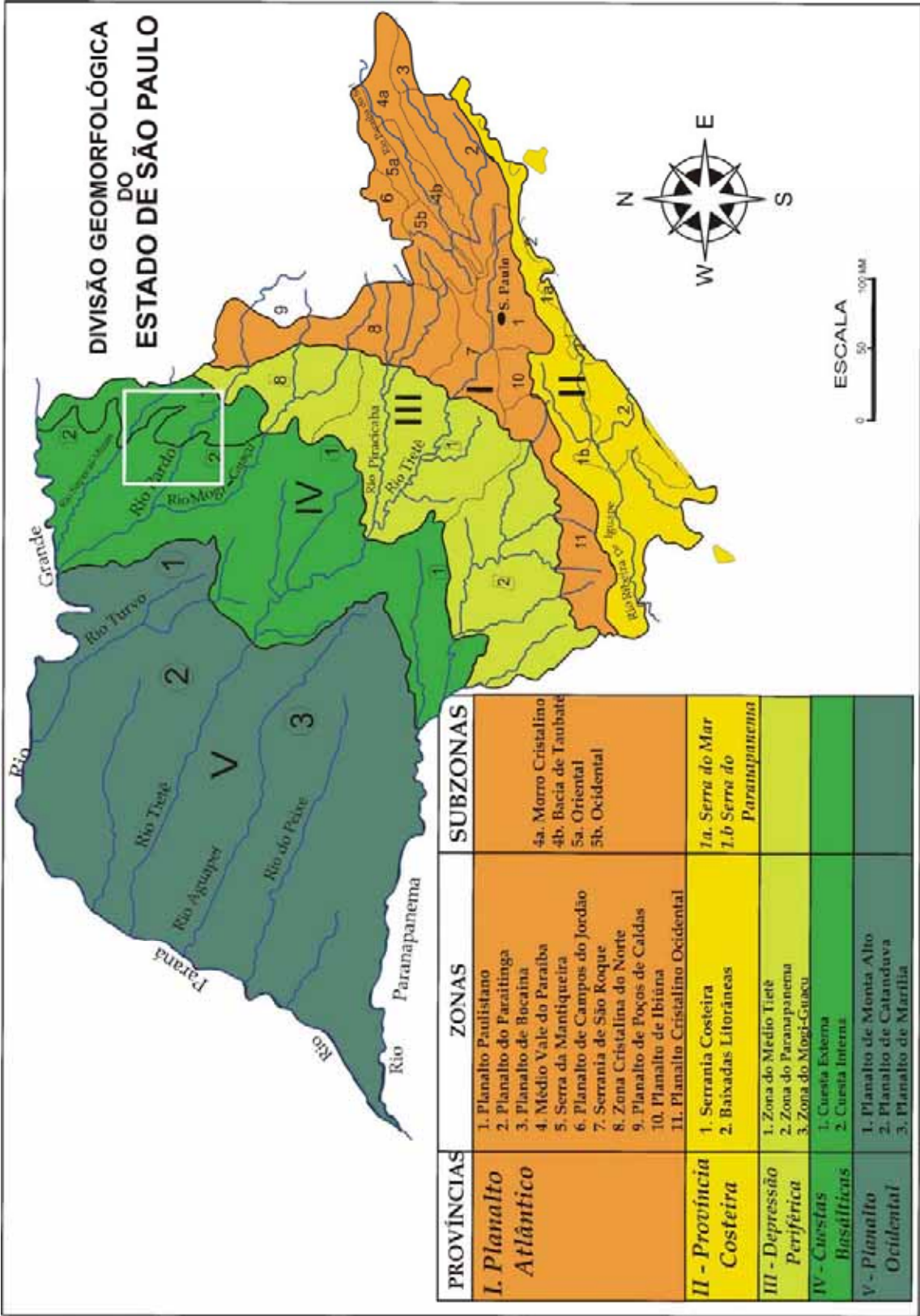


Figura 2.4 - Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo (ALMEIDA, 1964)

Esta porção da Depressão Periférica é a que mais se assemelha ao aspecto de depressão em virtude de sua amplitude, pois o relevo mais montanhoso que caracteriza a área do Planalto Atlântico dá lugar a um relevo colinoso que não está diretamente vinculado às litologias sedimentares, pois transgride seus limites e avança por sobre rochas graníticas, metamórficas e migmatíticas do embasamento.

Sua constituição geológica apresenta algumas diversidades em relação ao restante da província, pois a Formação Irati nela não ocorre, enquanto que a Formação Corumbataí só se mostra em áreas restritas em sua borda ocidental, isoladas e marcadas por poderosas intrusões de diabásio (ALMEIDA, 1964).

Como já afirmado por PENTEADO (1976, *apud* IPT, 1981), o relevo nesta zona da província caracteriza-se por formas suavizadas, constituídas por colinas amplas e morros amplos, além de colinas médias e restritas. Na porção limítrofe com as *Cuestas* Basálticas e com o Planalto Atlântico ocorrem relevos irregulares, tais como morrotes alongados e espigões, além de relevos baixos, juntamente com o barramento representado pelo *front* da *cuesta*, permitindo o desenvolvimento de planícies aluviais.

As bacias de drenagem dos rios Pardo e Moji-Guaçu atravessam a área sedimentar, e ao se aproximarem das estruturas vulcânicas, são por elas desviadas. São poucos os rios primitivos que conseguiram ultrapassar as *cuestas* basálticas. As bacias de drenagem apresentam um padrão dendrítico predominante, pois elas manifestam maior adaptação às estruturas, por se dirigirem no sentido das direções NE e NW dos sistemas predominantes de fraturas (ALMEIDA, 1964).

As idéias iniciais de MARTONE (1940) e AB' SABER (1969b) em considerar que a Depressão Periférica representa uma superfície de aplainamento neogênica, ou de ser uma estrutura totalmente de caráter erosivo, conhecido como "morvans tropicais", se complementam nas considerações de PENTEADO (1976), que apresentou várias fases de aplainamento devido à alternância climática e às taxas de soerguimento oriundas de épocas subatuais, ou seja, entre o Pleistoceno e o Holoceno.

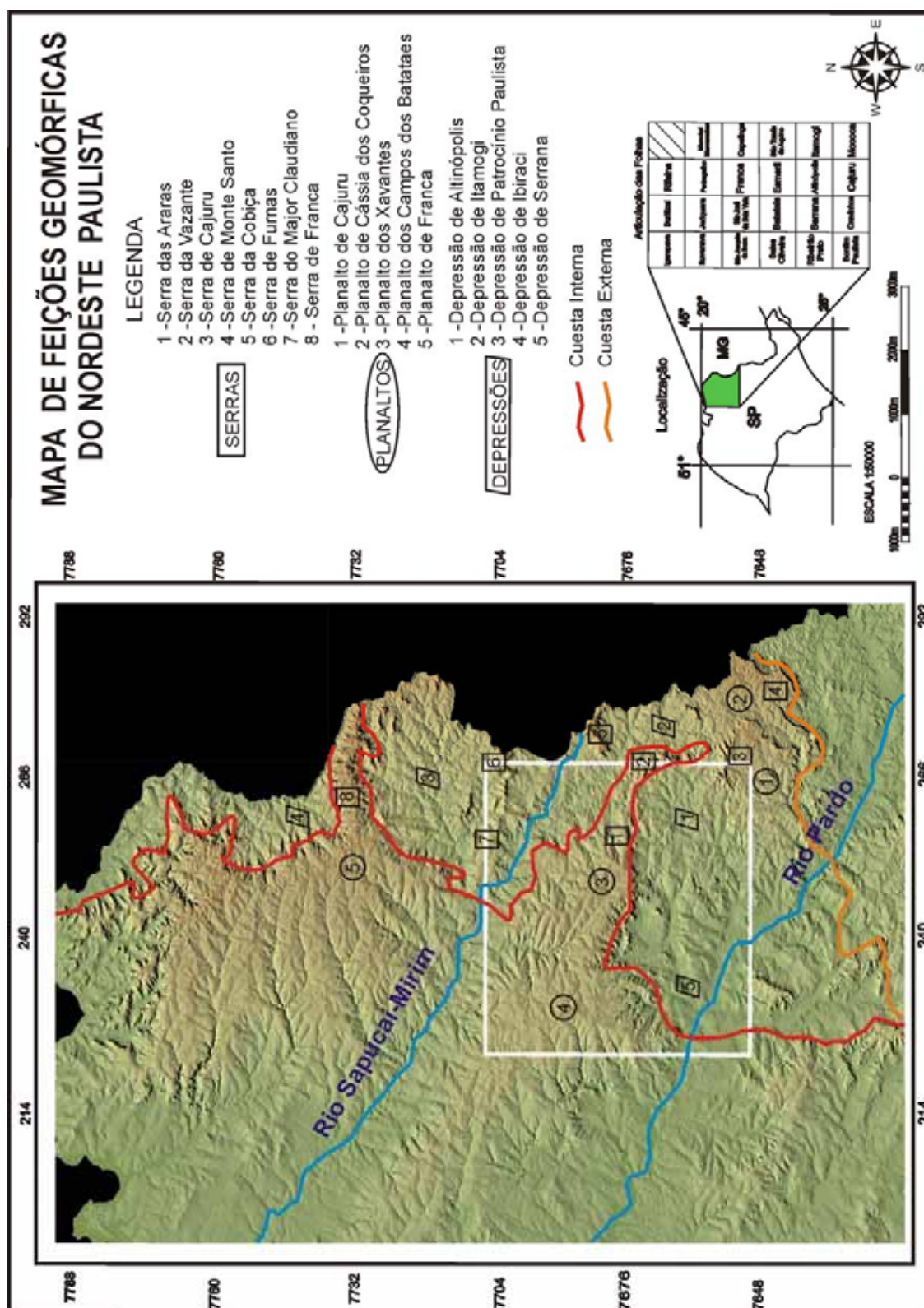


Figura 2.5 - Mapa de feições geomórficas do nordeste paulista com destaque para os principais domínios geomorfológicos

2.3.2.2 – Cuestas Basálticas

MORAES REGO (1932) relata e descreve em seus trabalhos que esta província geomorfológica apresenta enormes escarpas no seu limite com a Depressão Periférica a leste, além de se apresentar como uma seqüência de rampas de relevo suavizado, sendo esta unidade composta por rampas limitadas por degraus topográficos. Com isso, ALMEIDA (1964) afirma que no limite das rochas vulcânicas em São Paulo ocorre um nítido degrau topográfico representado por escarpas festonadas chamadas de *Cuestas*.

Quanto à divisão desta estrutura de relevo, ALMEIDA (1964) propõe a subdivisão das *Cuestas* Basálticas em duas seqüências principais de escarpas, denominadas de *Cuesta Interna* e *Cuesta Externa* (FIGURA 2.4). A *Cuesta Interna* é contínua em todo o Estado, do rio Grande ao rio Paranapanema; já a *Cuesta Externa* desenvolve-se em Minas Gerais, penetrando em São Paulo pela serra de Monte Santo, continuando pela serra da Borda da Mata e finalmente perdendo altura para dar passagem ao rio Pardo.

A base das *cuestas* é composta geralmente por arenitos eólicos da Formação Botucatu, recobertos pelas rochas basálticas correspondentes às manifestações vulcânicas que sustentam as escarpas desta estrutura que compõe o relevo paulista. A sucessão de derrames em meio à zona de sedimentos da Depressão Periférica ultrapassa centenas de metros, intercalados por fases de sedimentação eólica, formando as estruturas intertrape por fim, nas porções superiores aos basaltos, ocorrem restos das coberturas cenozóicas capeando os interflúvios.

A ação da erosão no reverso da *cuesta* é bem desenvolvida, pois as características das bacias de drenagem presentes conduzem a diferentes padrões e, conseqüentemente, a formação de diferentes unidades de relevo. Assim, as estruturas intertrapes dão origem a degraus nas vertentes das serras. Mesmo na ausência de tais intercalações, degraus podem se manifestar pelo fato dos basaltos serem muito vesiculados e fraturados, portanto facilmente intemperizados.

No nordeste do estado de São Paulo, as escarpas dão passagem ao rio Pinheirinho, que mais à frente se torna o rio Sapucaí-Mirim, e próximo a Itamogi, voltam novamente as *cuestas* com altitudes que ultrapassam os 1100 metros, entrando em São Paulo com o nome de Serra de Monte Santo (FIGURA 2.5). A

serra da Borda da Mata é formada por elevadas escarpas, sustentadas por até seis espessos derrames de basalto, cujas intercalações areníticas respondem por nítidos patamares.

Desde a extremidade sul da serra da Borda da Mata, o *front* da *cuesta* passa a recuar no sentido do mergulho das camadas, perdendo altura para dar passagem ao rio Pardo. Todo reverso da *cuesta* nesse trecho é um planalto arenoso, de relevo ondulado, que desde as cristas das serras de Monte Santo e Borda da Mata perdem altura para WNW, descendo a cerca de 600 metros de altitude junto às faldas da *cuesta* interna (ALMEIDA, 1964). Nesta região ocorrem inúmeros testemunhos areníticos, sustentados por derrames basálticos que se mostram isolados no reverso da *cuesta* interna. Continuam para sul, formando o “promontório” de Altinópolis e as serras da Laje, Lajinha e da Vazante, os morros do Córrego Fundo, da Cascavel, enquanto que as cidades de Cássia dos Coqueiros e Cajuru encontram-se nos elevados campos do reverso da *cuesta*, não longe de sua borda oriental.

Altinópolis situa-se a meia altura da *cuesta* interna, onde se espalham nas porções baixas colinas arenosas da área afunilada que precede o entalhe do rio Pardo. Nos campos do alto da *cuesta* está presente Batatais, a 880 metros de altitude. Para WNW dessa cidade passam a se mostrar os derrames, num relevo de colinas baixas e muito amplas, com vales algo encaixado que abrigam numeroso afluentes dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim, e nos mais altos interflúvios existem campos arenosos em que além de Batatais se situam Nuporanga (800 metros) e Brodowski (848 metros) (IPT, 1981).

Mais a norte, o *front* da *cuesta* constitui o planalto de Patrocínio Paulista, drenado pela bacia do rio Santa Bárbara, afluente do Sapucaí – Mirim. É um planalto arenoso, modelado em espessura de uns 80 metros de arenito Botucatu intertrapiano, salvo em sua zona oriental, no município de Itirapuã, onde ampla área de basalto da crista da *cuesta* acha-se descoberta, transformada em rica terra roxa. Segundo IPT (1981), no monótono relevo de colinas arenosas erguem-se altos testemunhos isolados da *cuesta* interna, dos quais os principais são as serras do Major Claudiano e de Furnas, no município de Patrocínio Paulista.

A *cuesta* interna de forma festonada se faz por todo o estado, se abaixa para dar passagem aos grandes rios, formando os percées como gargalos de amplas áreas funiladas. Nesses planaltos do reverso da grande *cuesta* expõem-se as

maiores áreas de terra roxa do Estado, embora existam amplos restos de cobertura arenosa cretácea, dos derrames (ALMEIDA, 1964).

O primeiro dos grandes planaltos do reverso da *cuesta* interna, no nordeste do Estado, definido por ALMEIDA (1964), é o de Franca, situado entre os rios Grande e Sapucaí-Mirim. O recuo da *cuesta* vem abandonando relevo muito acidentado, pontilhado de baús, piões, torres e outros testemunhos areníticos, que existem nos vales dos rios Canoas e Santa Bárbara.

Entre os rios Pardo e Sapucaí-Mirim, a *cuesta* interna avança em direção à ascensão das camadas, adiantando-se para o promontório no reverso arenosos da *cuesta* externa. Em continuação à extremidade em ponta desse promontório, a serra da Matinha, espalham-se grandes testemunhos areníticos capeados por basaltos do conjunto superior dos derrames, com desníveis que podem alcançar 300 metros. Tais são os morros do Córrego Fundo e da Cascavel e a serra da Laje, o mais alto deles, pois que sua altitude excede 1.100 metros.

Os principais vales da bacia do rio Pardo expõem o substrato basáltico onde se encontra Serrana, a 650 metros de altitude, exatamente no *front* serrano da *cuesta*. A já apontada existência de dois conjuntos principais de derrames separados pelo arenito Botucatu intertrapiano deu origem à duplicidade das *cuesta* como nos planaltos areníticos que os separa, sendo o de Patrocínio Paulista, Cajuru, São Simão, etc.

2.3.3 – Superfícies de Aplainamento

Uma superfície de aplainamento ou geomorfológica deve ser afeiçoada por processos erosivos e/ou deposicionais fluviais (terraço fluvial), necessariamente relacionada a um determinado nível de base, pois, se ocorrer soerguimento do terreno ou abaixamento do nível do mar, modificando o nível de base, a superfície será dissecada perdendo gradualmente a planura e acaba transformando-se em uma superfície ondulada, cujo plano de cimeiras permite vislumbrar a superfície original (PERDONCINI, 2003).

Três modelos de evolução do relevo, descritos como peneplano ou peneplanícies, pediplano e *etchplanos* (DAVIS, 1899 *apud* VALADÃO, 1998; KING, 1956; PENK, 1953; entre outros) são baseados no desenvolvimento de superfícies

de aplainamento, cujo tempo necessário para sua formação nunca é inferior a 2-10 Ma (KING, 1956).

Dentre os trabalhos pioneiros sobre a gênese e evolução das superfícies de aplainamento no território brasileiro, destacam-se MORAES REGO (1932), MARTONNE (1940), FREITAS (1951), AB'SABER (1954), KING (1956), ALMEIDA (1964), BRAUN (1971), SOARES e LANDIM (1975), entre outros. Também representam publicações de referência para a geomorfologia brasileira os trabalhos de PONÇANO e ALMEIDA (1993) e VALADÃO (1998).

Segundo SUMMERFIELD (1991), a estabilidade tectônica intraplaca compreende um critério essencial para a geração de superfícies de aplainamento. Contudo, áreas no interior de placas são periodicamente afetadas por reativações tectônicas, as quais desempenham um papel fundamental na geodinâmica do modelado do relevo continental, determinando a alternância entre os períodos de estabilidade e instabilidade.

Após a formação de uma superfície de aplainamento, a mesma pode ser recoberta por depósitos gravitacionais como os depósitos de tálus, passando a constituir a superfície topográfica que, com a retirada do material de cobertura, retornará à condição de superfície geomorfológica. Com isso, só as superfícies de erosão e de sedimentação subaquosa, ambas dependentes do nível de base, constituem verdadeiras superfícies de aplainamento (SUGUIO, 1999).

Duas marcantes fases erosivas foram responsáveis pela geração de superfícies de aplainamento (BIGARELLA e ANDRADE, 1965; IPT, 1981) entre o final do Cretáceo e o Terciário-Quaternário, seguidas de fases erosivas mais curtas durante o Quaternário, ocorrendo flutuações climáticas e deformações tectônicas.

2.3.3.1 – Superfície Sul-Americana

As superfícies de aplainamento no Brasil são reconhecidas em sua maioria no sudeste brasileiro, devido ao maior aporte de estudos relacionados à geomorfologia nessa região, sendo muito utilizadas nos estudos geomorfológicos de caráter regional. Uma ampla revisão dos estudos vinculados às superfícies de aplainamento no Planalto Atlântico foi feita por PONÇANO e ALMEIDA (1993).

A superfície Sul-Americana corresponde ao evento de aplainamento do Terciário Inferior (entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno) correlacionado a depósitos de canga descritos inicialmente nas cimeiras dos altos planaltos da bacia do Paraná (KING, 1956).

KING (1956), em seu trabalho sobre o relevo do Brasil Oriental, também identifica superfícies de aplainamento e as relaciona com aquelas por ele anteriormente estudadas no continente africano. Sendo assim, o mesmo autor identifica as seguintes superfícies: Fóssil, de idade Carbonífera; Superfície Desértica, de idade triássica Superior; Superfície Gondwana, do Cretáceo Inferior; Superfície Pós-Gondwana, do Cretáceo Superior; Superfície Sul-Americana, do Terciário Inferior, que teria sido dissecada a partir do Paleoceno, pelas superfícies subseqüentes, restando somente seus topos sub-nivelados: Superfície Velhas, do Terciário Superior e Superfície Paraguaçu, de idade quaternária.

No momento de formação da superfície Sul-Americana, a condição topográfica era de uma peneplanície, próximo ao nível do mar, ou seja, nível de base global, onde o sistema fluvial encontrava-se desordenado com suave pendência para o Oceano Atlântico e para a bacia hidrográfica do rio Paraná. Essa época de estabilidade tectônica (quiescência) proporcionou o predomínio do intemperismo químico e desenvolvimento de perfis lateríticos (TARDY, 1993 apud BIONDI, 2003).

III – UNIDADES GEOLÓGICAS E GEOMORFOLÓGICAS LOCAIS

3.1 – APRESENTAÇÃO

Este capítulo aborda e descreve as unidades geológicas (litoestratigráficas) e geomorfológicas (unidades de relevo) mapeadas e descritas localmente na área investigada, dando suporte para aplicação do estudo morfotectônico proposto inicialmente.

As unidades litoestratigráficas mapeadas se enquadram nos domínios do Mesozóico, representadas pelas rochas do Grupo São Bento (formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, além das rochas básicas associadas) e pelas Coberturas Suprabasálticas (Formação Itaqueri); e nos domínios do Cenozóico representado pelas Coberturas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas.

Durante a realização dos trabalhos de campo, foi possível a observação de excelentes registros litológicos referentes aos domínios do Mesozóico e a realização de um breve levantamento estratigráfico das poucas ocorrências preservadas das coberturas supra-basálticas presentes na área de estudo.

Quanto a geomorfologia, as unidades de relevo da Alta Mogiana Paulista descritas no presente estudo se enquadram nos domínios de planaltos de altitude (colinas médias a amplas e mesas basálticas), escarpas (festionadas, principais e intermediárias), depressões (colinas médias a amplas e morros testemunhos) e planícies (aluviões e terraços).

3.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.2.1 – Formação Pirambóia

Os arenitos da Formação Pirambóia apresentam acamamento plano-paralelo e estratificação cruzada planar de pequeno a médio porte, tangencial na base e raramente ocorrem estratificações cruzadas acanaladas (Figura 3.1A). Estes arenitos apresentam coloração amarelo-esbranquiçada e localmente avermelhada, e em alguns locais são encontradas camadas de siltito e argilito raramente com

espessuras superiores a 0,3 metros, laminados ou maciços de coloração bastante escura (Figura 3.1D).

Com relação aos aspectos sedimentológicos da Formação Pirambóia, estes arenitos se apresentam com granulação média a fina, raramente grossa e com muita matriz silto-argilosa (em média de 20 a 25%). A composição é preferencialmente quartzosa, sendo que os grãos são subarredondados a angulosos, com esfericidade regular e de má seleção (Figura 3.1B).

Esta formação encontra-se geralmente recoberta por extensos areiais oriundos das formações sobrejacentes, sendo às vezes, difícil de ser encontrados afloramentos e boas exposições (Figura 3.1E). As melhores exposições da Formação Pirambóia ocorrem no extremo sul da área de estudo nos domínios da bacia do rio Pardo (Figura 3.1F).

Na região nordeste do estado de São Paulo, nos domínios da Alta Mogiana Paulista, não foram encontradas ocorrências fossilíferas, mas segundo SOARES et al. (1973), nas regiões mais a sul do limite da área de estudo, ocorrem vegetais fósseis próximos a cidade de Cajuru.

O contato com a unidade inferior não foi observado em campo mas, da mesma forma que no centro do estado, o mesmo deve brusco, sendo os arenitos truncados pelos corpos básicos tabulares intrudidos no pacote sedimentar, tanto com o *Sill* Borda da Mata, quanto com o *Sill* de Cajuru.

O contato superior com a Formação Botucatu se apresenta também de maneira brusca, como observado na região do Córrego Humaitá, sendo marcado por uma pequena lente lateritizada de coloração escura, indicando processos de ferruginização no sistema (Figura 3.1C).

A presença dos espessos corpos de intrusões básicas, como é o caso dos *sills* Borda da Mata e de Cajuru, dificulta a determinação da espessura desta formação, mas, segundo os perfis geológicos produzidos a partir dos dados de campo, podemos inferir que na região da Alta Mogiana Paulista a Formação Pirambóia apresenta espessura média em torno de 160 a 180 metros.

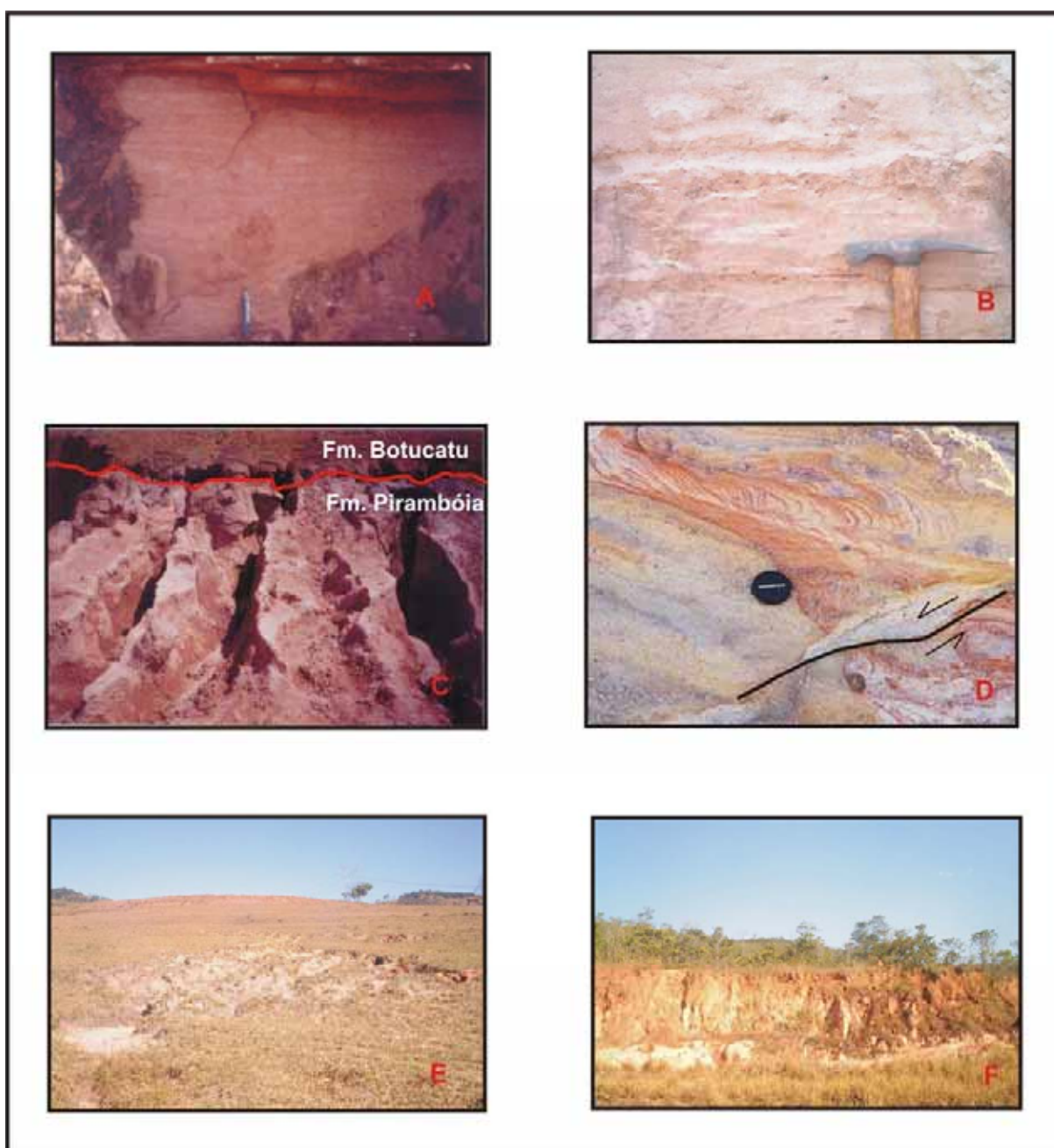


Figura 3.1 – Feições gerais da Formação Pirambóia: (A) Arenito róseo com laminação plano-paralela, próximo a Serra da Cobiça; (B) Arenito esbranquiçado bastante fino nas proximidades da gruta dos Fradinhos; (C) Contato brusco entre as formações Pirambóia e Botucatu – Córrego Humaitá; (D) Pequena falha normal no arenito com intercalações argilasas; (E) Colina média com afloramento da Formação Pirambóia, próximo a Cajuru; (F) Afloramento do arenito Pirambóia nas margens da rodovia Altinópolis-Serrana.

3.2.2 – Formação Botucatu

A Formação Botucatu é geralmente caracterizada na área de estudo pela ocorrência de arenitos de coloração amarelada bastante escuros, devido aos processos de ferruginização, além de apresentar estratificações cruzadas de grande porte (Figura 3.2A). A área de afloramento restringe-se ao *front* das *cuestas*, nas margens do rio Sapucaí-Mirim próximo a Usina Esmeril e nas encostas da Serra da Vazante, do Papagaio e da Laje, no limite com o município de Santo Antônio da Alegria.

Sua ocorrência pela área de estudo é bastante irregular e reflete, em parte, pequenos arqueamentos locais bastante fraturados. O acamamento é caracterizado por estratificações cruzadas de grande porte, sendo tangenciais na base (Figura 3.2C e F), localmente com estratificação plano-paralela. Os arenitos Botucatu contêm grãos arredondados a esféricos com granulometria variando de fina a grossa formando camadas bem selecionadas alternadas. Os minerais pesados associados são: zircão, turmalina, rutilo e estauroлита, e às vezes, ocorrem processos de caulinição associado a estes arenitos, como observado na região do Vale das Grutas.

O teor de lama (silte+argila) é inferior a 5%. Os grãos apresentam-se geralmente grosseiros e foscos, em níveis descontínuos evidenciando a estratificação.

O contato da Formação Botucatu com a formação sobrejacente, a Formação Serra Geral, é brusco, concordante com a base dos corpos de basaltos. Às vezes ocorrem intercalações de camadas métricas de arenito intertrape (arenito silicificado) com espessura na ordem de 1 a 3 metros (Figura 3.2D e E), também com estratos cruzados.

Na porção inferior da Formação Botucatu ocorrem níveis conglomeráticos apresentando coloração branco-acinzentado e estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. Na área de estudo, estes níveis conglomeráticos são bem visíveis na porção sul, próximo ao córrego Água da Prata (Figura 3.2B).

A espessura da Formação Botucatu não ultrapassa 100 metros na porção de maior ocorrência, além de características importantes no contexto hidrogeológico, pois os afloramentos são caracterizados como área de recarga do aquífero Guarani, tanto pelas águas das bacias do rio Pardo, como do rio Sapucaí-Mirim.

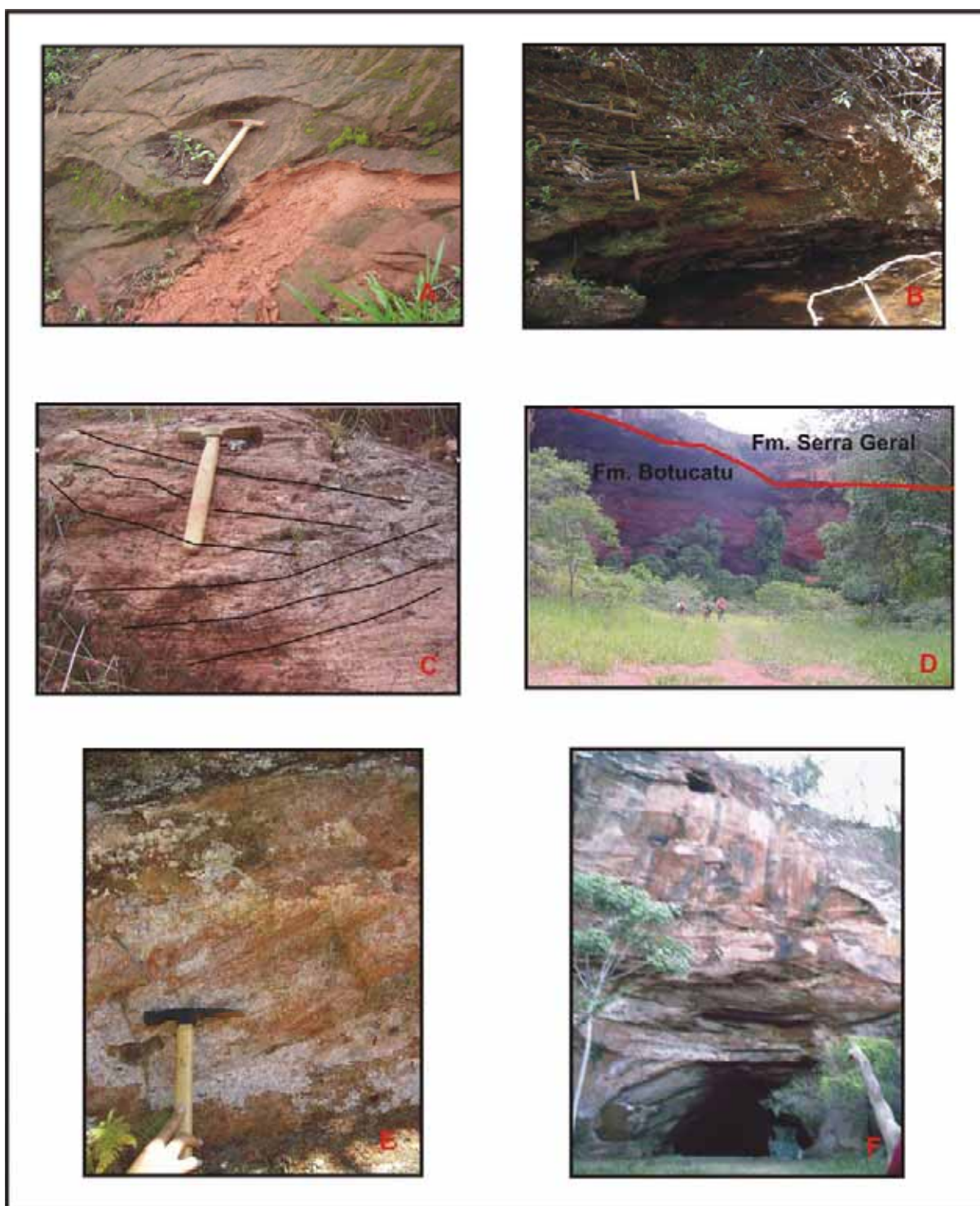


Figura 3.2 – Feições gerais da Formação Botucatu: (A) Arenito Botucatu com coloração avermelhada, próximo a Serra de Furnas; (B) Níveis conglomeráticos na base da Formação Botucatu – Córrego Água da Prata; (C) Estratificação cruzada de médio porte próximo às margens do rio Sapucaí-Mirim; (D) Contato entre as formações Botucatu e Serra Geral, no Vale das Grutas; (E) Arenito Botucatu silicificado – Serra da Laje; (F) Estratificação cruzada de grande porte na Gruta do Itambé.

3.2.3 – Formação Serra Geral e Intrusivas Básicas Associadas

As rochas que compõem a Formação Serra Geral foram geradas por magmas que ascenderam por fraturas e alojaram-se como espessos corpos tabulares horizontais, formando assim os *sills* presentes na área de estudo, e também pelo extravasamento deste magma em superfície, gerando os derrames de basaltos.

Os basaltos exibem coloração cinza-escura a esverdeadas, com granulação muito fina de estrutura maciça, apresentando espessura média, no Planalto dos Altos Campos dos Batataes, em torno de 30 metros (Figura 3.3B e C). Estas rochas básicas exibem textura afanítica, equigranular, distinguindo-se plagioclásio (45 a 55%) piroxênio (25 a 30%), tendo olivina e titanita como minerais acessórios.

No topo destes derrames, os basaltos apresentam textura amigdaloidal e vesicular, preenchidas por quartzo, calcedônia e calcita. O contato inferior com a Formação Botucatu é abrupto e concordante com as camadas de arenitos silicificados (intertrapes) (Figura 3.3E). Já o contato com as coberturas supra-basálticas é erosivo, de forma que estes sedimentos cenozóicos inconsolidados recobrem as principais elevações dos derrames (Figura 3.3A).

Segundo NARDY (1995), o magmatismo Serra Geral apresenta idade média de $132,4 \pm 1,1$ M.a., delimitando o evento em intervalo de 2 M.a. Outra característica importante é com relação ao fraturamento destas rochas, as mesmas foram submetidas a esforços gerando assim, juntas na direção N-S, E-W e NE-SW, tanto subverticais quanto subhorizontais (Figura 3.3F), além do desenvolvimento de disjunções colunares, como observado próximo a Batatais, na pedreira dos Caiapós (Figura 3.3D).

O *Sill* Borda da Mata é caracterizado por diabásios apresentando cor cinza-escura a verde, granulação fina a média e textura equigranular (Figura 3.4A e C). São compostos basicamente por plagioclásio (labradorita) e piroxênio, além de quartzo e magnetita. Este corpo tabular apresenta evidências bastante significativas no contexto da estrutura, pois apresenta ramificações entre os estratos sedimentares, podendo ser considerado um *sill* múltiplo, separado por finas lentes de arenito Pirambóia.

As principais exposições das rochas que compõem o *Sill* Borda da Mata ocorrem inteiramente no domínio norte, próximo ao rio Sapucaí-Mirim (Figura 3.4E),

pois um trecho deste rio está alojado diretamente sobre o *sill*, além de outras exposições próximas à serra de Furnas, na porção nordeste da área de estudo.

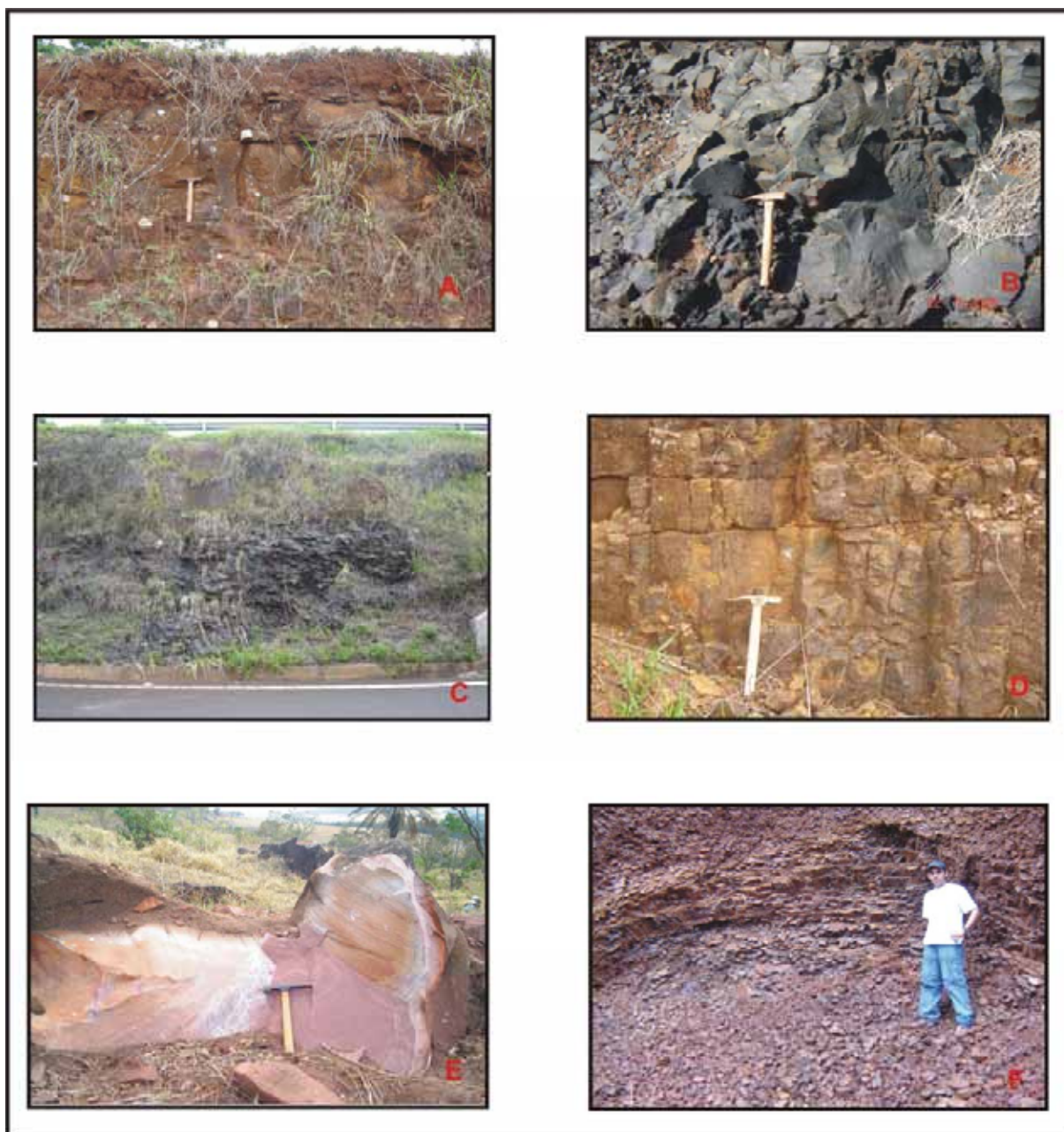


Figura 3.3 – Feições gerais da Formação Serra Geral: (A) Contato da Formação Serra Geral com as Coberturas Suprabasálticas, próximo a Batatais; (B) Basalto de coloração cinza escura e de estrutura maciça – Rodovia Batatais/Franca; (C) Topo de derrame basáltico com a presença de estruturas vesiculares – próximo a Brodowski; (D) Basalto bastante fraturado exibindo juntas subverticais a subhorizontais, próximo ao Parque de Exposições de Altinópolis; (E) Arenito silicificado bastante maciço no topo da Serra de Furnas; (F) Basalto altamente fraturado e com arqueamento local – Serra do Major Claudiano.

O *Sill* de Cajuru é caracterizado também por diabásios, de coloração cinza esverdeada, apresentando então, coloração menos tênue que o outro corpo, e granulação fina com textura equigranular (Figura 3.4B). As composições mineralógicas são basicamente as mesmas, mas um fato interessante com relação à similaridade do *Sill* de Cajuru com o *Sill* Borda da Mata, é que o primeiro apresenta cristais de plagioclásio bastante evoluídos comparados ao segundo, indicando assim, um tempo de resfriamento maior, mesmo tendo sido ambos gerados em tempos correlatos (Figura 3.4D).

As principais exposições do *Sill* de Cajuru ocorrem no extremo sul da área de estudo, exatamente nos domínios do Planalto de Cajuru, evidenciado por nítido ressalto topográfico, marcando assim o contato deste corpo com as rochas da Formação Pirambóia.

Segundo SOARES et. al. (1973), o *Sill* de Cajuru pode ser considerado como uma terceira ramificação do *Sill* Borda da Mata, sendo de pequena extensão, ocorrendo nas proximidades da cidade homônima. Esta ramificação apresenta características morfológicas distintas, pois a mudança entre o *Sill* Borda da Mata e o *Sill* de Cajuru é marcada por um nítido desnível topográfico e estratigráfico, conhecido geomorfologicamente como Planalto de Cajuru (Figura 3.4F).

3.2.4 – Formação Itaqueri

A Formação Itaqueri apresenta fundamental importância no que se refere à caracterização da sedimentação das coberturas supra-basálticas. Por meio da compartimentação morfotectônica, podemos conferir se houve relação direta da tectônica com a sedimentação desta unidade. Na Alta Mogiana Paulista, a Formação Itaqueri apresenta-se bastante restrita capeando duas porções elevadas no alto dos planaltos, sendo próximo a Batatais, na região do Córrego do Retiro e próximo a Altinópolis, na entrada da Fazenda Fortaleza.

Na área mapeada, os litotipos dominantes nestas duas “manchas” de ocorrência da Formação Itaqueri (Figura 3.5 e 3.6), são representadas na porção superior e na porção inferior por níveis conglomeráticos (Figura 3.7A e B), representado por clastos de composição gnáissica a quartzítica em contato direto com os basaltos da Formação Serra Geral, e com as coberturas indiferenciadas, indicando transporte oriundo da região da Serra da Canastra.



Figura 3.4 – Feições gerais das rochas básicas intrusivas: (A) Diabásio do Sill Borda da Mata com nítidos processos de acebolamento, próximo a Usina Esmeril; (B) Diabásio do Sill de Cajuru com família de juntas de direção paralela, próximo ao rio Araraquara; (C) Perfil de alteração do diabásio Borda da Mata nas proximidades da Serra de Furnas; (D) Diabásio extremamente alterado do Sill de Cajuru, próximo à entrada para Cássia dos Coqueiros; (E) Trecho do rio Sapucaí-Mirim encaixado no Sill Borda da Mata, na região da Fazenda Matozinhos; (F) Ressalto topográfico no limite do Sill de Cajuru (acima) com a Formação Pirambóia (abaixo) - limite do Planalto de Cajuru.

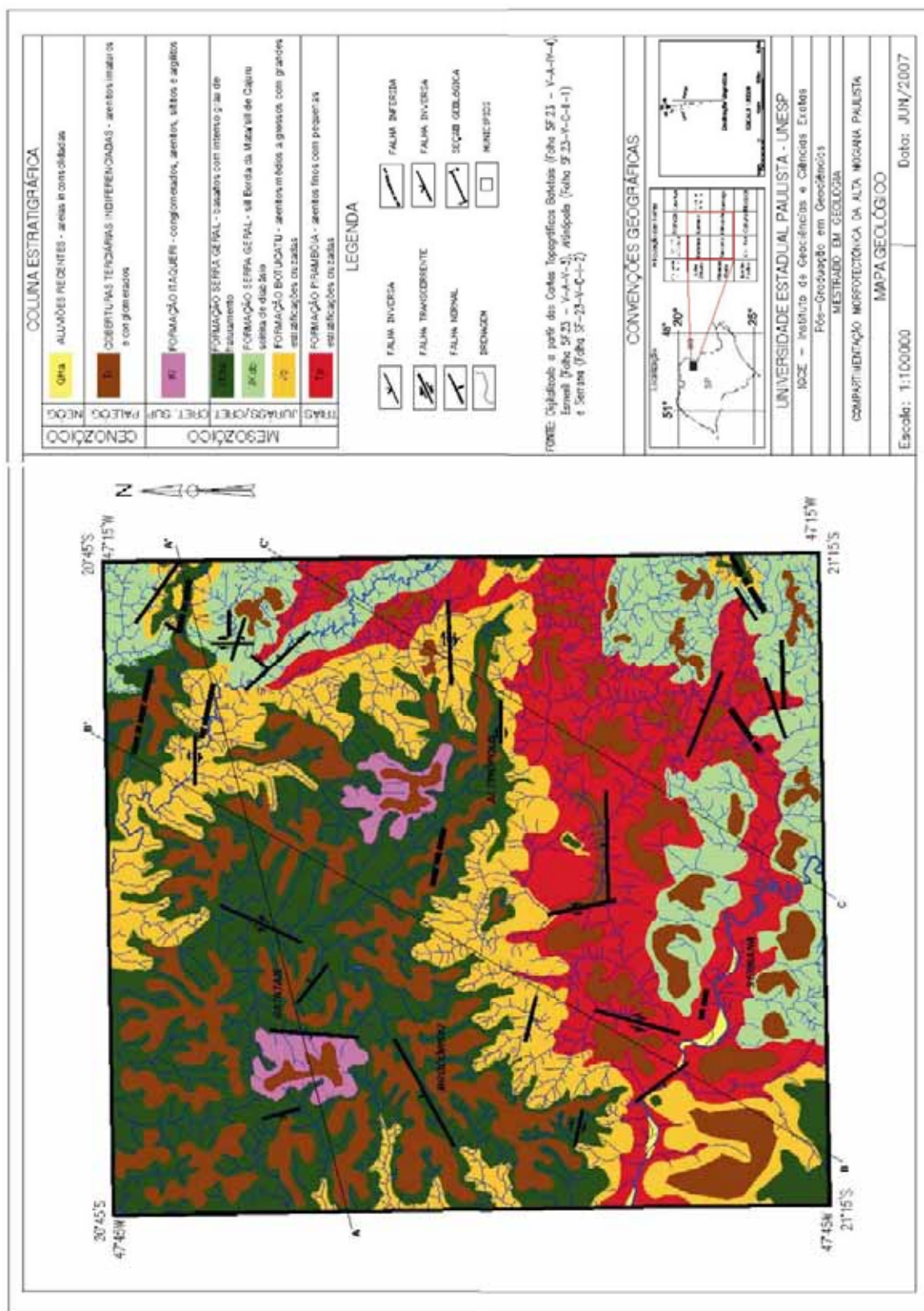


Figura 3.5: Mapa Geológico da Alta Mogiana Paulista.

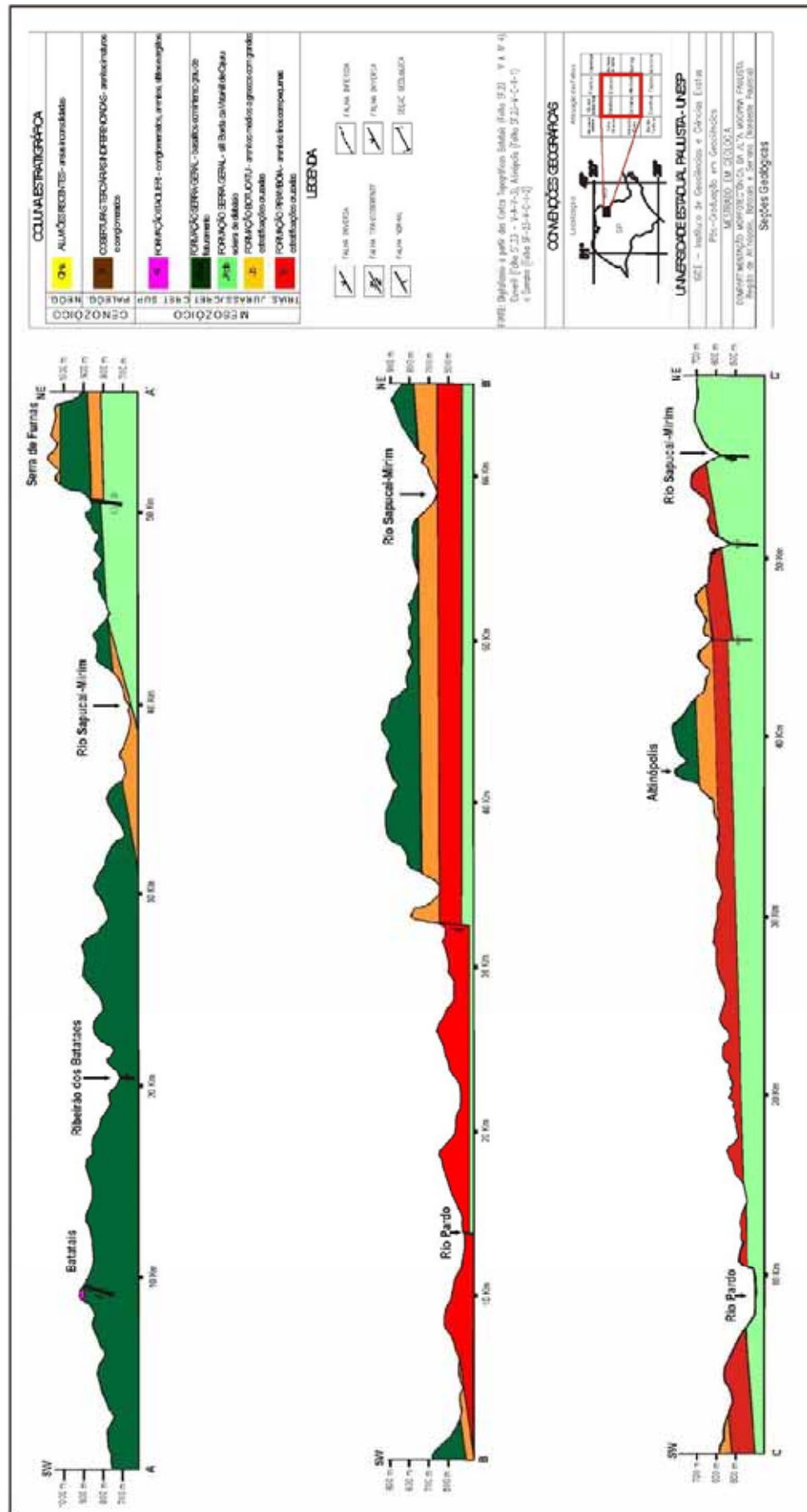


Figura 3.6: Seções Geológicas da Alta Mogiana Paulista

Há ocorrência bastante expressiva de arenitos lamíticos, de coloração avermelhada (Figura 3.7C e D), ora maciços, ora bastante alterados, com laminação plano-paralela, grãos mal selecionados com nítidas evidências de material retrabalhado oriundo de uma sedimentação pretérita. Ocorrem também níveis silticos intercalados a estes arenitos, tanto nas proximidades da EU-4 (FEBEM) de Batatais, como próximo ao Parque de Exposições na entrada de Altinópolis (Figura 3.7E e F). Os siltitos apresentam coloração acinzentada, com grãos bastante irregulares em meio a uma composição lamítica.

De acordo com as correlações estratigráficas, a seqüência sedimentar é iniciada por níveis argilosos, de espessuras bastante limitadas e de pequena extensão, compostos por argilas vermelhas e arroxeadas como ocorre nas proximidades do da Fazenda Mundo da Lua em Batatais e da vicinal de acesso Altinópolis a Serra da Cobiça, na porção centro-leste da área de estudo. A espessura geral destas manchas mapeadas de Formação Itaqueri na Alta Mogiana Paulista não excede a 50 metros, as ocorrências localizam-se em altitudes superiores a 900 metros, capeando assim os basaltos da Formação Serra Geral.

Não foram encontrados fósseis nesta região de estudo, apesar de algumas ocorrências descritas por SOARES et al. (1973), na região de Franca, de fósseis vegetais em grande quantidade. E finalmente, como características gerais observadas nos trabalhos de campo, podemos expressar que esta formação origina solos mineralologicamente pobres, com uma rede de drenagem de baixa densidade, daí o contato com a formação subjacente ser de difícil estabelecimento.

Apesar da poucas exposições desta unidade na área investigada, foi possível o levantamento de uma pequena seção estratigráfica nas proximidades de Batatais (Figura 3.8), pois dentre os principais litotipos amostrados, a seqüência é composta da base para o topo por argilitos avermelhados (Figura 3.7G e H) escuros passando para níveis silticos de coloração cinza escura, com grãos bastante irregulares em meio a uma matriz lamítica. Sobrepondo estes litotipos, a seqüência é marcada por um espesso pacote de arenitos amarelo-avermelhados, bastante imaturos e com a presença de lateritas disseminadas, evidenciando um provável retrabalhamento destes materiais. Finalmente a seqüência é composta por um espesso pacote de conglomerados polimíticos e ferruginizados, marcando o final do ciclo Itaqueri.

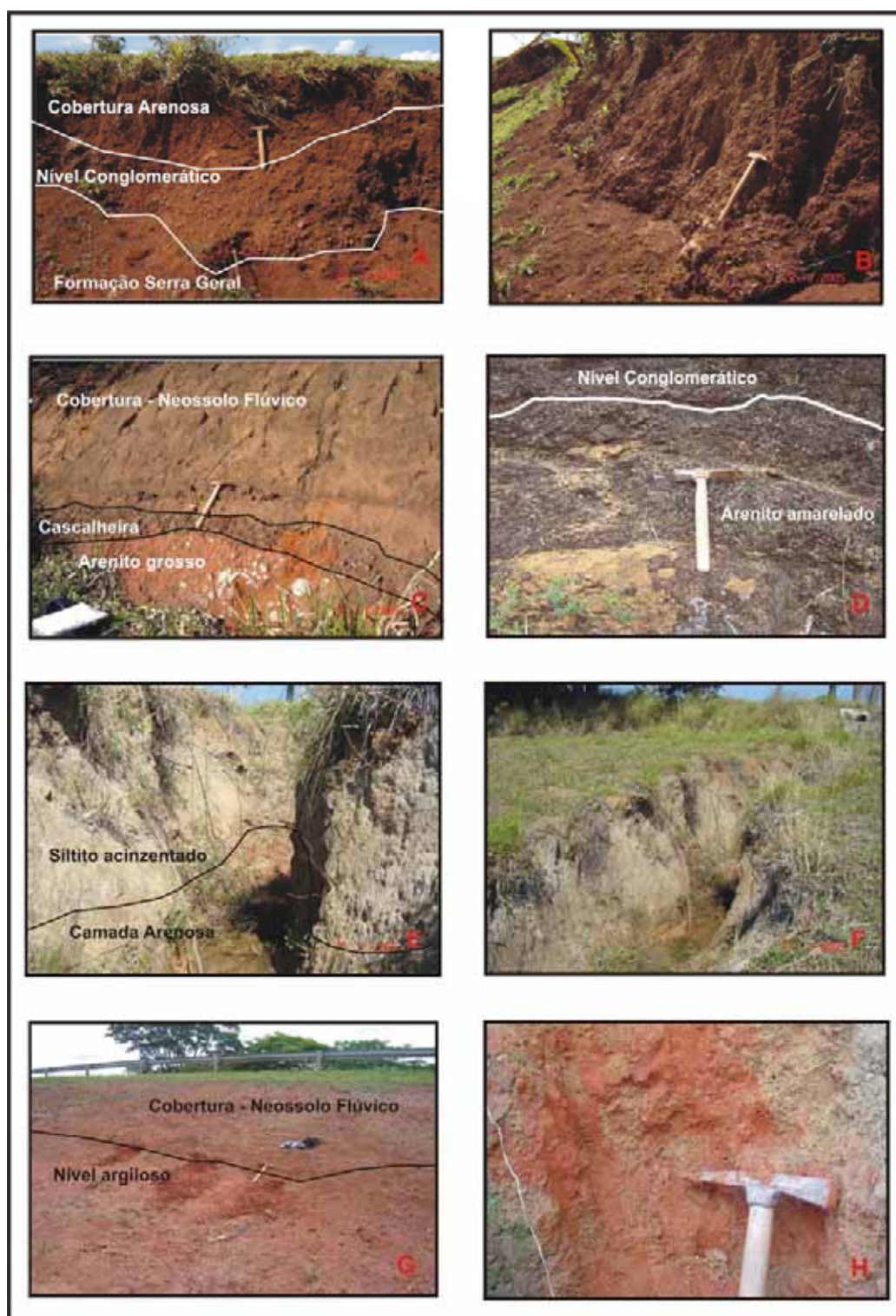
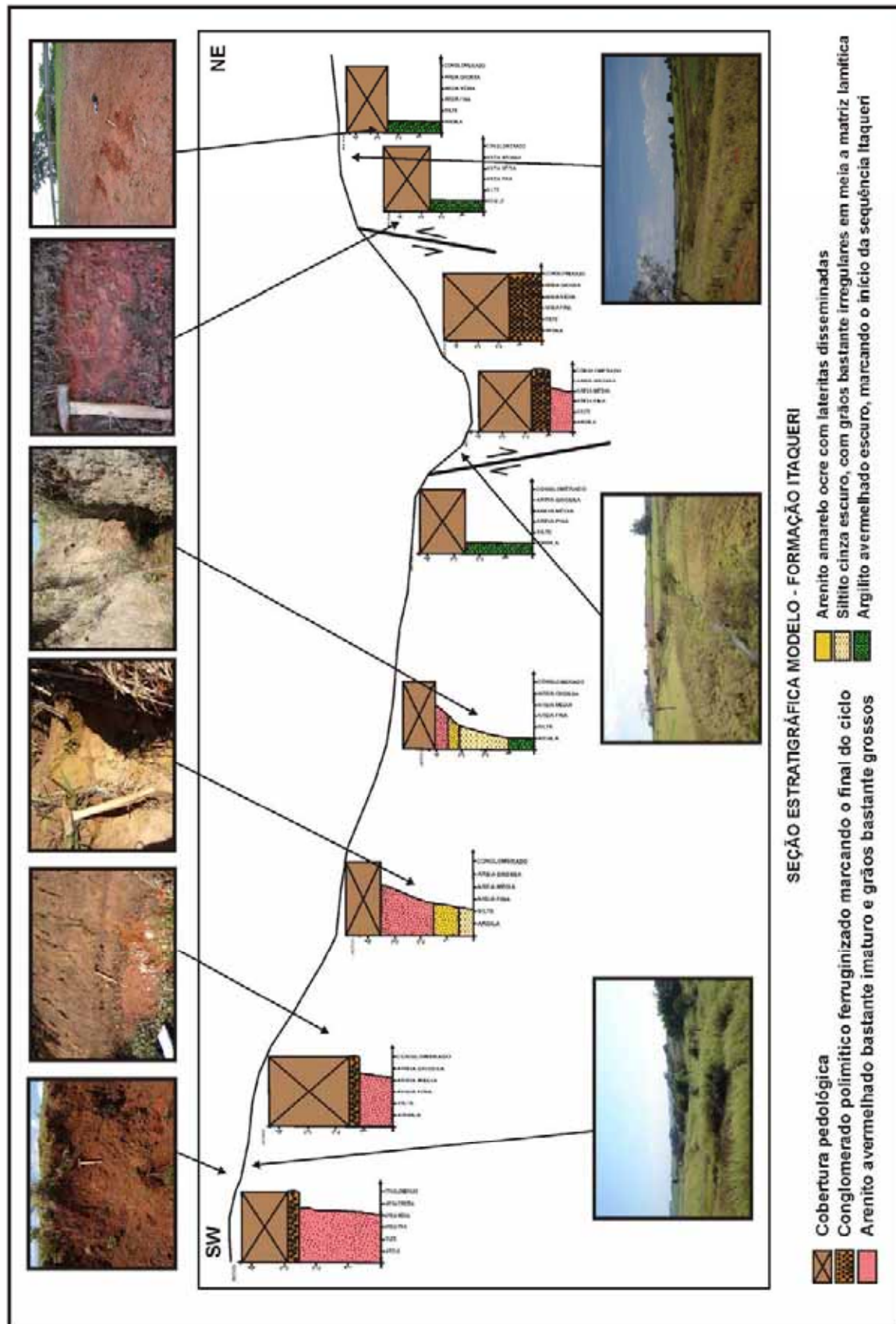


Figura 3.7 – Feições gerais da Formação Itaqueri: (A) Nível conglomerático – Córrego do Retiro; (B) Conglomerados polimitcos; (C) Arenito avermelhado em contato com cascalheira marcando o topo da seqüência; (D) Arenito amarelado próximo a Fazenda Fortaleza; (E e F) Nível siltico acinzentado – EU-4 (FEBEM Batatais); (G) Argilito avermelhado escuro; (H) Nível argiloso avermelhado próximo o Parque de Exposições de Altinópolis.



3.2.5 – Coberturas Terciárias e Quaternárias Indiferenciadas

As litologias dominantes na composição destas coberturas referem-se a arenitos escuros (avermelhados) com pequenas intercalações de argilitos. Os ciclos de sedimentação terminam com a presença de nítidas cascalheiras, bastante limonitizadas sobrepostas por areias inconsolidadas.

Estes depósitos correspondem a sedimentos residuais, de caráter fluvial (Figura 3.9A e B), intercalados com depósitos de leques aluviais, associados a um regime proximal de sedimentação de materiais grossos junto a regiões instáveis tectonicamente. Ocorre também a presença de extensos depósitos coluvionares, compostos por areias intercaladas com níveis conglomeráticos, tendo estes materiais sofrido retrabalhamento, pois é nítida a presença de seixos de basalto e arenito limonitizados. Os depósitos de tálus são freqüentes na área em questão, pois são formados por fragmentos angulosos a subangulosos de materiais já existentes, dispersos em matriz areno-argilosa (Figura 3.9C), como é observado no sopé das serras de Furnas, da Laje e da Vazante. Configuram geometricamente rampas detríticas de encostas, resultantes da erosão das mesmas (Figura 3.9D).

Finalmente, ocorre a presença dos sedimentos aluvionares quaternários, formados por terraços antigos (Figura 3.9E) e aluviões recentes, incluindo os depósitos de fundo de leito, as cascalheiras são sustentadas por seixos e matriz arenosa, podem ocorrer camadas argilosas intercaladas com estratificação plano-paralela.

Estes depósitos devem ter se formado por deposição acumulativa de detritos da base das encostas, por torrentes, e incapacidade de remoção do material pelas drenagens pré-estabelecidas, formando assim, os terraços. Os de idade mais jovem formam depósitos associados aos principais rios, formados por areias inconsolidadas com a presença bastante limitada de níveis de cascalhos.

Os aluviões recentes são formados por canais preenchidos por sedimentos conglomerados intercalados com sedimentos arenosos conglomeráticos. Podemos considerar estes sedimentos cenozóicos divididos em dois ciclos, o ciclo terciário, com o predomínio de material arenoso friável, cascalheiras e lateritas bastante expressivas, como é o caso do nível de laterita presente próximo às margens do rio Sapucaí-Mirim (Figura 3.9F) e o ciclo quaternário, formado por depósitos arenosos friáveis, na forma de terraços, embutidos nos principais vales.

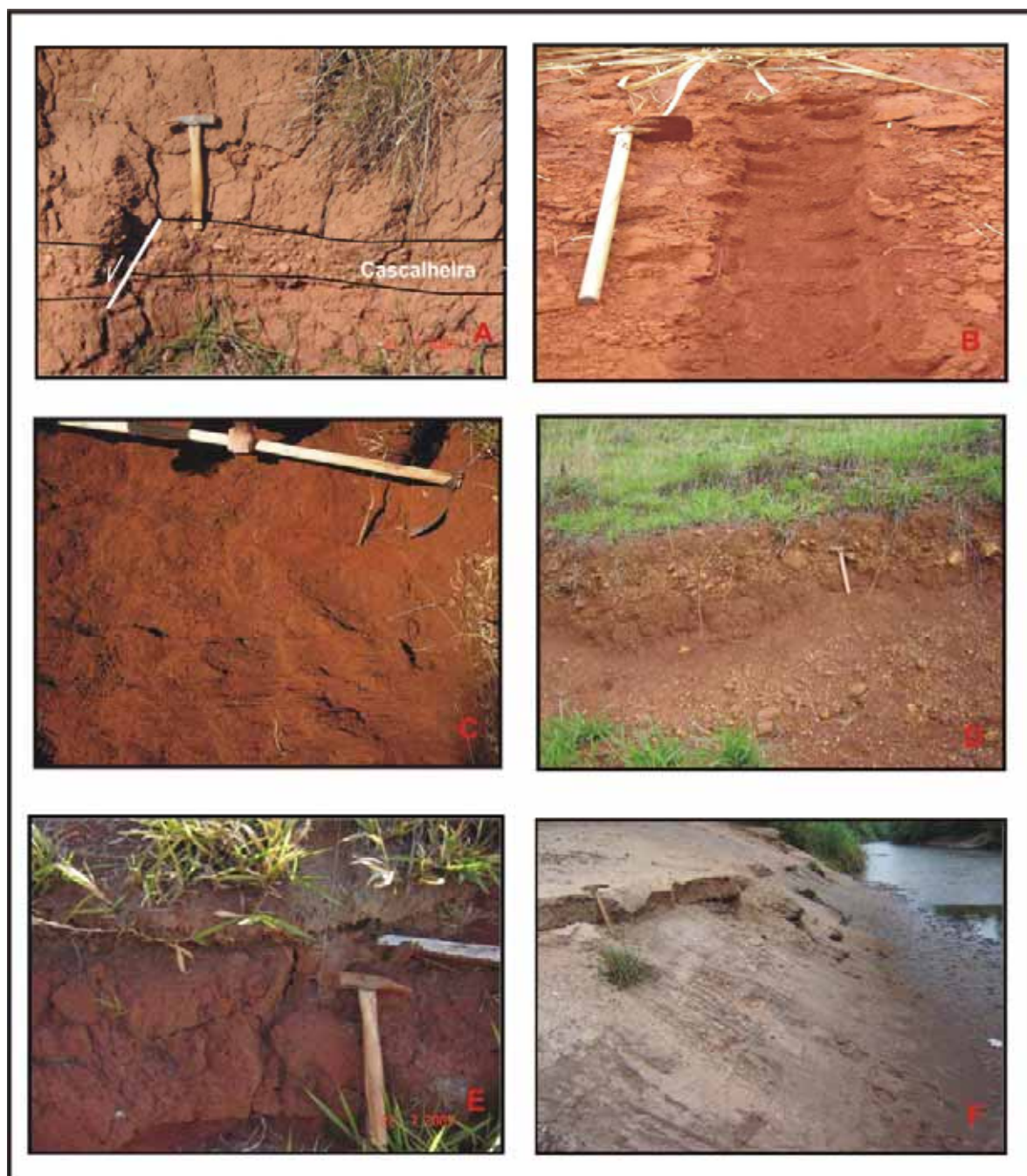


Figura 3.9 – Feições gerais das Coberturas Terciárias e Quaternárias indiferenciadas: (A) Cascalheira em contato direto com neossolos flúvicos com a presença de pequena falha normal; (B) Argissolo vermelho-amarelado em vasta área a leste de Batatais; (C) Cobertura areno-argilosa de coloração avermelhada próximo a Serra da Laje; (D) Rampa dedrítica formada por fragmentos e conglomerados nas proximidades da Serra da Vazante; (E) Terraço contendo material arenoso intercalado com níveis argilosos – próximo ao rio Pardo; (F) Depósito aluvionar quaternário, formado por areias inconsolidadas – rio Sapucaí-Mirim

3.3 – UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS OU DE RELEVO

Basicamente, a região da Alta Mogiana Paulista está localizada inteiramente na província das *Cuestas* Basálticas (ALMEIDA 1964), sendo enquadrada geomorfologicamente em domínios de planaltos de altitude, escarpas festonadas formando serras alongadas que delimitam plataformas estruturais de reversos suavizados e inclinados em direção à calha do rio Grande. São caracterizados também pela presença de domínios de colinas médias e depressões frontais com domínios de colinas amplas, morros arredondados e mesas basálticas.

Na região da Alta Mogiana ocorre a presença de relevo marcado por planaltos localizados entre 900 e 1.100m, e domínios de colinas médias a amplas entre 500 e 800m, delimitados assim, por escarpas festonadas, além de relevos formando serras alongadas de altitude entre 1.000 e 1.100m.

A Serra das Araras, localizada na porção central da área, apresenta feição geomorfológica linear segundo a direção E-W com escarpamento voltado tanto para o norte, como para o sul, representando assim, compartimentos rebaixados e encaixados nessas depressões, onde o modelamento do relevo se deu pela ação erosiva fluvial dos rios Pardo, Sapucaí-Mirim, Araraquara, etc.

Os domínios representados pelas colinas médias e amplas e pelos morros residuais desenvolveram-se em compartimentos também embutidos, com altitudes variando entre 550 e 750m. Morros arredondados e colinas médias também ocorrem em níveis entre 900 e 1.100m, marcando os planaltos na porção NE e SE da área.

Os planaltos formados pelas serras são recobertos por sedimentos lateritizados gerando um perfil laterítico com ocorrências de zonas plintificadas abaixo de crostas ferruginosas, representando remanescentes da Superfície Sul-Americana. Os níveis colinosos marcam o ciclo erosivo responsável pela dissecação da Superfície Sul-Americana reconhecido como ciclo Velhas ou Superfície Neogênica.

3.3.1 – Domínio dos Planaltos de Altitude

Este domínio geomorfológico representa as porções mais elevadas quanto à topografia da área investigada, ocorrendo entre as altitudes de 800 e 1.000 metros. Estes planaltos representam o reverso das *cuestas*, indicados por terrenos

ondulados e colinosos, posteriores a linha das escarpas que delimita estes planaltos com as depressões.

Na porção noroeste da área, ocorre o Planalto dos Altos Campos dos Batataes representado por colinas médias a amplas bastante baixas (Figura 3.10A e B), com vales encaixados formando os numerosos afluentes dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim (Figura 3.10C e E). Na região de Batatais a paisagem se apresenta de maneira bastante monótona, devido à presença somente de níveis colinosos em longos trechos (Figura 3.10D).

Nas proximidades de Brodowski, em direção a Ribeirão Preto, é comum a ocorrência de mesas basálticas (Figura 3.10F), marcando relevo residual nas proximidades com as *cuestas*, descendo em direção ao rio Pardo.

No extremo sudeste ocorre o outro grande planalto de altitude, o Planalto de Cajuru (Figura 3.10G), nas proximidades da cidade homônima. Este se demonstra na forma de um grande ressalto topográfico na paisagem, limitado por escarpas íngremes associadas às intrusões básicas que afetaram a Bacia do Paraná, também alcançando as altitudes entre 900 e 1.100 metros.

A Serra da Laje ocorre na porção superior deste planalto, numa forma alongada com direção E-W, com acesso a esta região bastante difícil devido às coberturas vegetais. Por fim, vale à pena destacar que em frente a este domínio geomorfológico ocorre à presença de inúmeros morros testemunhos, serras alongadas e mesas basálticas, também marcando o relevo residual do recuo da escarpa principal (Figura 3.10H).

Através das imagens SRTM da Embrapa (MIRANDA et al., 2004), é possível observar as diferenças texturais numa análise macroscópica do relevo, entre as regiões de colinas e as porções preservadas que atingem altitudes elevadas, tais como serras alongadas e mesas basálticas

A rede de drenagem apresenta uma densidade média, composta praticamente por rios conseqüentes, encaixados em vales pouco profundos e bastante abertos, em afluentes diretos tanto da bacia do rio Pardo como da bacia do rio Sapucaí-Mirim.



Figura 3.10 – Unidades de relevo dos Planaltos de Altitude: (A e B) Colinas média e amplas nas proximidades de Batatais; (C) Vales pouco profundos e bastante abertos no trecho entre Brodowski e Batatais; (D) Extensos campos colinosos a oeste de Batatais; (E) Vale mais aprofundado a leste de Batatais em direção as escarpas; (F) Mesas Basálticas próximo a Ribeirão Preto; (G) Planalto de Cajuru; (H) Serras Alongadas e Mesas Basálticas em frente aos planaltos.

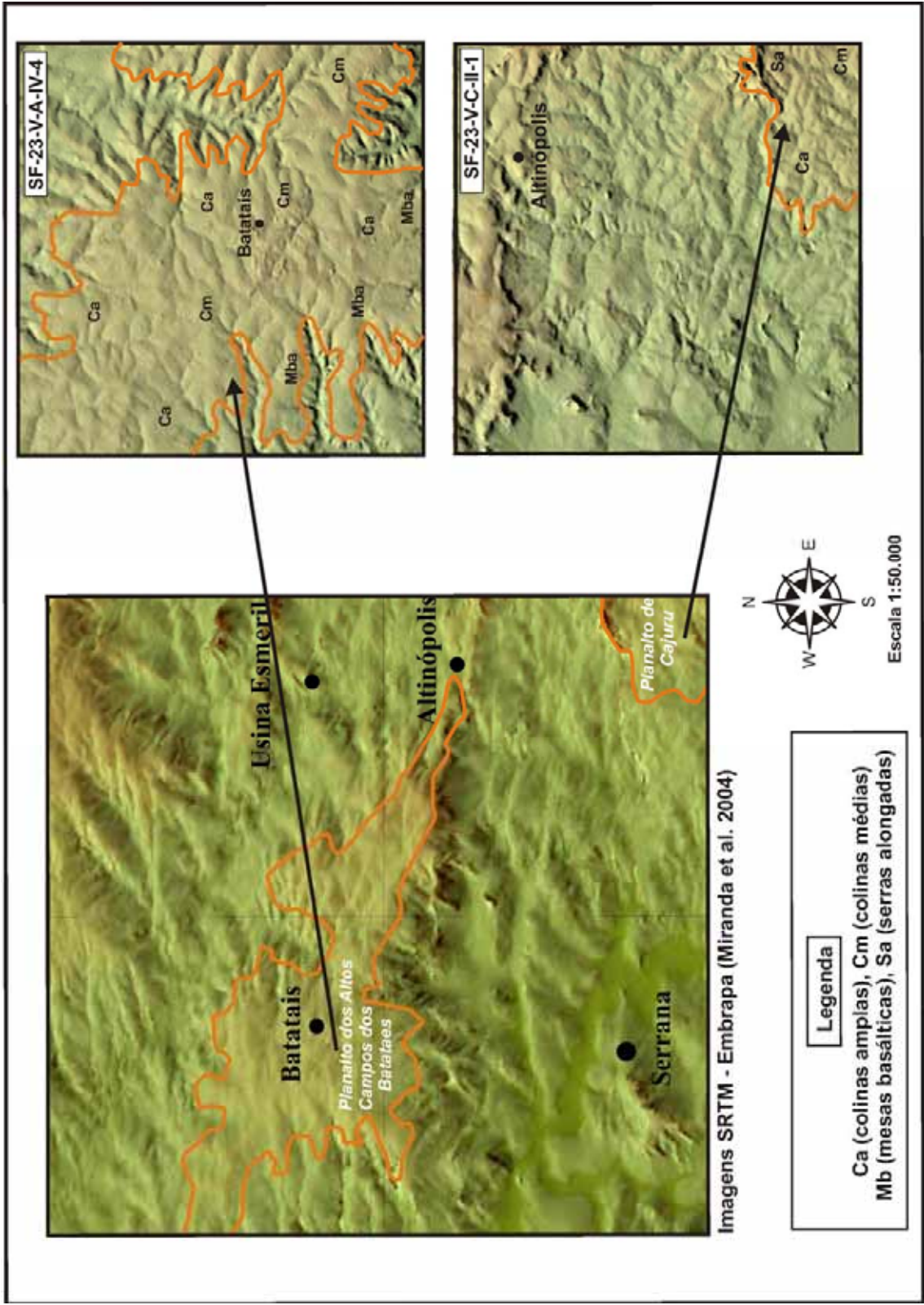


Figura 3.11 - Planaltos de Altitude da Alta Mogiana Paulista visto em imagens SRTM - Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios

3.3.2 – Domínio das Escarpas

Este domínio geomorfológico representa as elevadas escarpas, denominadas de *Cuestas* Basálticas, que delimitam o domínio dos planaltos de altitude com as depressões locais. As escarpas na Alta Mogiana Paulista encontram-se entre as altitudes de 650 a 800 metros, podendo localmente alcançar 900 metros. Como citado anteriormente, na região da Alta Mogiana, as escarpas correspondem a *Cuesta* Interna que é continua por todo estado de São Paulo. As mesmas se apresentam na forma de escarpas principais bastante elevadas, escarpas intermediárias e escarpas festonadas.

Elas bordejam praticamente toda a bacia do rio Pardo e do rio Sapucaí-Mirim, na forma de grandes elevações, ora bastante dissecadas, ora como linhas contínuas de escarpas na forma de degraus topográficos. Na região de Serrana (Figura 3.12A), as escarpas se apresentam bastante dissecadas, onde são visíveis pequenos degraus desnivelados na estrutura geral da escarpa principal na direção norte, próximo à cidade de Brodowski.

Nas proximidades de Altinópolis (Figura 3.12B), as escarpas ocorrem na forma festonada, ou seja, bastante dissecadas e apresentando uma rede de drenagem densa na forma de rios obseqüentes caminhando em direção ao rio Pardo. Na base destas escarpas aflora o arenito Botucatu, abrigando inúmeras grutas e cavernas nesta região (Figura 3.12C e D). No sul da área investigada, na região da Serra da Laje, ocorrem escarpas intermediárias entre as elevações principais na região de Altinópolis com as escarpas festonadas que limitam o Planalto de Cajuru (Figura 3.12G e H).

Na porção norte, ocorrem as escarpas que limitam a bacia do rio Sapucaí-Mirim (Figura 3.12 E e F), com uma amplitude vertical menor que as escarpas que limitam a bacia do rio Pardo a sul. São escarpas festonadas, bastante dissecadas, mas com uma rede de drenagem menos densa que as anteriores, por este motivo não há cavidades naturais formadas no sopé destas estruturas nesta região.

Ocorrem inúmeras cachoeiras neste setor, como é o caso da região da Fazenda Fortaleza. onde as escarpas apresentam um forte controle estrutural.



Figura 3.12 – Unidades de relevo das Escarpas: (A) Escarpa principal próximo a Serrana; (B) Degraus topográficos nas escarpas próximo a Altinópolis; (C e D) Escarpas festonadas com cavidades naturais, próximo a Altinópolis; (E e F) Escarpas festonadas na bacia do rio Sapucaí-Mirim; (G) Escarpas das Serra de Furnas – próximo a Usina Esmeril; (F) Escarpas intermediárias no sul da área.

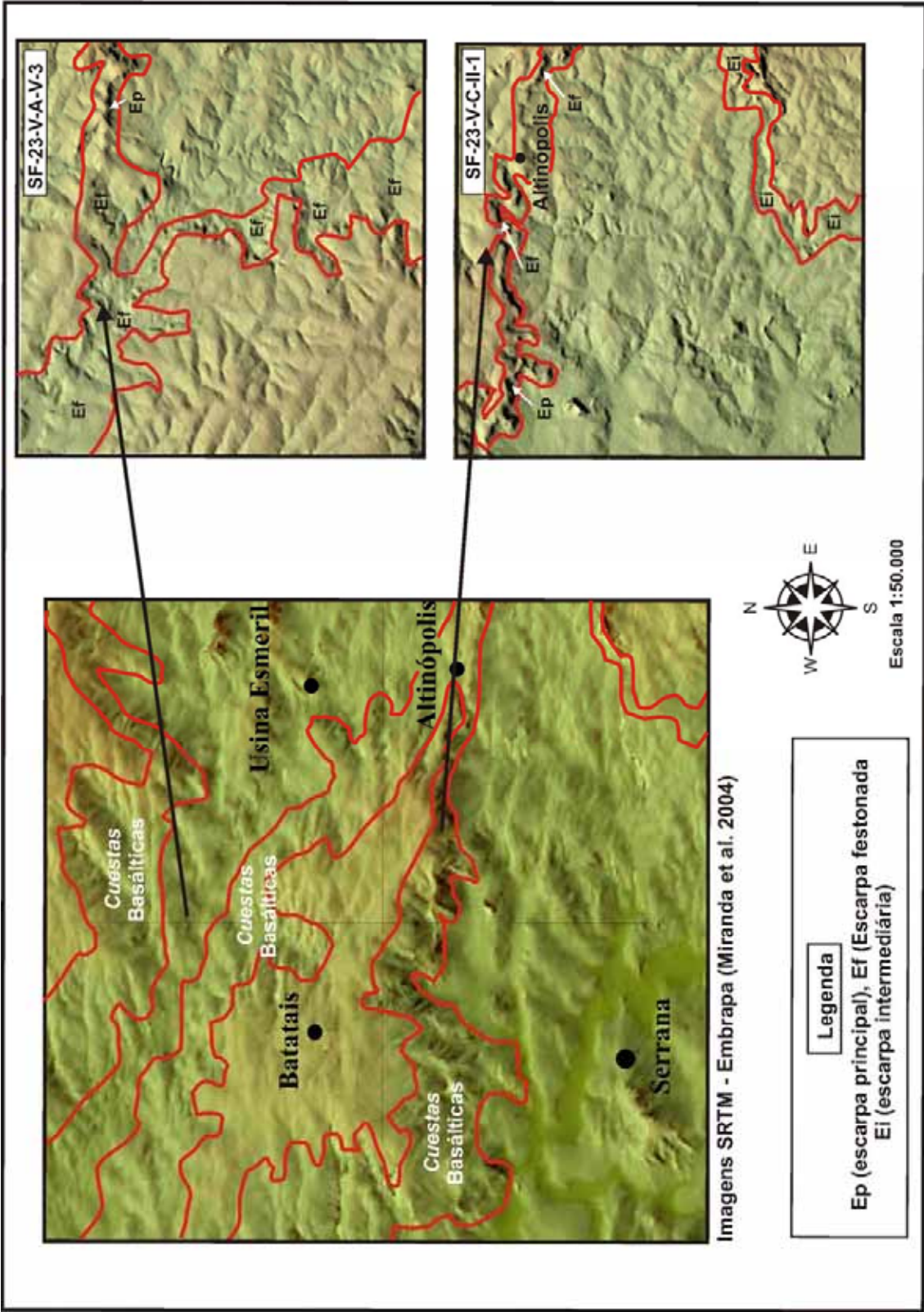


Figura 3.13 - Escarpas da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM - Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios

3.3.3 – Domínio das Depressões

O domínio geomorfológico das depressões corresponde às regiões mais rebaixadas na área investigada. Na Alta Mogiana Paulista ocorrem as depressões do rio Pardo (Figura 3.14A), mais conhecida como Depressão de Serrana, e a depressão do rio Sapucaí-Mirim, formada por partes da depressão colinosa de Patrocínio Paulista, a norte deste rio e pela depressão do Esmeril (Figura 3.14B).

As unidades de relevo presentes neste domínio geomorfológico correspondem a vastas áreas de colinas, formadas por colinas médias e amplas, com vales incisivos bem entalhadas devido ao substrato arenoso. Geralmente é comum ver morros testemunhos isolados em meio a estes campos colinosos.

Na região sul, na Depressão do Rio Pardo ocorre a presença de inúmeras colinas alojadas em substrato (Figura 3.14C), tanto arenoso quanto rochoso, devido à ocorrência do *Sill* de Cajuru nessa região, além dos extensos campos onde aflora a Formação Pirambóia.

Nesta depressão estão presentes alguns morros testemunhos, tais como: o Morro do Seladinho (Figura 3.14G), próximo ao *front* das cuestas, do lado da margem direita do rio Pardo, o Morro do Elevado a sul de Serrana, o Morro do Forno próximo a Altinópolis. Todos estes morros apresentam-se estruturados por basaltos da Formação Serra Geral sobre os arenitos bastante consolidados da Formação Botucatu.

Na região norte ocorre a Depressão do rio Sapucaí-Mirim, com uma amplitude lateral bastante reduzida comparada à depressão do rio Pardo, ocorrendo na forma de um pequeno corredor entre as escarpas menos evoluídas dessa região e a planície deste respectivo rio (Figura 3.14D). Ocorrem níveis colinosos, formado por colinas médias e por vales bastante dissecados na região do ribeirão São João, afluente direto do rio Sapucaí-Mirim, além de inúmeros morros testemunhos alinhados segundo a direção NNW-SSE, e que apresentam a mesma gênese de estruturação que os citados anteriormente. São eles: Morro da Mesa (Figura 3.14H), Morro do Facão, Morro da Rosca e a Serra da Cobiça, próxima a Altinópolis.

A rede de drenagem apresenta padrão dendrítico, com média densidade, onde ocorrem rios conseqüentes e subseqüentes na sua totalidade.

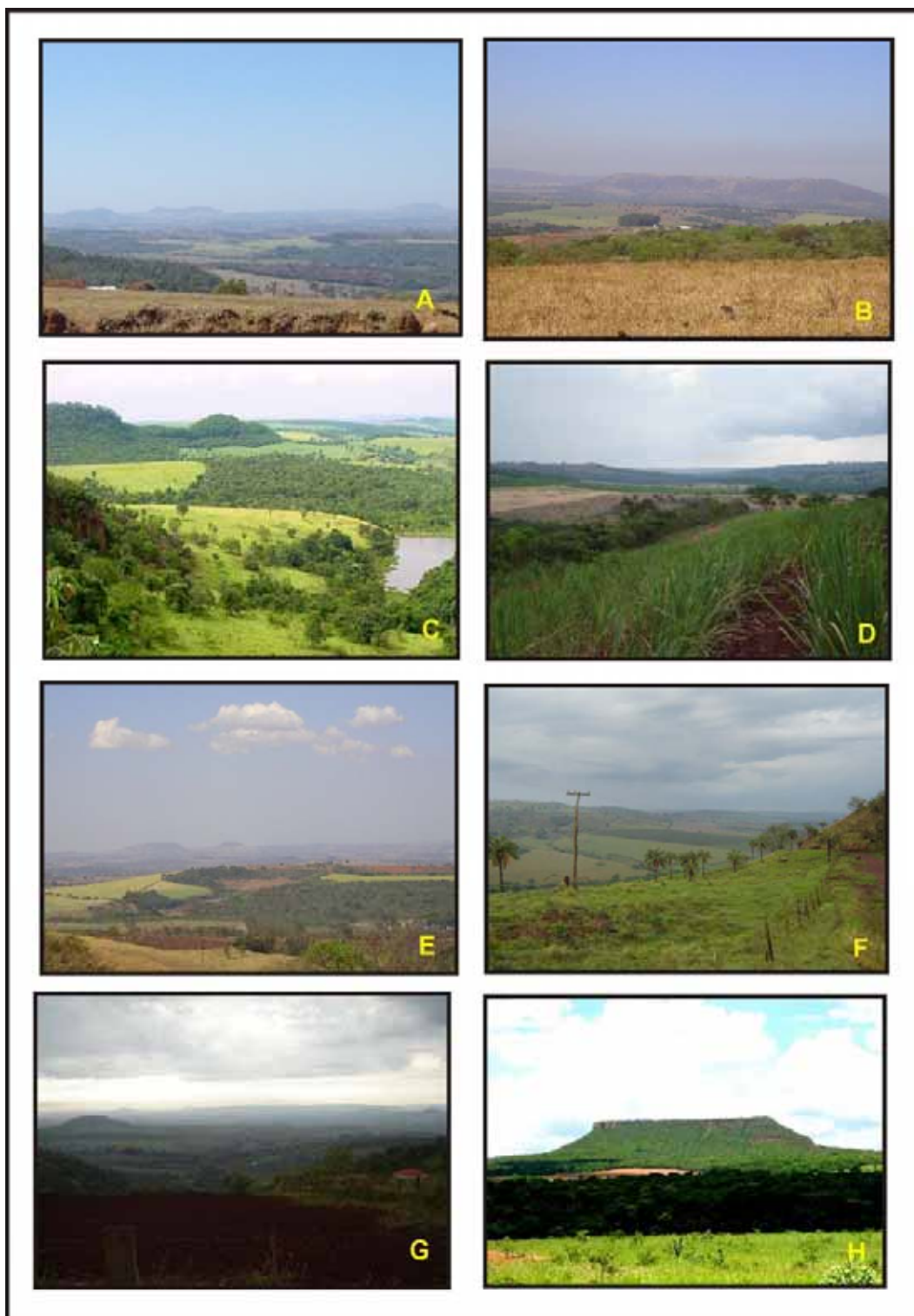


Figura 3.14 – Unidades de relevo das Depressões: (A) Depressão do rio Pardo ao fundo Planalto de Cajuru; (B) Depressão do rio Sapucaí-Mirim ao fundo Serra do Major Claudiano; (C) Níveis colinosos na bacia do rio Pardo; (D) Vista restrita da Depressão do rio Sapucaí-Mirim; (E e F) Vistas gerais das duas depressões; (G) Morro do Seladinho (testemunho na porção sul da área); (H) Morro da Mesa (testemunho da porção norte).

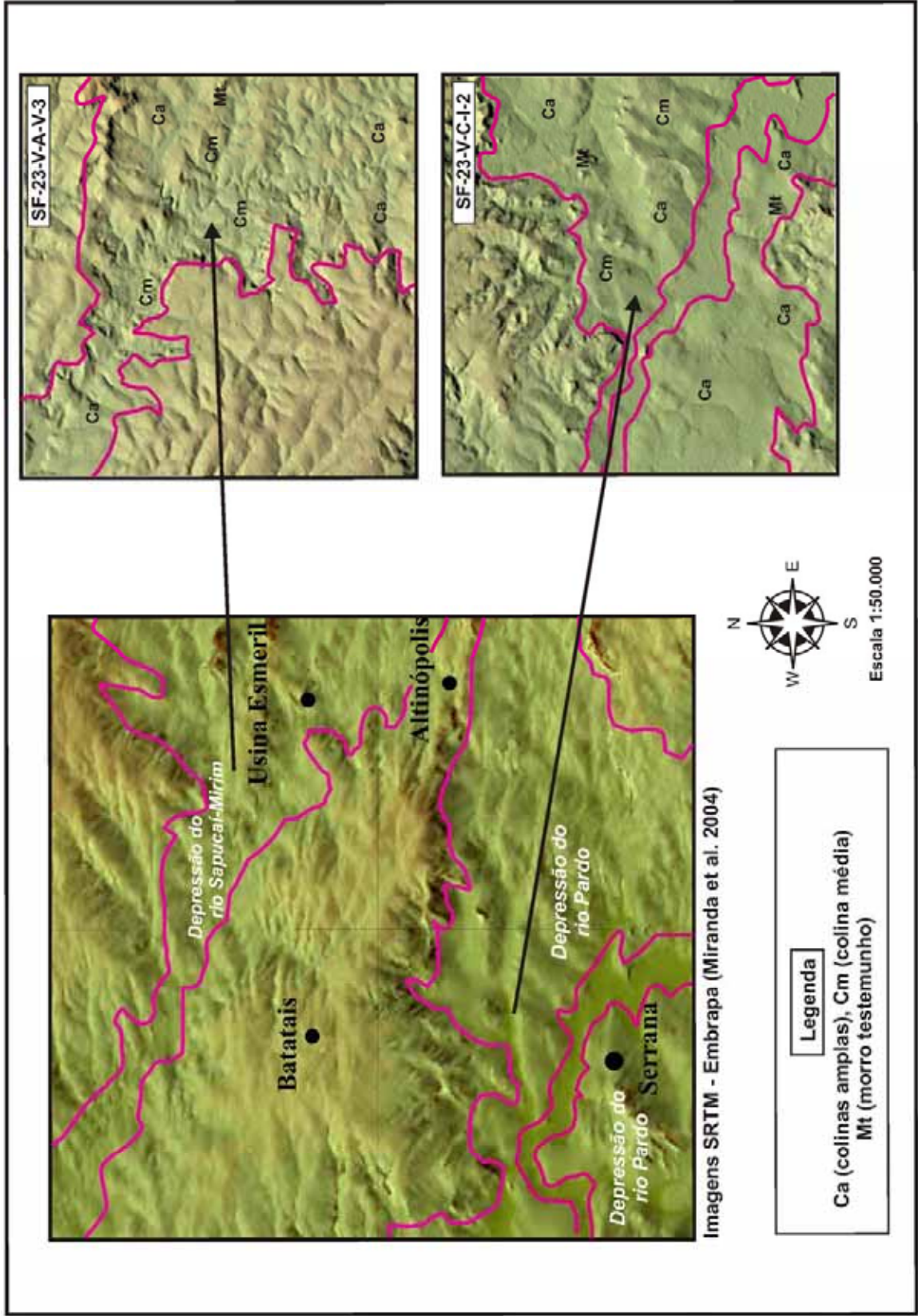


Figura 3.15 - Depressões da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM - Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios

3.3.4 – Domínio das Planícies

Na Alta Mogiana Paulista ocorrem as planícies do rio Pardo (Figura 3.16A) e do rio Sapucaí-Mirim (Figura 3.16B). Ambas se apresentam na forma de grandes planícies aluvionares ou mais conhecidas como áreas de várzeas. É importante destacar que estes dois rios regionais apresentam ao longo de seus cursos ora trechos bastante largos nessas áreas de planícies, com o desenvolvimento de meandros, ora caminham por longas distâncias encaixados em áreas fraturadas, apresentando-se de forma retilínea e com margens escarpadas.

Na Planície do rio Pardo, dentre os domínios da área investigada, o rio Pardo configura-se bastante meandrântico, com nítidos deslocamentos de meandros para NE, no extremo sul da área próximo a Serrana, perfazendo seu curso desta maneira até as proximidades daquela cidade. Para jusante, este rio se comporta de forma retilínea encaixado nos sedimentos da Formação Pirambóia e no *Sill* de Cajuru (Figura 3.16C), voltando posteriormente às condições meandrântes até seu trecho final, ao desaguar no rio Grande. Esta planície aluvionar é bastante extensa lateralmente, onde são nítidos os depósitos do tipo terraços e extensos aluviões formados por sedimentos inconsolidados.

A Planície do rio Sapucaí-Mirim configura-se de forma bastante reduzida comparada à anterior, pois este rio apresenta características de um forte controle estrutural em sua morfologia e não um controle litológico, ou seja, grandes trechos deste rio estão encaixados em zonas bastante fraturadas, onde não ocorrem áreas aluvionares e o mesmo apresenta margens escarpadas bastante elevadas, como é observado na região em que o rio Sapucaí-Mirim se aproxima da região da Usina Esmeril, no nordeste da área investigada.

Ocorrem inúmeros trechos de corredeiras no rio Sapucaí-Mirim, devido ao fato de estar encaixado sobre as rochas básicas do *Sill* Borda da Mata (Figura 3.16D). Na região das corredeiras são muito estreitas as áreas laterais de várzea, não apresentando estruturas na forma de terraços e com aluviões bastante localizados. Em síntese podemos afirmar que a Planície do Rio Pardo apresenta características de controle litológico, com o desenvolvimento de inúmeros trechos meandrânticos (Figura 3.16E), enquanto a Planície do rio Sapucaí-Mirim se configura totalmente segundo condições de um forte controle estrutural (Figura 3.16F).

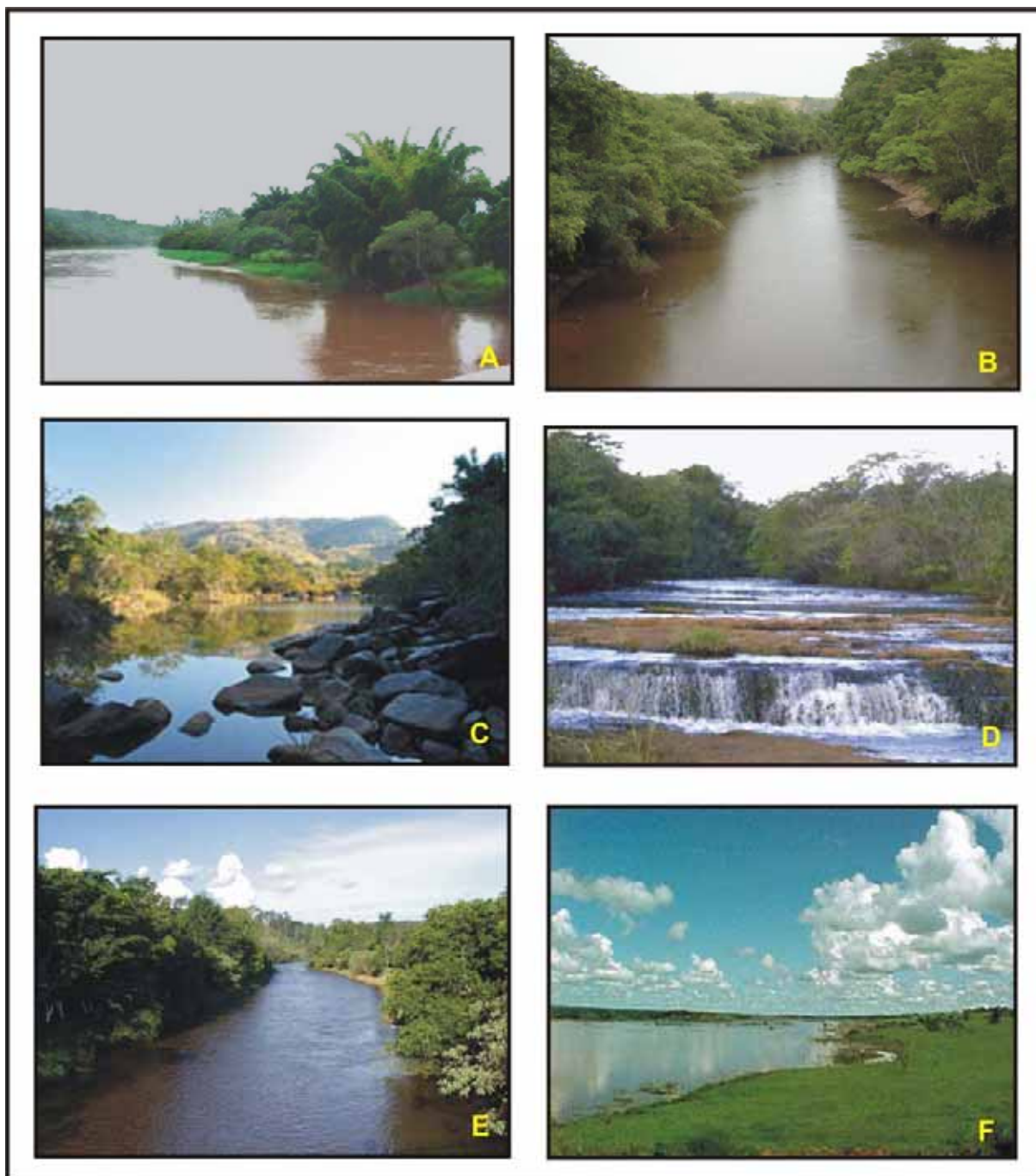


Figura 3.16 – Unidades de relevo das Planícies: (A) Planície do rio Pardo próximo a Serra, nota-se ampla área lateral e desenvolvimento de meandros; (B) Planície do rio Sapucaí-Mirim, trecho com alto controle estrutural próximo a Usina Esmeril; (C) Planície do rio Pardo, trecho posterior a passagem pelo Planalto de Cajuru; (D) Trecho de corredeiras do rio Sapucaí-Mirim; (E) Planície do rio Pardo próximo a Serra; (F) Planície do rio Sapucaí-Mirim na região de Restinga.

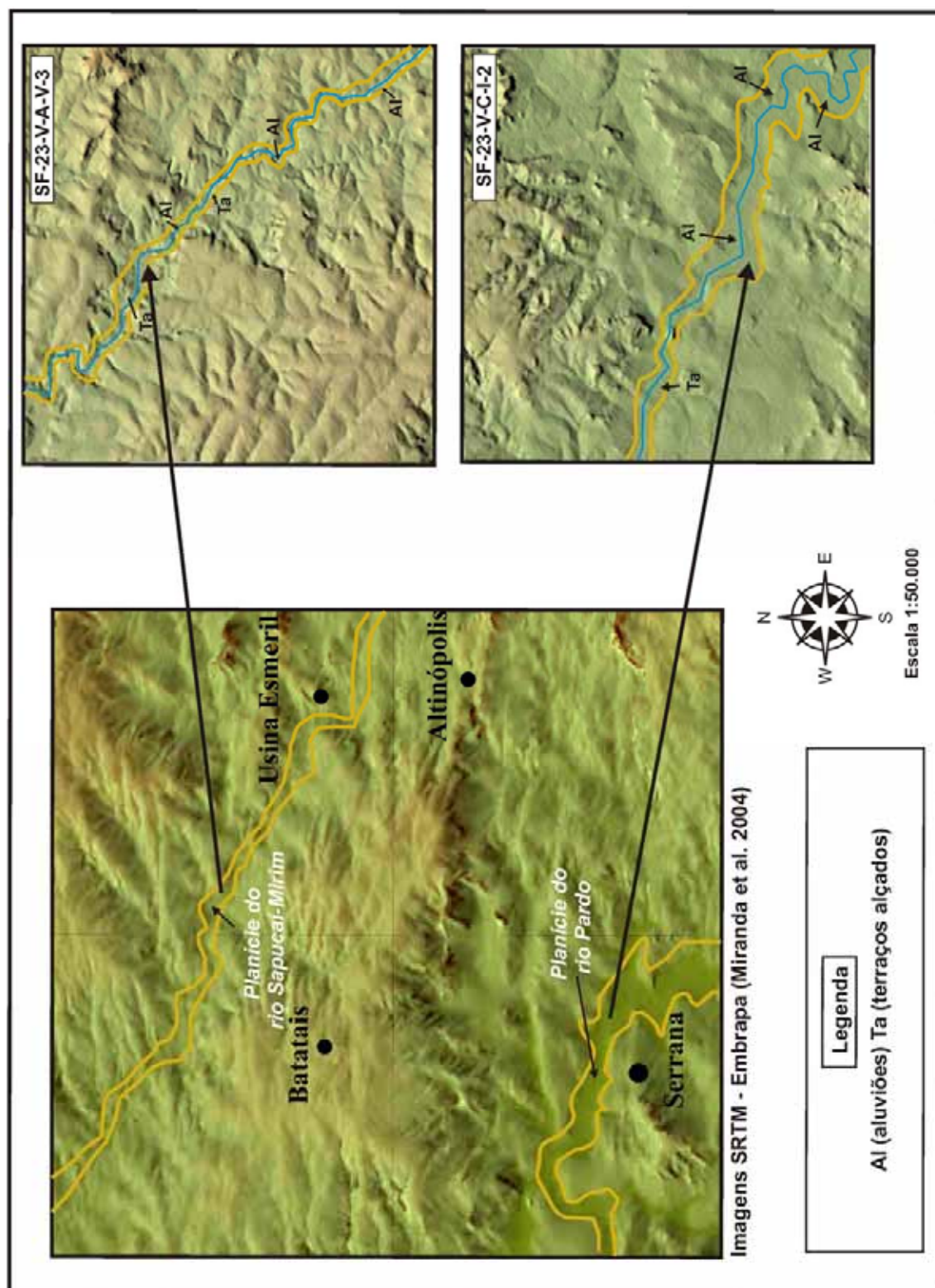
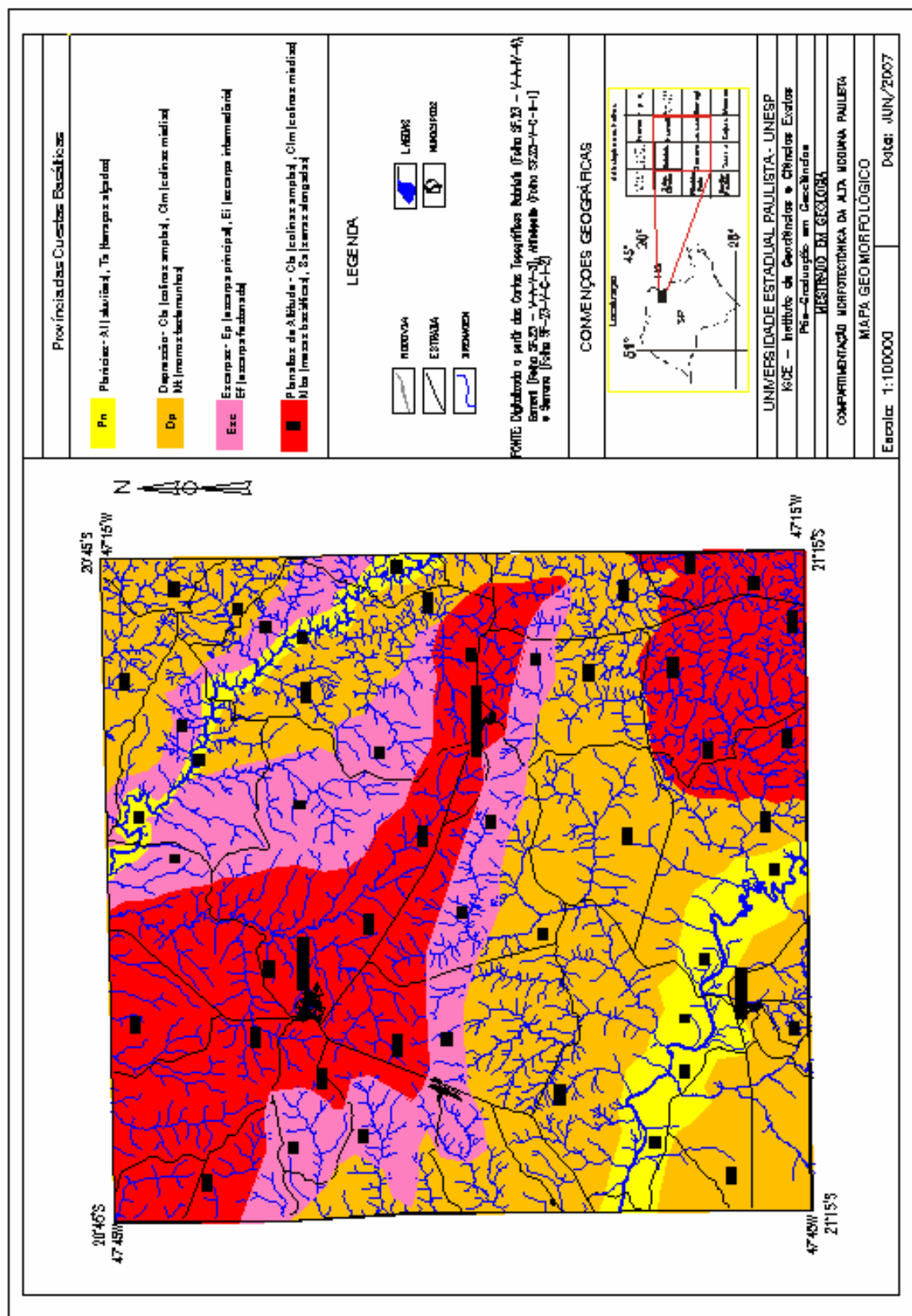


Figura 3.17 - Planícies da Alta Mogiana Paulista vistas em imagens SRTM - Embrapa, com destaque para as principais unidades geomorfológicas presentes nestes domínios



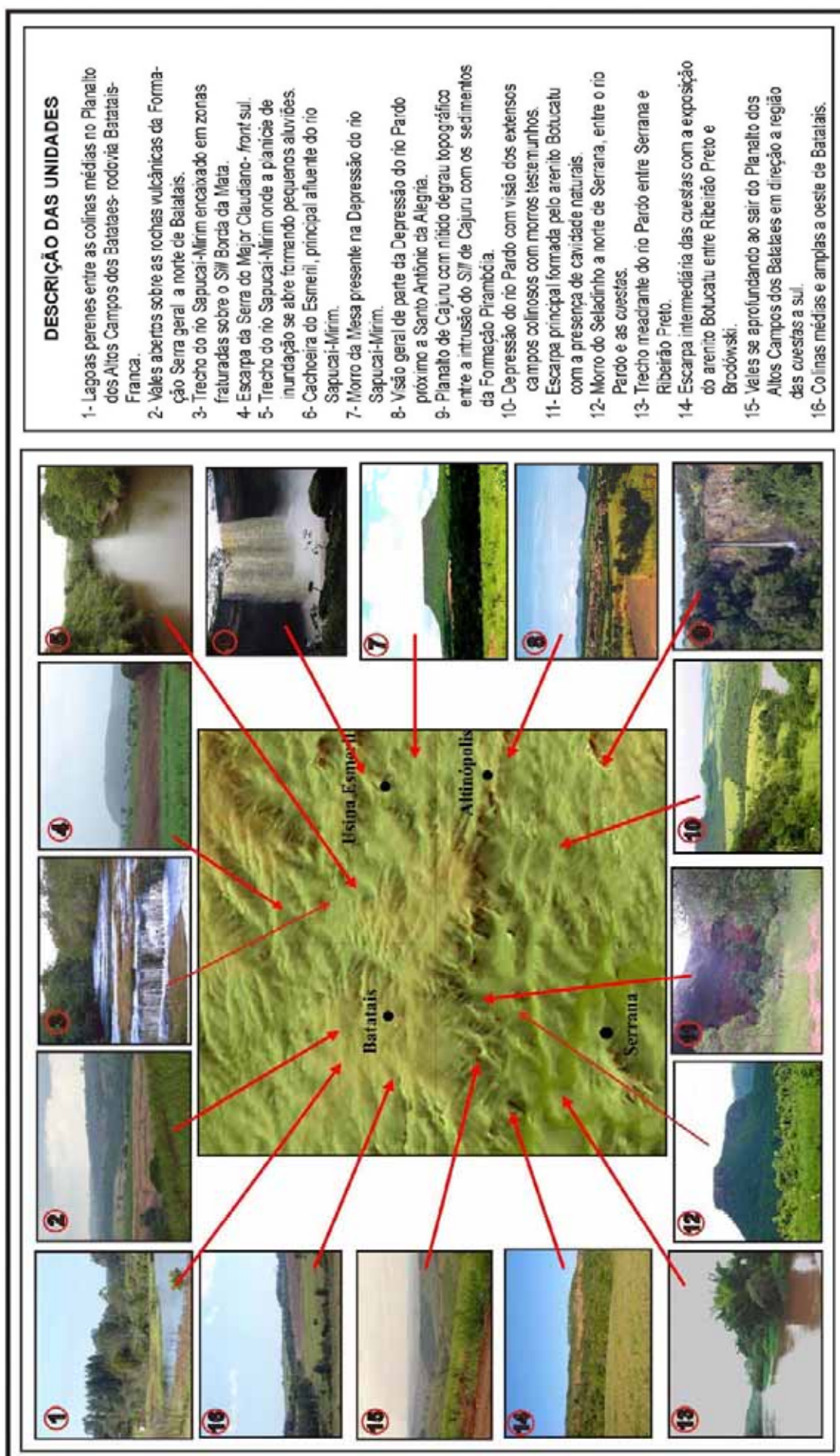


Figura 3.19: Distribuição das principais unidades de relevo na Alta Mogiana Paulista

IV – ANÁLISE ESTRUTURAL

4.1- ESTRUTURAS

A análise estrutural permitiu a caracterização do padrão de fraturamento regional e de cada unidade litoestratigráfica, bem como do seu papel na compartimentação geomorfológica e tectônica regional. Foram reconhecidas juntas e falhas afetando todo o conjunto rochoso.

Para a caracterização do quadro macroscópico, foram extraídos os lineamentos de drenagem. Os lineamentos, segundo SABIN'S (1978, apud LIU, 1987), correspondem a feições lineares geomórficas, tais como, segmentos alinhados de vales e formas de relevo, pois podem representar as chamadas zonas de fraqueza estrutural.

O início da análise estrutural se deu através da observação e registro das feições lineares regionais de relevo e drenagem observadas em imagem de satélite (1:250.000), e de detalhe extraídas de fotografias aéreas (1:60.000) e de mapas topográficos (1:50.000).

Para a determinação do padrão de fraturamento foram reconhecidas fraturas e falhas nos afloramentos, e suas atitudes foram tratadas para obtenção das principais famílias e orientações preferenciais, com auxílio do *software* STERIONET, com projeção dos dados no hemisfério inferior.

4.2 – ANÁLISE DO FRATURAMENTO

Conforme o quadro macroscópico na região da Alta Mogiana Paulista foi possível o reconhecimento de dois grandes conjuntos principais de lineamentos de direção N-S (direção geral dos principais afluentes dos rios regionais) e E-W (marcado pelas feições de relevo, representadas por alinhamento de escarpas e direção geral das *cuestas*), um terceiro conjunto de menor importância de direção NE-SW, marcados por afluentes de 2° e 3° ordens (Figura 4.1), e finalmente um conjunto bastante limitado de direção NW-SE, onde os principais rios, o Pardo e o Sapucaí-Mirim, assumem esta direção.

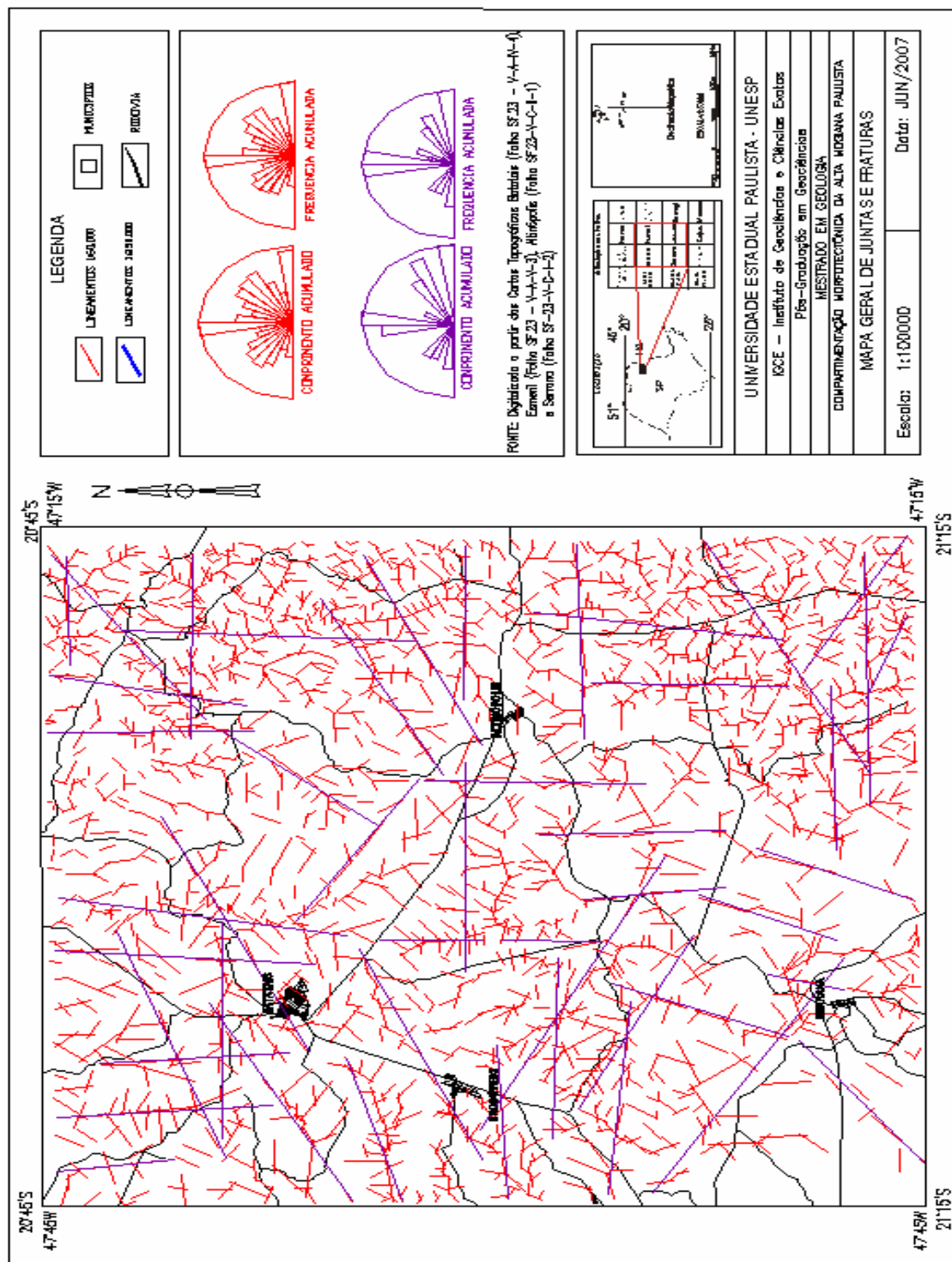


Figura 4.1: Mapa de Juntas e Fraturas gerais da área de estudo

Esta análise geral marca uma observação macroscópica a respeito das principais estruturas, através dos diagramas de roseta, a análise pelo comprimento acumulado e pela frequência acumulada, reforçam o reconhecimento de traços gerais destas direções N-S e E-W.

Realizando as primeiras interpretações estruturais com esta análise macroscópica através dos principais traços de lineamentos, podemos perceber que grande parte das áreas de encostas, sejam as *cuestas*, ou sejam as escarpas que limitam os morros testemunhos e serras isoladas, é controlada por estruturas gerais de direção E-W. Estas feições podem estar relacionadas a condicionantes destas escarpas de segmentos retilíneos de drenagem a fraturas ou zonas de fraturas regionais, em parte associadas a falhamentos transcorrentes bastante expressivos na faixa central da área de estudo, que serão discutidos adiante.

Os traços de direções N-S associam-se principalmente a segmentos retilíneos de drenagem e a escarpamentos mais suaves e podem estar associados à falhas normais e/ou transcorrências sinistrais, com pequenos rejeitos, colocando unidades mesozóicas em contato lateral direto com unidades cenozóicas. A porção sul da área de estudo (Folhas Altinópolis e Serrana) apresenta um padrão de fraturamento bastante inferior em relação à porção norte (Folhas Batatais e Esmeril).

A análise dos principais traços em escala 1:250.000 nos permite afirmar que esta área apresenta características estruturais bastante marcantes entre a bacia do rio Pardo (Sul) e a bacia do rio Sapucaí-Mirim (Norte), permitindo o estabelecimento de domínios estruturais na área de estudo, de forma a melhor caracterizar essas diferenças nos estilos estruturais entre as duas bacias regionais. Em cada domínio estrutural prevalece um conjunto de falhas marcantes segundo estilos estruturais próprios, este elemento estrutural assume fundamental importância na caracterização neotectônica e na compartimentação morfotectônica da Alta Mogiana Paulista.

Os traços NW-SE não constituem orientações preferenciais no quadro macroscópico, porém formam grandes traços estruturais controladores das bacias hidrográficas dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim, definindo suas direções preferenciais de escoamento do leito principal de SE para NW (Figura 4.2).

Ajusta-se a estas direções zonas de confluências alinhadas, como que denunciando controle estrutural por falhas normais nas bordas das bacias. Apesar

da pequena quantidade de traços NW-SE, esta direção se constitui uma das principais para as falhas normais.

A direção NE-SW é representada por afluentes importantes dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim; além de condicionar e segmentar os trechos centrais da Serra das Araras.

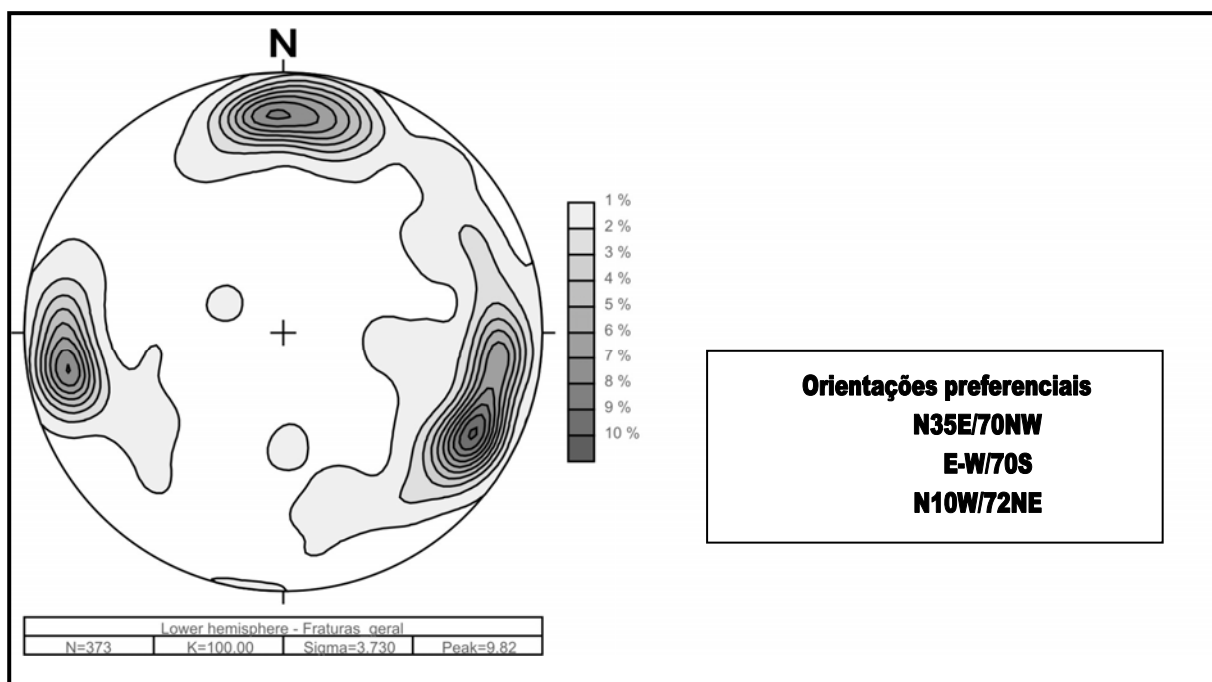


Figura 4.2: Diagrama das fraturas ou juntas geral da área da estudada, definindo as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

4.2.1 – Domínios Estruturais

A distribuição dos traços de fratura e seu ajuste aos principais acidentes geomorfológicos permite a caracterização da área em três grandes domínios estruturais distintos: Domínio Norte, Domínio Central e Domínio Sul (Figura 4.3).

O Domínio Norte corresponde e reflete ao fraturamento em que as drenagens da bacia do rio Sapucaí-Mirim estão encaixadas, o Domínio Sul corresponde ao fraturamento na bacia do rio Pardo, e por fim, o Domínio Central corresponde ao grande divisor de águas que separa estas duas grandes bacias e onde se encontram as *cuestas*. O traçado dos rios principais na área de estudo está orientado para NW, em direção ao eixo da bacia do rio Grande, gerando assim um

sistema de drenagem dendrítico nas duas bacias, onde o domínio norte apresenta um grau de fraturamento maior que o domínio central e sul.

Através da Figura 4.3, observamos que cada domínio estrutural apresenta elementos estruturais onde as direções preferenciais dos conjuntos de fraturas são ligeiramente distintas entre si. Pelo padrão de fraturamento geral da área de estudo, podemos notar que os conjuntos de fraturas apresentam direções preferenciais para N-S e E-W, com fraturas secundárias de direção NE-SW e NW-SE.

O Domínio Norte apresenta um fraturamento predominante de direção N-S e secundariamente de direção E-W, pois o padrão principal reflete diretamente na direção geral dos principais afluentes do rio Sapucaí-Mirim e marcam nítidas escarpas nesta direção. No Domínio Central predominam fraturas de direção E-W, relacionadas à transcorrências e responsáveis pela estruturação das cuestas e, finalmente, o Domínio Sul apresenta um padrão de fraturamento predominante de direção N-S e NE-SW na bacia do rio Pardo.

Para o estabelecimento do sistema de fraturas da área estudada, coletou-se a atitude das juntas e falhas nos afloramentos visitados, sendo aqui apresentada a sua integração e interpretação local.

O tratamento dos dados por unidades litoestratigráficas mostra a importância das direções N-S e E-W para praticamente todos os conjuntos litológicos. Na Formação Pirambóia são reconhecidas 2 famílias, em arranjo aproximadamente ortogonal, com orientações preferenciais N80E/70SE e N15W/70NE, para a Formação Botucatu são 4 famílias com orientações N85E/70SE, N30W/65SW, N20E/80NW e N15W/70NE.

A Formação Serra Geral apresenta 3 famílias, com direções preferenciais E-W/70S, N35E/70NW e N12W/70NE, já as rochas intrusivas básicas apresentam uma similaridade nas orientação das 4 principais famílias, o *Sill* Borda da Mata apresenta as direções N45W/60NE, N15E/70NW, N35E/75NW e horizontal, enquanto o *Sill* de Cajuru apresenta as direções N15E/75NW, N10W/75NE, N87W/70SW e horizontal. Por fim a Formação Itaqueri apresenta 4 famílias com direções N80E/65SE, N-S/75W, N15W/80NE, horizontal (Figura 4.4)

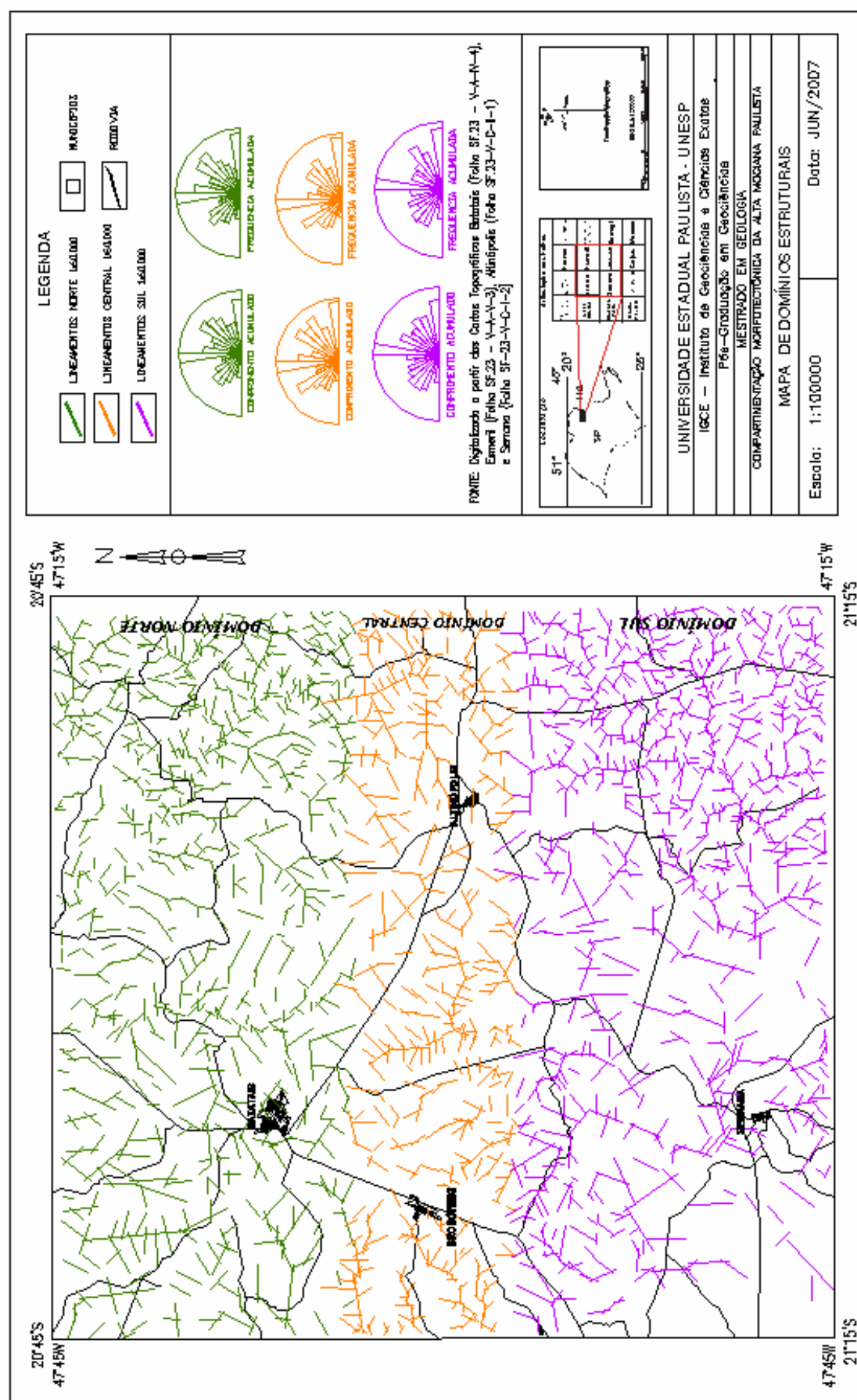


Figura 4.2: Mapa de Domínios Estruturais de Alta Mogiana Paulista

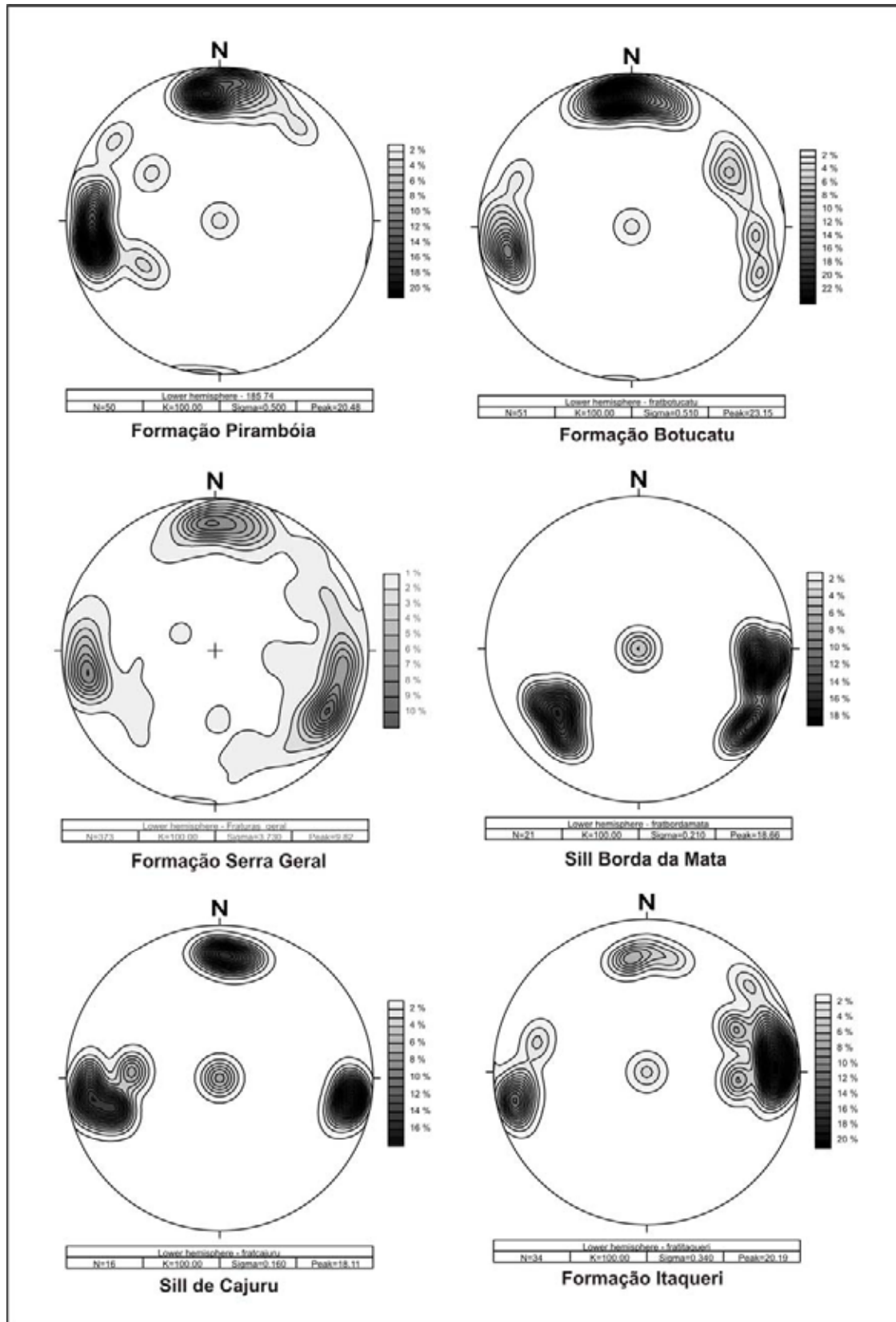


Figura 4.4 – Diagramas de frequências das principais famílias de juntas ou fraturas presentes em cada unidade geológica mapeada.

4.2.1.1 – Domínio Norte

O tratamento dos dados pelos domínios estruturais é apresentado a seguir. Para tanto, foram agrupados os dados de frauras da região recoberta por cada domínio

Este domínio é considerado como o mais importante na influência da estruturação da região, pois as direções preferenciais do fraturamento são extremamente marcadas pelos traços de orientação das drenagens que compõem a bacia hidrográfica do rio Sapucaí-Mirim.

As orientações preferenciais das principais famílias neste domínio correspondem a: N27E/71NW, N10W/70NE, N83W/70SW, como consta na Figura 4.5. O predomínio de fraturas de direção N-S, de certa forma, define a estruturação de bacias de 2º e 3º ordens, como é o caso da bacia do ribeirão dos Batataes, ribeirão da Paciência e do ribeirão São João na porção NE da área de estudo.

Como citado anteriormente, a direção NE e NNE apresenta certa frequência no papel de estruturação do domínio norte, pois várias drenagens afluentes do rio Sapucaí-Mirim assumem essa direção, tais como, o córrego da Prata, o córrego do Desengano e o córrego da Fortaleza.

Próximo à cidade de Batatais, ocorrem inúmeras cachoeiras com quebra na direção geral NNE e desaguam todas no ribeirão dos Batataes de direção NS. Com isso os elementos morfológicos presentes neste domínio estrutural, estão condicionados segundo estas direções gerais, seja pela rede de drenagem, ou seja, pela forma das unidades de relevo. No extremo nordeste da área de estudo ocorrem serras isoladas e morros testemunhos onde as escarpas apresentam direções gerais NS e EW, como é o caso da serra de Furnas, a serra do Major Claudiano e a Serra dos Figueiredos.

4.2.1.2 – Domínio Central

O Domínio Central corresponde à faixa central da área de estudo, pode ser considerado também como um domínio de transição, onde se encontra o divisor de águas regionais que separam as duas bacias, do rio Pardo e do Sapucaí-Mirim, conhecido como serra das Araras.

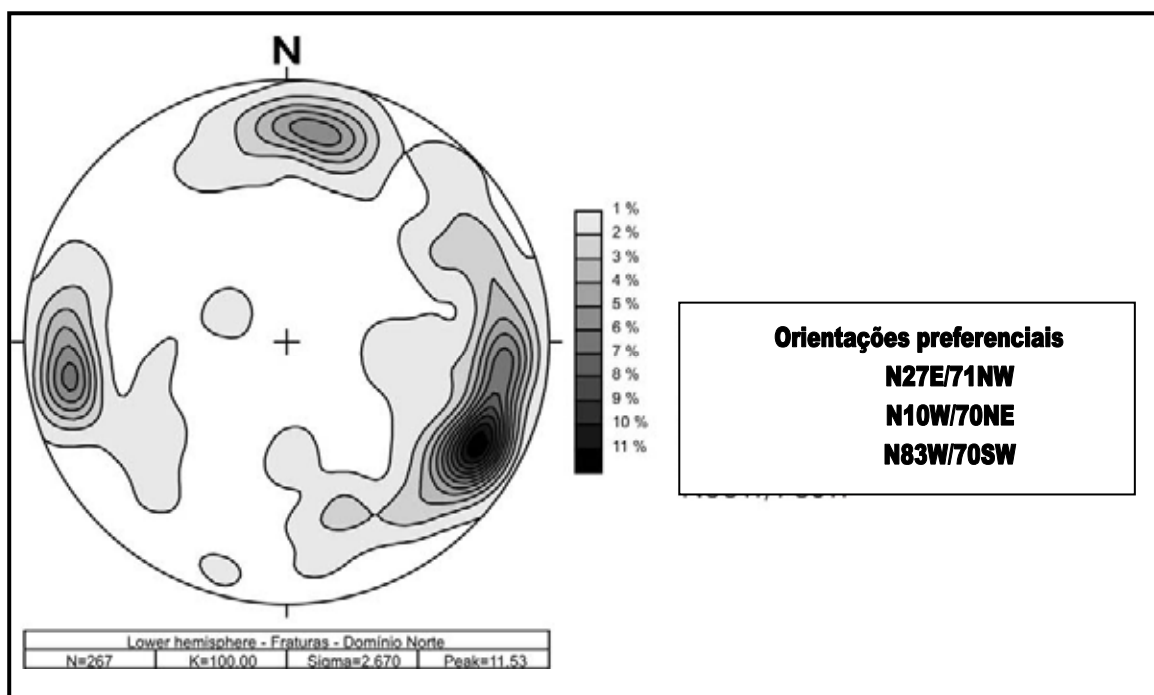


Figura 4.5 - Diagrama das fraturas do Domínio Norte da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

Neste domínio ocorre o predomínio de famílias de fraturas de direção E-W, e secundariamente de direção NS. Um grande alinhamento E-W, marca a orientação geral da serra das Araras, limitando então, as bacias dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim, marcando dois compartimentos distintos, separados por um outro compartimento de transição (Figura 4.6).

Os eixos principais das drenagens retilíneas e assimétricas estão encaixadas em lineamentos E-W e NNW, onde ocorrem também as cuestas basálticas, com altitudes atingindo os 1.100 metros. Ocorrem inúmeros processos de capturas e anomalias de drenagem neste setor, evidenciando a importante influência exercida pelo mesmo durante a estruturação geral da Alta Mogiana Paulista. A estes lineamentos E-W, ocorrem também escarpamentos principais e secundários (escarpas de falha), relacionados na compartimentação do relevo.

4.2.1.3 – Domínio Sul

Domínio Sul da área de estudo corresponde às drenagens da bacia do rio Pardo, onde estão encaixadas, segundo um padrão de fraturamento com direção

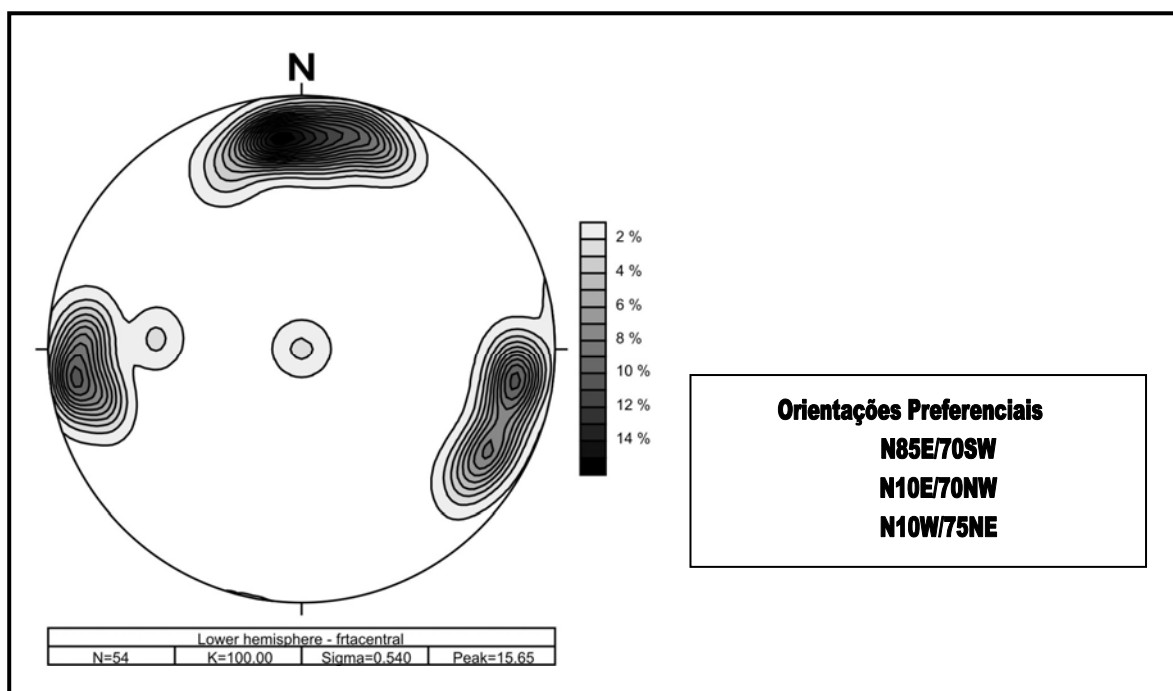


Figura 4.6 - Diagrama das fraturas do Domínio Central da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

geral N-S e NNE, e outras de menor importância de direção E-W e NW, este apresenta uma importância inferior relacionado ao Domínio Norte, na estruturação geral da área (Figura 4.7).

A bacia do rio Pardo, além de seus inúmeros afluentes, apresenta um padrão geral de drenagem segundo a forma dendrítica, mas de menor amplitude quanto ao número de fraturas presentes na área. A menor quantidade de fraturas amostradas se dá pelo fato que este domínio está inserido inteiramente em litologias sedimentares (formações Pirambóia e Botucatu), apresentando as mesmas uma plasticidade maior no processo de deformação, gerando assim, um padrão de fraturamento de menor expressão.

O rio Pardo está encaixado em fraturas com direções gerais NW e seus afluentes apresentam orientações N-S, mas exatamente igual ao padrão geral de drenagem do rio Sapucaí-Mirim, o rio Pardo também apresenta trechos desviados e capturados por fraturas na direção N-S e NE, podendo estar relacionadas aos mesmos lineamentos que influenciaram a estruturação no domínio norte.

Neste domínio são raros os processos de capturas e desvios de drenagens, o único caso mais interessante é com relação ao córrego da Espriada que caminha

com direção NE por grande trecho, ao se deparar com um grande lineamento de N-S nas proximidades da Usina da Pedra, ele assume esta direção por mais um grande trecho, mas com o nome de ribeirão da Figueira, até desaguar no rio Pardo, que neste momento apresenta uma inflexão de 90° até desaguar no mesmo.

Um fato interessante neste domínio é com relação à dimensão das planícies de inundação das principais drenagens, as mesmas se apresentam de forma assimétrica, com inúmeros pequenos barramentos e um volume de água elevado. Isso pode estar relacionado a um rebaixamento da área mais expressivo que a região do domínio norte.

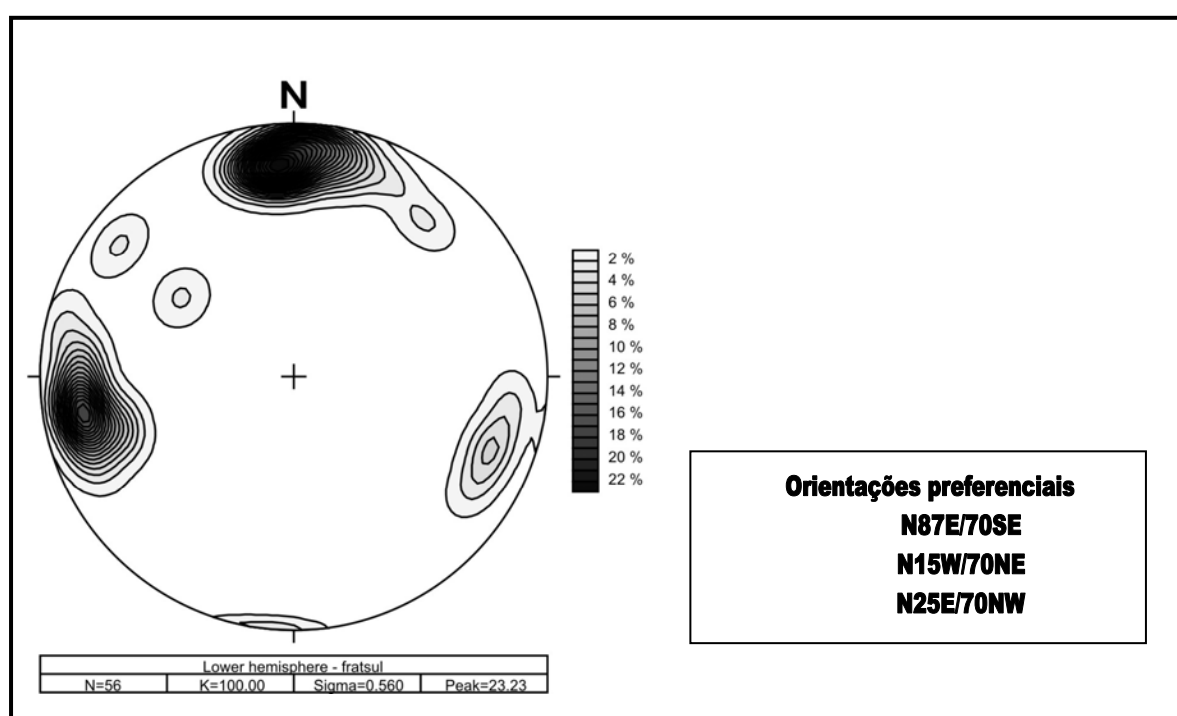


Figura 4.7: Diagrama das fraturas do Domínio Sul da área estudada, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

4.3 – FALHAS

As falhas gerais encontrados na Alta Mogiana Paulista são a grande maioria de caráter normal, de rejeitos métricos, e na justaposição de blocos falhados derivados das rochas mesozóicas da Bacia do Paraná. Há a ocorrência também de uma série de falhas, transcorrentes dextrais e sinistrais, reativadas numa fase neotectônica durante a evolução da bacia.

As medidas coletadas destes planos de rupturas desenvolvidos segundo as direções gerais dos lineamentos, foram tratadas no software StereoNet 3.3. Os padrões gerais de falhas mapeadas indicam direções predominantes de direção E-W, N-S, e subordinadamente falhas NE-SW, conforme consta na Figura 4.8.

No setor sul da área de estudo, as falhas normais e transcorrentes aparecem em maior quantidade, como ocorre nas proximidades de Cajuru e Serrana, com orientações gerais para E-W e N-S. As falhas normais estabelecem uma geometria de blocos soerguidos e abatidos, gerando pequenos deslocamentos dos contatos entre as formações da bacia, enquanto as falhas transcorrentes formam escarpas de falhas, como ocorrem na saída sul da cidade de Altinópolis. Estas falhas são responsáveis diretas pela sustentação de escarpas elevadas na região do planalto de Cajuru, e pela instalação do *sill* de Cajuru em meio aos sedimentos da Formação Pirambóia, de maior ocorrência na porção sul mapeada.

A porção central apresenta um padrão de falhas transcorrentes, oriundas de uma tectônica transcorrente de direção E-W, sendo falhas dextrais de direção E-W e falhas sinistrais de direção NE-SW. Estas falhas são responsáveis pelo soerguimento e sustentação das *cuestas* no nordeste paulista, indicando a participação de componentes de rejeito oblíquo para a formação deste relevo.

O setor norte apresenta um número de falhas inferior ao restante da área mapeada, com maior quantidade reconhecida na região da Usina Esmeril até as proximidades do rio Sapucaí-Mirim, sendo falhas normais que alojaram formações mais antigas lado-a-lado de formações mais recentes. Os degraus topográficos nesta região são intensos, e são neles que ocorrem a maioria das cachoeiras nesta região.

Nas proximidades de Batatais ocorrem falhas normais em meio as formações Serra Geral e Itaqueri, sendo estes falhamentos responsáveis pela orientação geral da área de ocorrência da Formação Itaqueri nesta região.

4.3.1 – Falhas Normais e Inversas

As falhas normais encontradas na área mapeada nos indicam um predomínio de direções E-W, NW-SE e NE-SW. A maioria destas falhas não apresentam espelhos de falha nítidos e aparecem encobertas pelas coberturas terciárias e

quaternárias indiferenciadas. As orientações preferenciais reconhecidas estão em torno de E-W/75S, N75W/75SW, N30W/68NE, N45W/80NE, N50E/80NW e N10E/80NW (Figura 4.9).

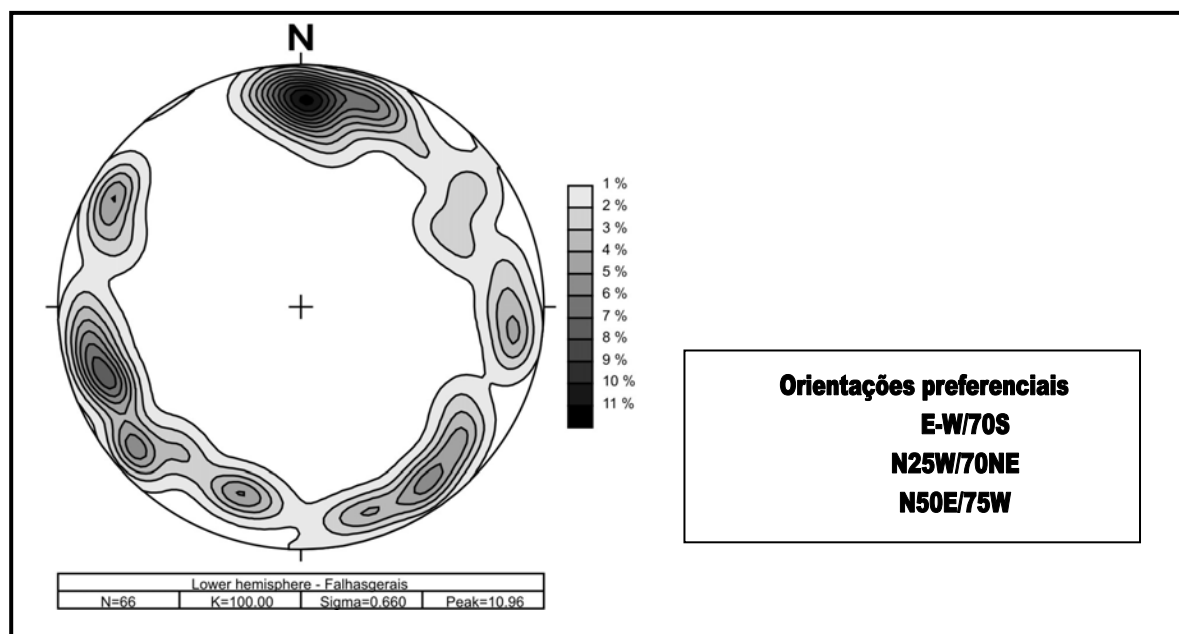


Figura 4.8 - Diagrama de freqüências das falhas totais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

Ocorre o desenvolvimento de aluviões associados a falhas normais no rio Pardo e também no rio Sapucaí-Mirim, de direção NW-SE e NE-SW, mergulhando ora para SE ora para SW.

As falhas normais presentes na porção norte indicam basculamento e soerguimento de blocos com pequenos rejeitos, nas proximidades da Usina Esmeril, da fazenda do Cedro em Batatais e na região da cachoeira dos Macacos.

As falhas normais NW-SE constituem as principais controladoras das bacias hidrográficas, melhor caracterizadas no quadro macroscópico do domínio norte, provavelmente responsáveis pelas anomalias de relevo (em degraus) e associadas às anomalias de drenagem, do tipo zonas de confluências alinhadas. Sua geometria pode condicionar inclusive o estabelecimento da calha principal.

A movimentação e deslocamento das camadas pequenas, centimétricos a métricos apesar das grandes perturbações tectônicas causadas pelas intrusões das soleiras de rochas básicas e o derramamento de lavas vulcânicas.

Estas falhas normais na região de Batatais podem indicar um desnivelamento ou provável deformação nas coberturas supra-basálticas e nos depósitos sedimentares cenozóicos existentes na região.

Através desta análise estrutural, considerando as falhas normais, parece indicar que a área passou por regime distensivo, exibindo eixos de tensão máxima associada a estas falhas próxima a vertical. A distribuição ao longo dos vários quadrantes, no entanto, parece direcionar para mais de um pulso deformacional, com a tensão mínima direcionada segundo NW/horizontal para as falhas NE-SW e, para aquelas direcionadas entre NW-SE e E-W, eixo mínimo próximo à direção NE/horizontal. Estas direções são aproximadas e parecem de acordo com os regimes e direções propostos por MORALES e HASUI (2001) para a região sudeste.

Não é possível caracterizar os produtos associados ao quadro mais antigo, pois não foram reconhecidas coberturas que possam ser relacionadas aos quadros de quebra continental e abertura do Oceano Atlântico, tendo sido caracterizadas apenas as falhas que poderiam estar associadas a este evento.

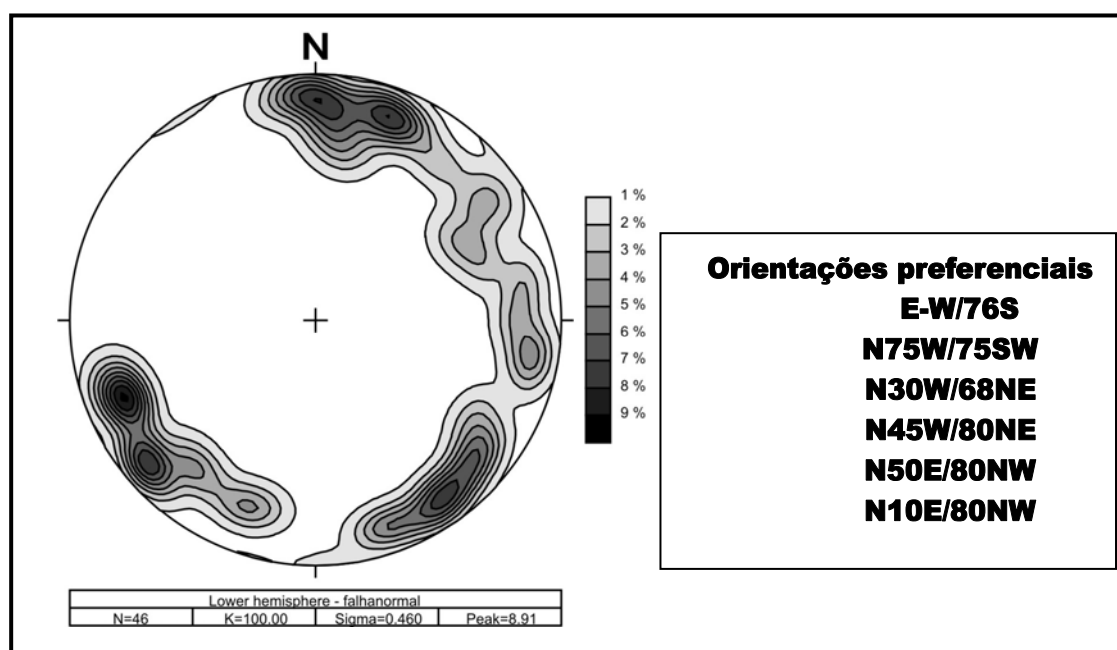


Figura 4.9 - Diagrama de freqüências das falhas normais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

Com isso, podemos deduzir que as falhas normais mapeadas na área de estudo, controlam nítidos desníveis topográficos, podendo estar relacionadas a um regime tectônico mais antigo, da ruptura continental e abertura do oceano Atlântico como também em parte está relacionadas a fases de reativações de estruturas já existentes ou mesmo desenvolvendo estruturas neoformadas dentro de um quadro mais jovem.

Associada a estas feições foi reconhecida uma única falha inversa, de menor escala, causando perturbações visíveis somente nas rochas basálticas da Formação Serra Geral, apresentando direção para NW-SE, com mergulho em torno de 50°.

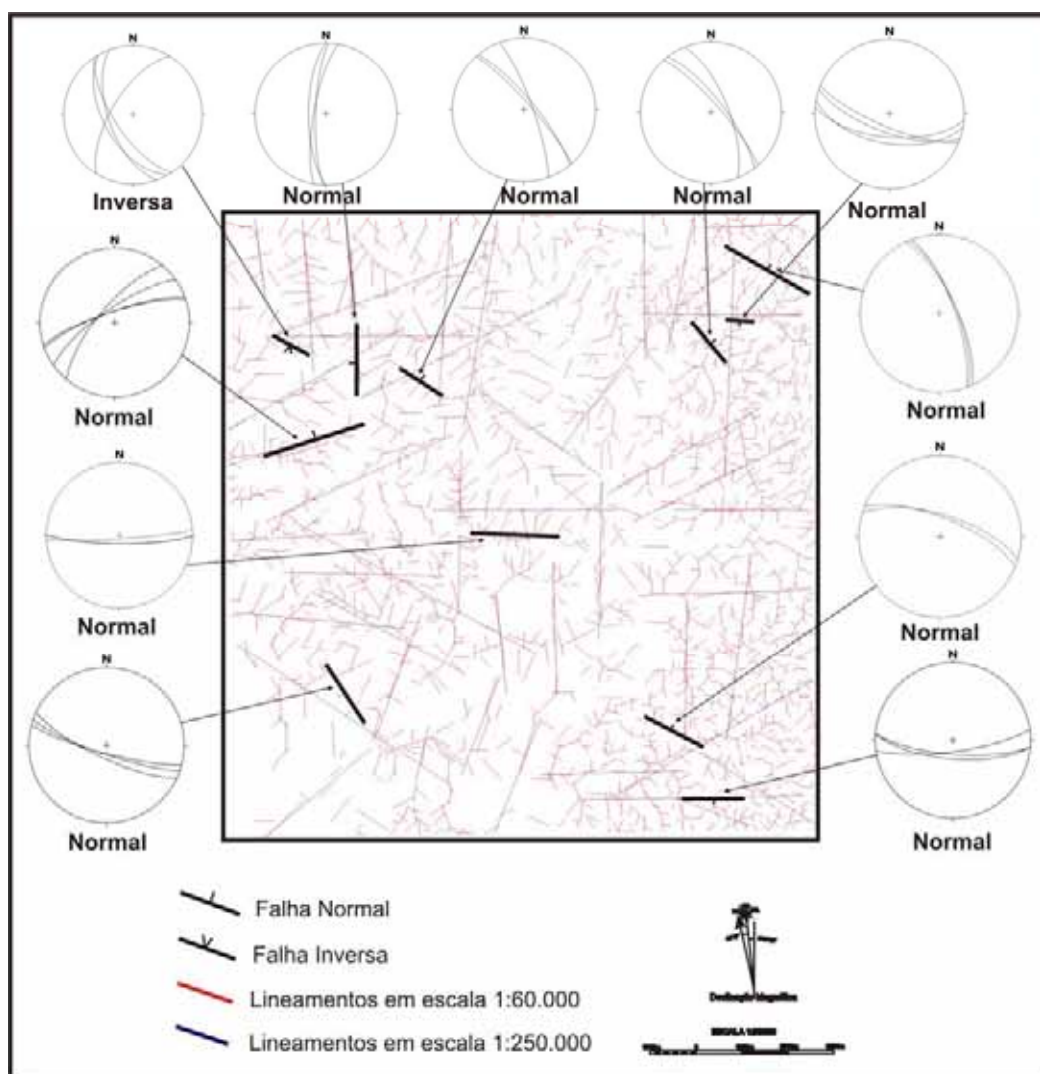


Figura 4.10: Distribuição das falhas normais e inversa e de lineamentos regionais e de detalhe (1:60.000 e 1:250.000), na Alta Mogiana Paulista.

4.3.2 – Falhas Transcorrentes Dextrais e Sinistrais

As falhas transcorrentes dextrais são marcadas na área de estudo por mergulhos de alto ângulo dos planos das falhas, onde as mesmas se destacam na porção central da mesma. Apresentam orientações gerais E-W, com estrias indicativas de movimento subhorizontais. As orientações preferenciais reconhecidas foram E-W/75S, N35E/80SE, N15W/80NE, N70W/70NE, N80E/80NW (Figura 4.11). As mesmas orientam serras, sustentam altas escarpas, além de marcarem importantes alinhamentos de drenagem na porção sul da área. As falhas transcorrentes sinistrais ocorrem distribuídas por toda área mapeada, apresentam direções gerais entre N e NNE (Figura 4.12). Esta distribuição geral associa-se também às falhas normais descritas anteriormente. No quadro de eixos de tensão decorrente destas falhas, poderiam ser ajustadas a uma orientação de eixo principal σ_1 próximo a NW/SE horizontal, σ_3 orientado para NE/horizontal e σ_2 na vertical. Este arranjo enquadra-se no modelo proposto para a região sudeste por HASUI (1990), podendo então estar ajustado ao regime neotectônico. A associação local com falhas normais NW-SE pode marcar situação local de transtensão, dentro do regime neotectônico e do modelo de distribuição de tensões e de partição de deformação, relacionada à orientação dos planos de falha em relação aos eixos principais do elipsóide de esforços.

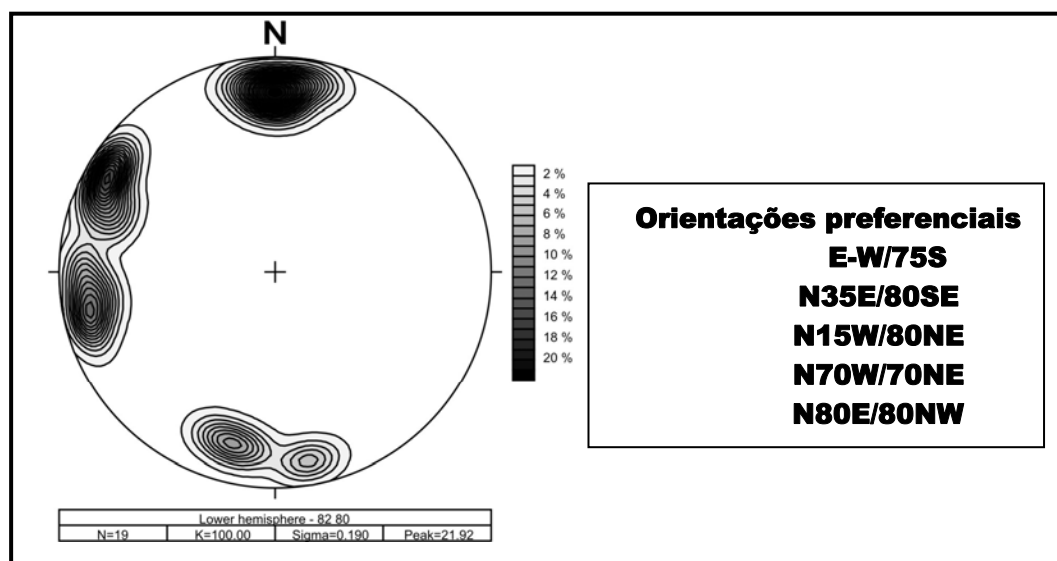


Figura 4.11: Diagrama de freqüências das falhas transcorrentes dextrais e sinistrais da área de estudo, indicando as principais famílias e suas orientações preferenciais (projeção no hemisfério inferior).

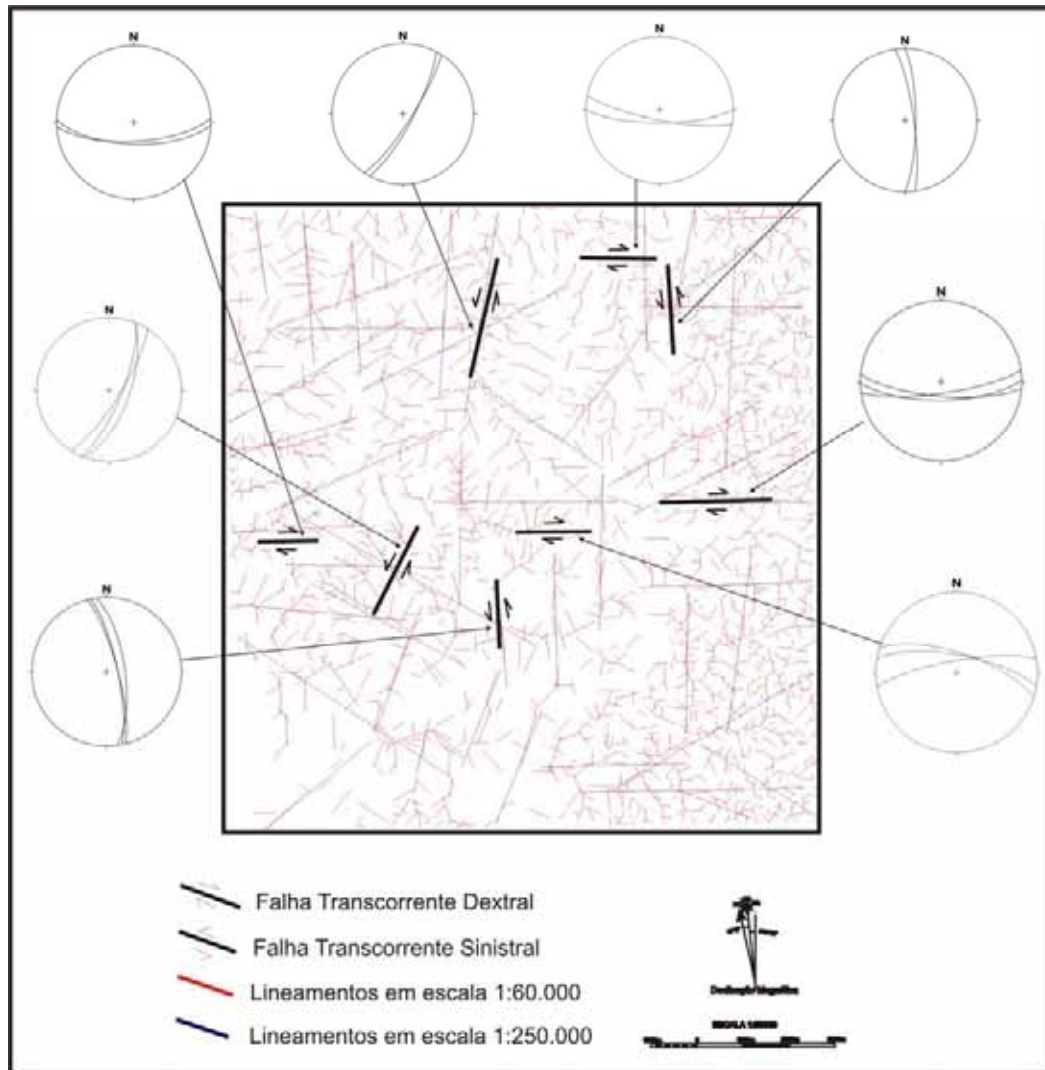


Figura 4.12 - Distribuição das falhas transcorrentes dextrais, sinistrais e de lineamentos regionais e de detalhe (1:60.000 e 1:250.000), na Alta Mogiana Paulista.

V - MORFOTECTÔNICA

5.1 - MORFOESTRUTURA E MORFOTECTÔNICA

GERASIMOV e MESCHERICOV (1968) e MESCHERICOV (1968), baseados nos preceitos de GERASIMOV (1946, *apud* GERASIMOV e MESCHERICOV, 1968) e PENK (1953), introduziram o termo *morfoestrutura* como unidades de relevo geradas pela combinação de atividade tectônica, predominante, e de clima, tais como, bacias sedimentares, cadeias orogênicas e plataforma, e o termo *morfoescultura* como o modelado ou formas menores geradas sobre uma ou várias estruturas, dominando a ação exógena. Consideram os terraços, as superfícies de aplainamento e os depósitos correlativos importantes ferramentas para a análise morfoestrutural, uma vez que diferentes morfoestruturas desenvolvem-se em períodos alternantes de soerguimento e estabilização, produzindo dissecação e superfícies de aplainamento regionais, respectivamente.

DEMEK (1976) propôs uma classificação de morfoesculturas em três tipos de unidades de relevo, da menor para a maior, sendo: superfícies geneticamente homogêneas (planícies), formas de relevo (colinas) e tipos de relevo (conjunto de formas).

STEWART e HANCOCK (1994) distinguem relevo primário, caracterizado pelo deslocamento de superfície, e secundário, formado por um conjunto de feições geomorfológicas deformadas, deslocadas, modificadas ou preservadas em atividade tectônica subsequente. Formas estruturais desenvolvem-se por erosão, encontram-se sob forte controle da estrutura subjacente, enquanto formas tectônicas resultam de movimentos crustais (COTTON, 1968; GERASIMOV e MESCHERIKOV, 1968).

Vales lineares, escarpas de falha, deslocamento de colinas (*shutter ridges*), deslocamento de canais (*offset*), deslocamento de canais em ângulo, decapitação de drenagem (*beheaded streams*), depressões locais (*sag ponds*) e blocos soerguidos (*pressure ridges*) constituem as principais formas de relevo ligadas à atividade morfotectônica ou neotectônica associadas a falhamentos transcorrentes (SYLVESTER, 1988; SUMMERFIELD, 1991; KELLER e PINTER, 1996).

Feições topográficas associadas a falhas normais incluem frentes de montanhas lineares e íngremes, escarpas de falhas, *horsts* e *grabens*, escarpamentos, em escala local, e sistemas de cadeias oceânicas e *rifts valley*, em

escala regional (KELLER e PINTER, 1996). Facetas triangulares são produtos de deslocamento vertical por falha normal ativa e a incisão da drenagem (COTTON, 1968; STEWART e HANCOCK, 1990).

5.2 – ANÁLISE DA DRENAGEM (*Catachments*)

O traçado sistemático geral da rede de drenagem, segundo SOARES & FIORI (1976), pode fornecer informações importantes quanto à estrutura geológica da área analisada e variações no estilo estrutural. Em uma análise de detalhe na rede hidrográfica é necessário num primeiro momento, a caracterização da drenagem (*catachments*), em termos de tipos de canais, padrões de drenagem, detecção de anomalias e, seguido posteriormente de uma análise estrutural propriamente dita.

Entende-se como padrão de drenagem o arranjo apresentado pelos diversos canais para compor a bacia de drenagem, a caracterização dos padrões de drenagem na área de estudo também representa uma etapa importante na caracterização da drenagem (BEZERRA, 2003), pois, quando ocorrem mudanças bruscas no padrão da drenagem de um tipo para outro, algum controle geológico, tanto estrutural quanto litológico pode evidenciar a ocorrência.

Ao longo do tempo, inúmeras classificações surgiram no sentido de configurar os padrões de drenagem, e conceituá-los tanto em conotações genéticas quanto puramente descritivas. Dentre estas classificações podemos citar como pioneiro, o trabalho de ZERNITZ (1932).

O trabalho citado anteriormente, considera e identifica seis padrões de drenagem básicos, sendo eles: Dendrítico, Paralelo, Trelça, Retangular, Radial e Anelar, e considera também que esses padrões básicos poderiam apresentar variações em suas propriedades, lançando primeiramente o conceito de padrões básicos modificados.

Posteriormente, outras classificações também foram propostas no ato de sistematizar ainda mais a classificação e identificação de padrões de drenagem, com isso surge o trabalho de HOWARD (1967), que utiliza da classificação de ZERNITZ (1932) e acrescenta mais dois padrões básicos de drenagem, sendo eles: Multi-Basinal e Contorcido, além de apresentar também os padrões básicos modificados.

DEFFONTAINES e CHOROWICZ (1991) apresentam o chamado catálogo relevante, onde caracterizam amplamente os padrões de drenagem, tanto nos

padrões básicos quanto os padrões modificados, sistematizados na morfologia e nas principais causas de ocorrência, e as conclusões atingidas refere-se que, a classificação da drenagem deve por natureza, ser genética, admite ser necessário encontrar relacionamentos entre diferentes padrões de modo a entender a evolução da drenagem nas devidas áreas de estudo.

Vale lembrar que através da classificação estabelecida pelo catálogo relevante, neste trabalho, serão abordadas ambas as conceituações, seja dos padrões básicos, seja dos padrões modificados. A caracterização geral dos padrões de drenagem da área de estudo se baseia na classificação de HOWARD (1967), sendo os padrões básicos e modificados de drenagem apresentam-se sistematizados respectivamente, na Figura 5.1 A e B, tanto em padrões morfológicos quanto em padrões interpretativos.

5.2.1 – A Rede de Drenagem da Alta Mogiana Paulista

As principais bacias de drenagem presentes na área correspondem a dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim, que caminham no rumo NW e deságuam no rio Grande. Essas bacias apresentam um padrão de drenagem, baseado em HOWARD (1967) variando de dendrítico à sub-dendrítico, com alguns canais de caráter retilíneos, sendo encaixados em fraturas expressivas na área de estudo, onde os mesmos são direcionados por estruturas N-S, NW-SE e NE-SW.

Na região das *cuestas*, o padrão pinado de drenagem é comum no front das mesmas, alguns destes segmentos também se encontram balizados por estruturas retilíneas alinhadas segundo a direção E-W. Como a região se encontra em domínios de relevo de *cuestas*, ocorrem rios consequentes e obsequentes.

Estas drenagens que se encontram na região das *cuestas* são responsáveis pelos processos de dissecação e festonamento das mesmas, gerando feições do tipo “*percées*”. A rede de drenagem (Figura 5.2) apresenta então, densidade média, com alta angularidade na área das *cuestas*, além da ocorrência de inúmeros cotovelos nas drenagens, indicando mudança de 90° no curso das mesmas.

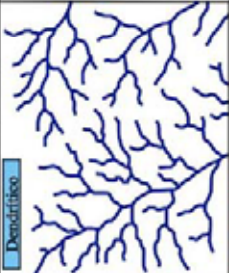
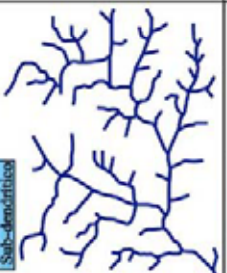
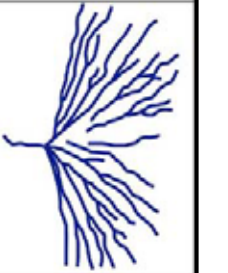
PADRÃO BÁSICO E MODIFICADO	INTERPRETAÇÕES	PADRÃO BÁSICO E MODIFICADO	INTERPRETAÇÕES
 Dendrítico	Substrato com resistência uniforme. Sedimentos horizontais ou oblíquos. Rochas cristalinas com declive regional suave.	 Paralela	Áreas de declive moderado a forte, e substrato resistentes.
 Sub-dendrítico	Controle estrutural secundário dado por uma adaptação de um padrão dendrítico inicial, em controle estrutural incipiente, ou pelo encaixamento progressivo da drenagem sobre uma cobertura sedimentar, que passa a sofrer influência do embasamento.	 Sub-paralela	Área com brando controle estrutural dado por extratos deformados e de resistência à erosão relativamente uniforme.
 Pluvial	Padrão de textura fina, indicando substrato facilmente erodível.	 Colinear	Formado por canais paralelos intermitentes que indicam área de "loess" e cristas arenosas.
 Anastomótica	Áreas de deposição: planícies aluvionares, deltas e planícies de maré.	 Retangular	Áreas de juntas e/ou falhas em ângulos retos.
 Distribuído	Área de deposição: leques aluviais e deltas.	 Angular	Área de juntas e/ou falhas com ângulos variados e áreas com superposição de padrões de fratura.

Figura 5.1A: Esboço morfológico e interpretações dos padrões de drenagem (HOWARD, 1967, compilado por FERREIRA, 2001 e extraído de MORALES, 2005).

PADRÃO BÁSICO E MODIFICADO	INTERPRETAÇÕES	PADRÃO BÁSICO E MODIFICADO	INTERPRETAÇÕES
Trellis 	Áreas de rochas dobradas ou com mergulhos bem marcados, rochas vulcânicas ou metassedimentares. - Áreas de fraturas paralelas. - Áreas de relevos alongados e paralelos. Os tributários maiores indicam a direção do mergulho das camadas	Radial 	Áreas dômicas e vulcânicas e de relevos residuais.
Trellis Direcional 	Associam-se a rochas sedimentares inclinadas (homoclinais suaves) e áreas com escostas suaves e assimétricas.	Centripetal 	Associam-se a crateras, caldeiras vulcânicas e depressões cársticas.
Trellis Recurvada 	Áreas de ápice de dobras com mergulho.	Angular 	Indicam domos, stocks e altos topográficos
Trellis de Falha 	- Áreas de falhas paralelas irregulares, convergentes e divergentes. - Frequente em áreas de Grabens e Horsts alternados, sucessão de <i>riffs</i> paralelos.	Contorcido 	- Áreas de rochas metamórficas quebradas ou grosseiramente acamadas. - Indica ocorrência de diques, veias e bandas de migmatitos mais resistentes. - Os tributários mais longos de correntes subsequentes curvados indicam o mergulho de camadas metamórficas e permitem a distinção entre anticlinal e sinclinal.
Trellis de Junta 	Associam-se a falhas e/ou juntas retineas e paralelas	Multi-Basinal 	Associam-se a depósitos superficiais, áreas vulcânicas recentes, áreas de dissolução calcárias, a planícies costeiras e deltas.

Figura 5.1B: Esboço morfológico e interpretações dos padrões de drenagem (HOWARD, 1967, compilado por FERREIRA, 2001 e extraído de MORALES, 2005)

Os rios Pardo e Sapucaí-Mirim apresentam trechos meandranes e trechos retilíneos, ora desenvolvendo extensas planícies de inundações, ora encaixados em fraturas com escarpamento nas margens. Observa-se padrões circulares em alguns locais, indicando a presença de estruturas circulares, tais como morros testemunhos e serras isoladas.

A porção sul da área apresenta menor densidade de drenagem, pois o padrão de fraturamento é baixo, como observado no capítulo anterior. Há pequenas ocorrências de treliças e canais retilíneos, como ocorre com os afluentes do rio Pardo, o rio Araraquara e o Córrego Humaitá, que percorrem extensos trechos em uma única direção.

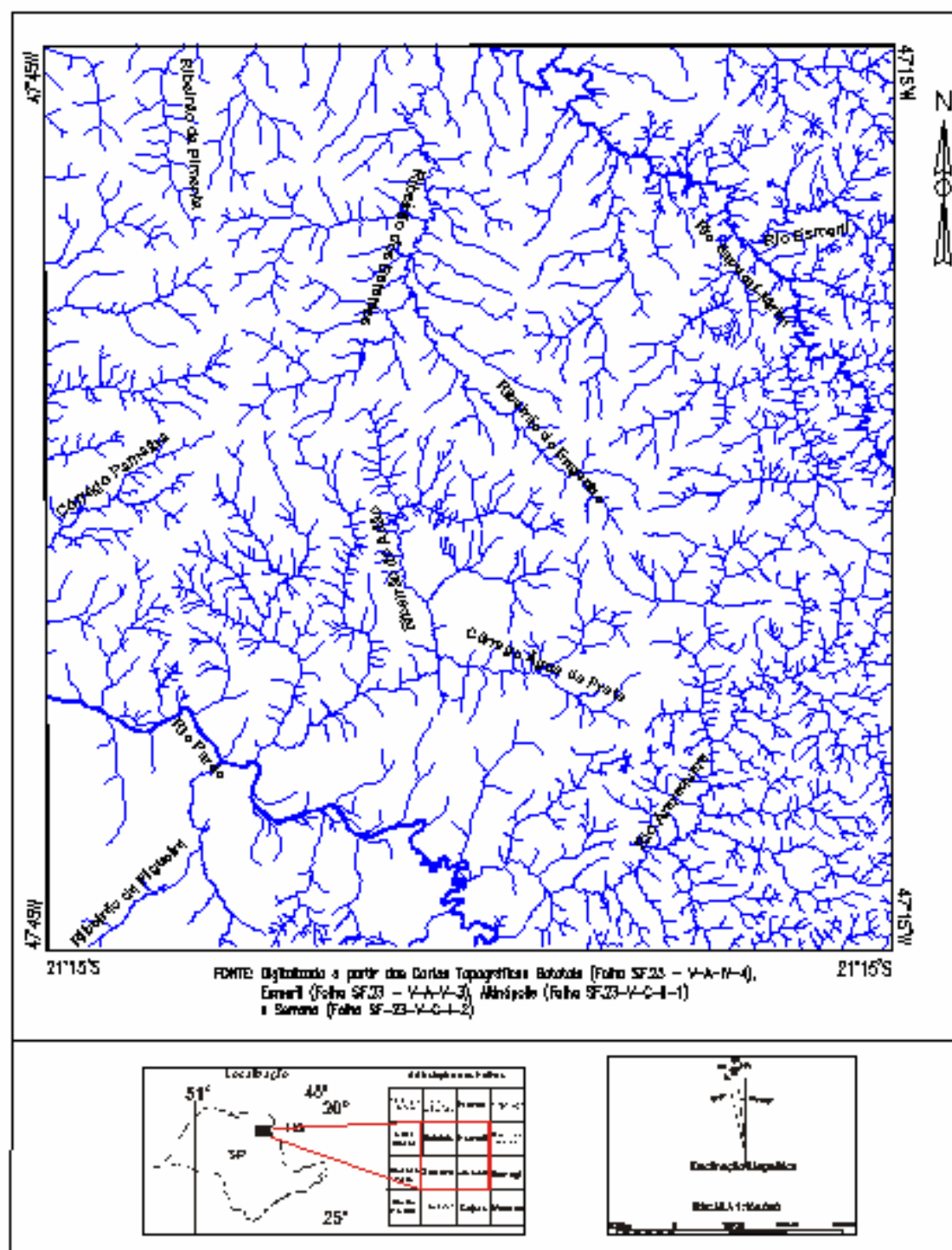
Nos altos cursos dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim desenvolvem-se extensas planícies aluvionares, ao longo das quais ocorrem antigos terraços controlados por sedimentos inconsolidados arenosos. Algumas das drenagens presentes na área de estudo estão encaixadas em profundos fraturamentos e desenvolvem feições erosivas escarpadas como ocorre na região da Serra do Major Claudiano, onde o rio Sapucaí-Mirim percorre um trecho encaixado em um cânion.

Em resumo, a Alta Mogiana Paulista apresenta um padrão de drenagem dendrítico com algumas variações específicas decorrentes das mudanças litológicas e estruturais em alguns setores. A densidade da drenagem aumenta consideravelmente na região das cuestas e junto aos *sills* de rochas básicas que intercalados no pacote de sedimentos mesozóicos.

5.3 – QUADRO MORFOESTRUTURAL

A análise do relevo associada ao desenvolvimento das coberturas superficiais e as estruturas, tais como juntas, fraturas e falhas foram os elementos de análise abordados para o estudo de quadro morfoestrutural na Alta Mogiana Paulista.

De acordo com SOARES & FIORI (1976) os elementos fundamentais na análise do relevo para interpretação geológica são as rupturas de declive, pois estas rupturas definem os elementos texturais do relevo, enquanto para STEWART e HANCOCK (1994), *landforms* ou paisagens, ou ainda relevos tectônicos expressam um amplo espectro de feições topográficas que podem ser empregadas como indicadores de estilo, magnitude, e da recorrência do movimento tectônico.



A análise das evidências de atividade tectônica no relevo é baseada nos métodos da Geomorfologia Tectônica (MORISAWA e HACK, 1985; WALLACE 1986; PANIZZA et al., 1987; SUMMERFIELD, 1991).

Segundo STEWART & HANCOCK (1994), as paisagens tectônicas podem ser classificadas em: paisagens tectônicas primárias e paisagens tectônicas secundárias. As primárias são aquelas formadas como um resultado direto do deslocamento da superfície e, as secundárias são aquelas decorrentes de uma série de fenômenos geomorfológicos que, posterior a um primeiro deslocamento, foram deslocadas novamente, modificados ou preservados pela atividade tectônica subsequente.

Partindo da análise de elementos estruturais, tais como fraturas e falhas, conhecendo os padrões e direções gerais destas famílias de feições estruturais, podemos afirmar que na porção central da área de estudo, ocorre um grande feixe de lineamentos de direção E-W, tendo como elementos morfológicos, as serras das Araras, Serra de Furnas e as *cuestas* marcando o limite entre as bacias dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim.

O conjunto de falhas normais que ocorre na porção norte da área, apresenta direções NE-SW e NNE-SSW, estas falhas deformam o planalto basáltico, além de controlar a drenagem em praticamente toda porção nordeste da área.

A presença do relevo de *cuestas* na direção E-W indicam a atuação de uma tectônica transcorrente, seguida por basculamentos de blocos, tanto para NE, quanto para SW, pois a bacia do rio Sapucaí-Mirim se desenvolve segundo esta direção NE, na qual as drenagens assumem também esta direção (Figura 5.3).

Um conjunto de falhas transcorrentes sinistrais de direção geral N-S e NNE-SSW, controla escarpas de falhas com pequenos vales suspensos na região do ribeirão dos Batataes. Na porção sul, estas falhas estão encobertas por aluviões, sendo de difícil observação as feições típicas destas falhas.

5.4 – QUADRO MORFOTECTÔNICO

A análise morfotectônica na Alta Mogiana Paulista foi desenvolvida a partir de informações sobre as feições da rede de drenagem, as unidades de relevo presentes na área, nas formas de ocorrências das coberturas sedimentares, além é claro, do papel tectônico no controle das estruturas.

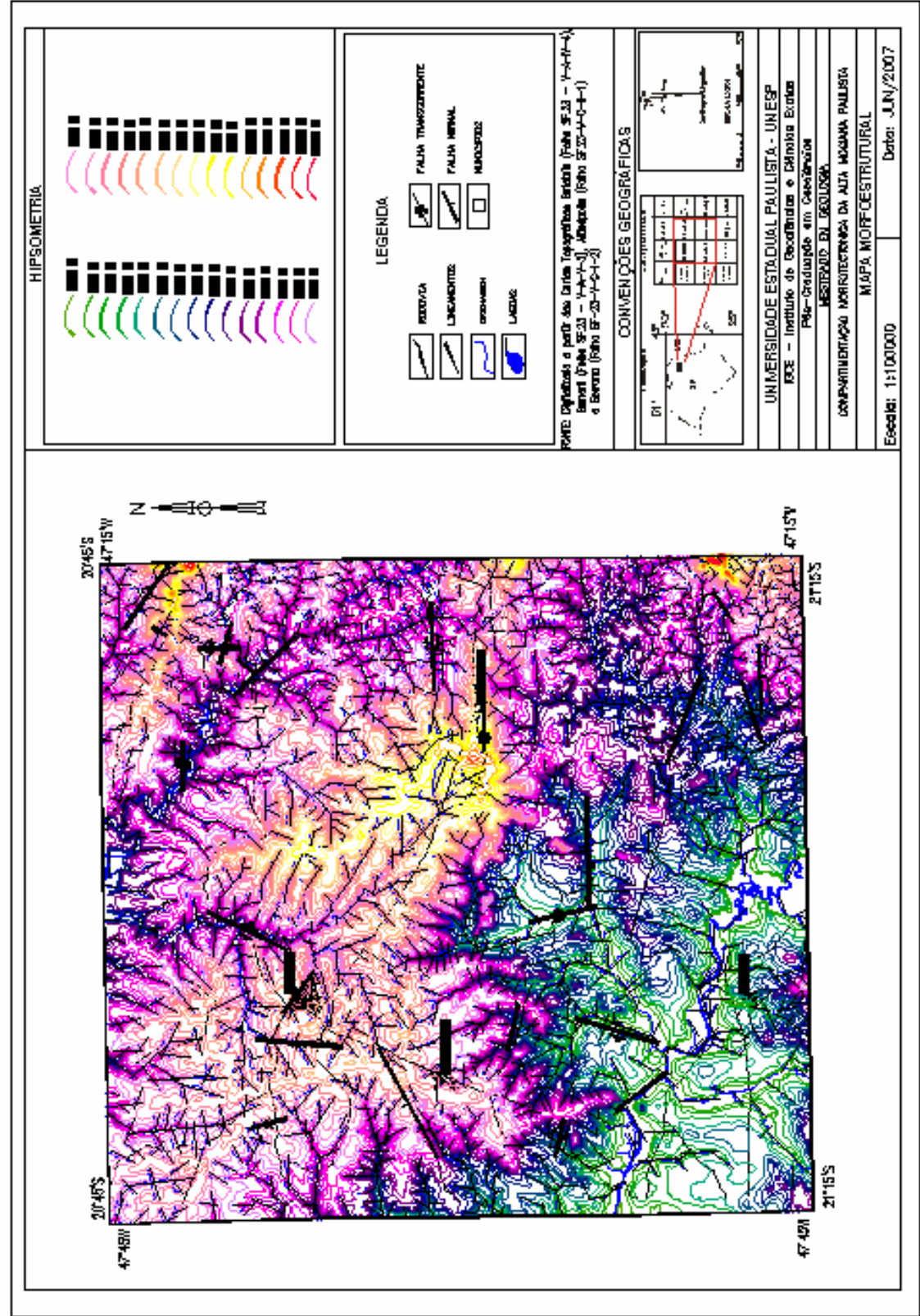


Figura 3.3 - Mapa Morfoestrutural da Alta Mogiana Paulista

As feições da rede de drenagem são observadas através das anomalias, capturas e rearranjo da mesma, sendo ferramentas indicativas de reativações de falhamentos pré-existent e configuração da rede. As unidades de relevo são feições resultantes do arranjo estrutural da área com as taxas de erosão que modelam a superfície, pois a observação destas unidades nos permite agrupá-las ao arranjo dos blocos, assumindo feições relacionadas a estes compartimentos (Figura 5.4).

A formação de coberturas sedimentares nas porções mais elevadas do relevo está relacionada com o arranjo estrutural que condicionou através da neotectônica o local de deposição destas litologias, e elas também trazem expressas em seus registros, indícios de fases de aplainamentos e tectônica,, numa análise morfotectônica evolutiva.

Por fim, o papel da tectônica através de seus elementos expressos no modelado, estrutura e condiciona uma série de fatores relacionados com as fases de evolução da superfície e do arranjo das morfoestruturas.

5.4.1 – Capturas de Drenagem

Segundo BISHOP (1982) a tectônica de placas e a evolução associada de margens passivas forneceram novos subsídios para a evolução de paisagens de longo termo e para a reconstituição da história da drenagem, constituindo importante causa de rearranjo de drenagem em macroescala. Segundo o próprio autor, tal concepção reacendeu o interesse em estudos de evolução da paisagem em macroescala e de evolução da drenagem com ênfase nos processos de captura de rios. Apesar do crescente interesse, a definição precisa dos processos de rearranjo de drenagem permanece ainda pobremente mostrada, e os processos de captura de drenagem continuam a ser frequentemente invocados sem qualquer consideração aparente dos processos pelos quais tais capturas ocorrem.

O rearranjo da drenagem consiste na transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio para outro, ocorrendo em escala de detalhe a regional, e afetando as quantidades e a proveniência de sedimentos transportados pelos rios, o que implica em impactos significativos em sua biota terrestre e aquática, pois se as populações são fisicamente separadas pelo rearranjo da drenagem, a separação genética entre as populações resultantes aumenta com o tempo BISHOP (1995).

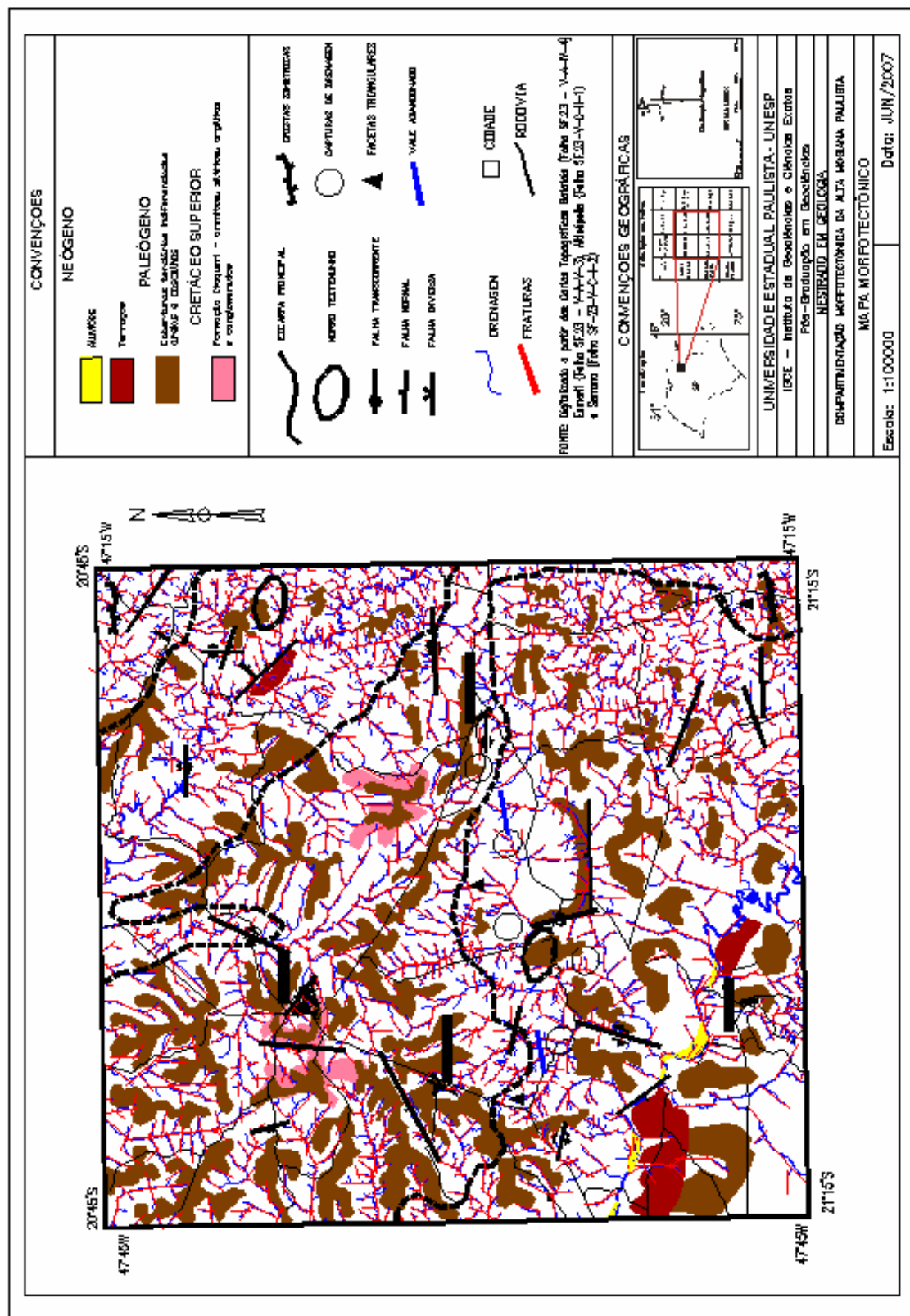


Figura 5.4 - Mapa morfotectônico da Alta Mogiana Paulista

Existem três formas de rearranjo de drenagem denominadas de captura (*piracy*), desvio (*diversion*) e decaptação (*beheading*), sendo importante distinguir, em todas, entre rearranjo de áreas de nascente e rearranjo de linhas de drenagem. As evidências de rearranjo de drenagem podem ser geológicas (por exemplo sedimentos fluviais) ou morfológicas (*elbows* de captura e *wind gaps* etc.) (BISHOP, 1982).

5.4.1.1 – Rearranjo da Drenagem na Alta Mogiana Paulista

Dentre as principais feições no quadro da drenagem na área de estudo, são identificadas decaptação de canais, cursos capturados, vales abandonados, cotovelos de capturas, além de faixas de meandros abandonados e forte incisão de canais sobre as planícies aluviais.

Destas feições, importantes alinhamentos de cotovelos nas direções N-S e E-W ocorrem relacionados com eminentes capturas orientadas segundo a direção NW-SE. A bacia do rio Pardo apresenta importantes alinhamentos controlados pelas direções NW-SE e N-S, truncando canais orientados segundo NE-SW. O padrão das drenagens no extremo sul da área é dendrítico, enquanto que nas porções superiores do domínio sul, o padrão observado é retilíneo segundo a direção N-S (Figura 5.5).

O rio Sapucaí-Mirim exibe uma orientação geral segundo a direção NW-SE, mas apresenta também canais orientados segundo NE-SW e E-W, estes canais desviam seu curso ao deparar com estruturas segundo estas direções, alterando seu curso em decorrência desta deformação.

O rearranjo estrutural na região da Alta Mogiana Paulista proporcionou a reorganização da rede de drenagem, gerando anomalias com direções gerais N-S e E-W, além de modificações em canais de direção NE e NW. Os cotovelos N-S e E-W delimitam os blocos abatidos e soerguidos relacionados com os abatimentos na bacia do rio Pardo e conseqüentemente, na bacia do rio Sapucaí-Mirim (Figura 5.6).

Na borda da bacia, as drenagens são controladas por extensos alinhamentos de direção NW, fortes capturas ocorrem na porção central da área de estudo com direções NE e E-W, enquanto na porção norte e no sul, as ocorrências de capturas e anomalias de drenagem são mais expressivas.

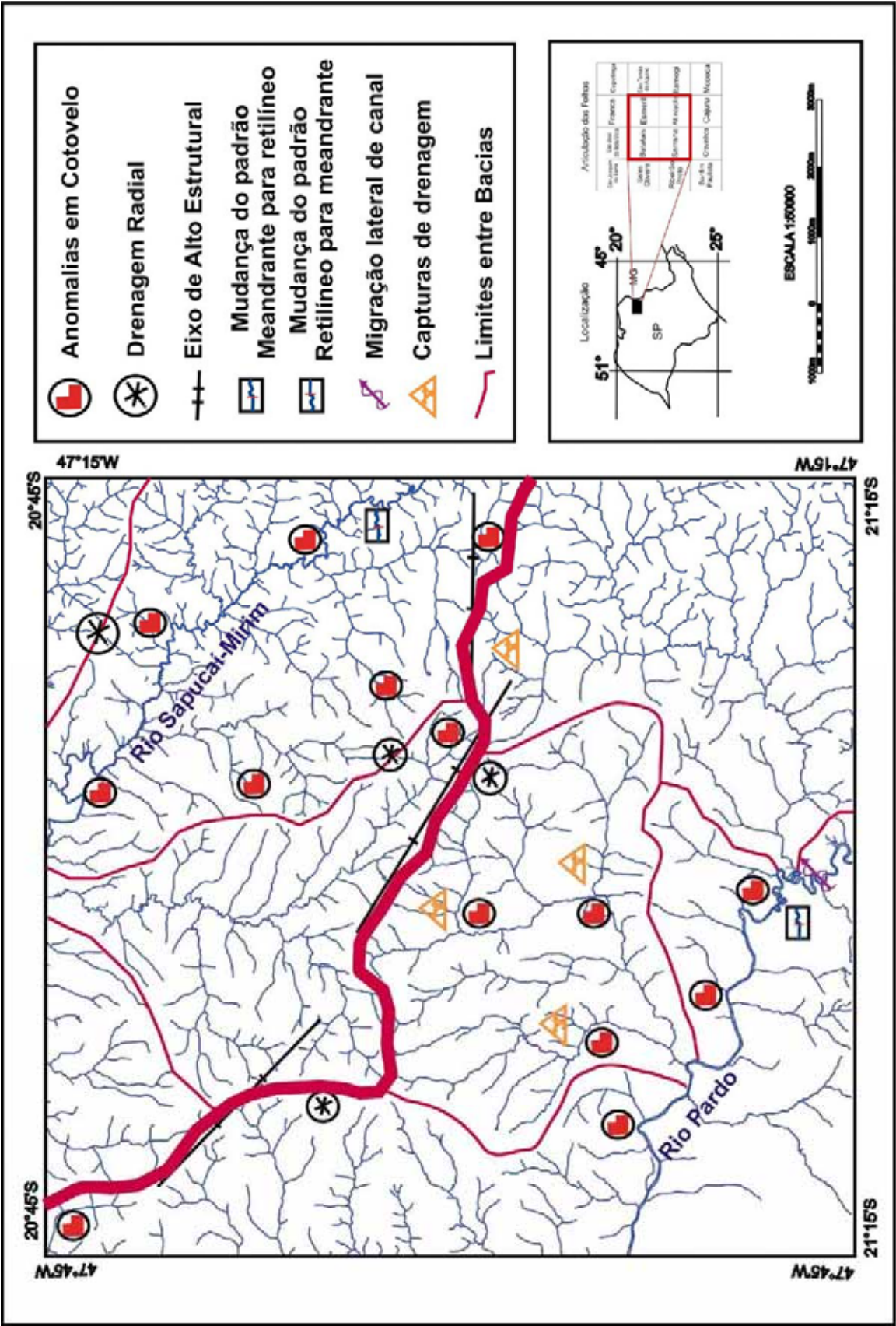


Figura 5.5: Feições de rearranjo da drenagem na Alta Mogiana Paulista

A formação dos planaltos, morros isolados e serras alongadas estão relacionados com o regime neotectônico que sucedeu ao regime distensivo anterior, gerando falhamentos transcorrentes e posteriores abatimentos com basculamentos de blocos mergulhando rumo à calha dos principais rios.

Com a implantação deste novo regime tectônico, houve desnivelamentos da superfície Sul-Americana e rearranjo da drenagem. O alinhamento da Serra das Araras representa o mais importante divisor de águas na área em questão, com direção E-W, controlada por falhas transcorrentes dextrais E-W, separando as bacias dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim.

A calha do rio Sapucaí-Mirim apresenta feições típicas de abatimento causado por falhamentos normais de direção NW e NE em alguns trechos e em outros há evidências de falhas transcorrentes E-W, desviando a direção geral NW. O rio Pardo é um rio bastante dinâmico com segmentos formando extensas áreas de inundação próximas as suas margens, e em alguns locais apresenta feições típicas de uma tectônica distensiva gerando pequenos abatimentos e concentração de sedimentos cenozóicos.

As escarpas apresentam pequenas feições típicas de movimentação por falhas, tais como facetas triangulares, apresentando evidências de falhas normais de direção NE-SW, tais como na Serra de Furnas e próximo ao rio Esmeril. Na porção central da área, as escarpas apresentam marcante festonamento, devido ao grau de dissecação ser bastante evoluído, com direções E-W e NE sustentadas por altas escarpas no arenito Botucatu.

5.5 – COMPARTIMENTOS MORFOTECTÔNICOS

Através da análise do relevo, da drenagem e pela observação da hipsometria (Figura 5.3) em conjunto com o padrão de fraturamento a área de estudo foi compartimentada em três grandes domínios, sendo: Compartimento Planáltico ou dos Caiapós, Compartimento das Escarpas ou dos Xavantes e Compartimento das Colinas ou dos Baetatás (Figura 5.6).

A associação indígena aos nomes dos compartimentos se dá pelo fato da região apresentar inúmeros acidentes geográficos com a designação dos primeiros habitantes da região, daí a associação a este estudo em homenagem às raízes da Alta Mogiana Paulista.

O Compartimento Planáltico ou dos Caiapós é formado por serras e planaltos com topos aplainados entre as cotas de 900 e 1100 metros de altitude. Dentre eles podemos citar: a Serra das Araras, Planalto dos Altos Campos dos Batataes e o Planalto de Cajuru, no extremo sudeste da área de estudo (Figura 5.7).

O Compartimento das Escarpas ou dos Xavantes ocorre como faixa de transição entre os domínios planálticos e os domínios colinosos. As escarpas se apresentam de forma festonada, com alto grau de dissecação, podendo às vezes, estar associadas a escarpas de falhas (facetas triangulares) e se encontram entre as cotas de 780 e 900 metros de altitude.

O Compartimento das Colinas ou dos Baetatás é o nível geomorfológico mais baixo da área de estudo, ocorrem entre as altitudes de 500 e 750 metros, e apresenta um desnível com as cotas mais altas, em torno de 350 metros. Abrange grande parte da bacia do rio Pardo e parte da bacia do rio Sapucaí-Mirim.

5.5.1 – Compartimento Planáltico ou dos Caiapós

Este compartimento corresponde ao reverso das cuevas e também à ocorrência do *sill* de Cajuru, no extremo sudeste da área, cujos limites são as escarpas de direções gerais NNW-SSE e E-W. Abrangem a região do Planalto dos Altos Campos dos Batataes e do Planalto de Cajuru.

As principais unidades de relevo presentes neste compartimento são: colinas amplas, colinas médias e mesas basálticas desenvolvidas sobre substrato basáltico da Formação Serra Geral e do *Sill* de Cajuru recobertos por coberturas cenozóicas acima das altitudes de 900 metros. Apresentam uma rede de drenagem de padrão dendrítico com pequenas variações por padrões circulares nas porções sudeste da área de estudo.

Os morros testemunhos também fazem parte deste compartimento, pois ocorrem em altitudes correlatas com estas áreas planálticas. Eles são sustentados por rochas areníticas da Formação Botucatu e capeadas por basaltos da Formação Serra Geral.

As serras alongadas apresentam a mesma gênese geológica, podendo também ser enquadradas neste compartimento, pois ocorrem na porção nordeste da área alinhadas segundo a direção E-W e sustentadas também pelos basaltos da

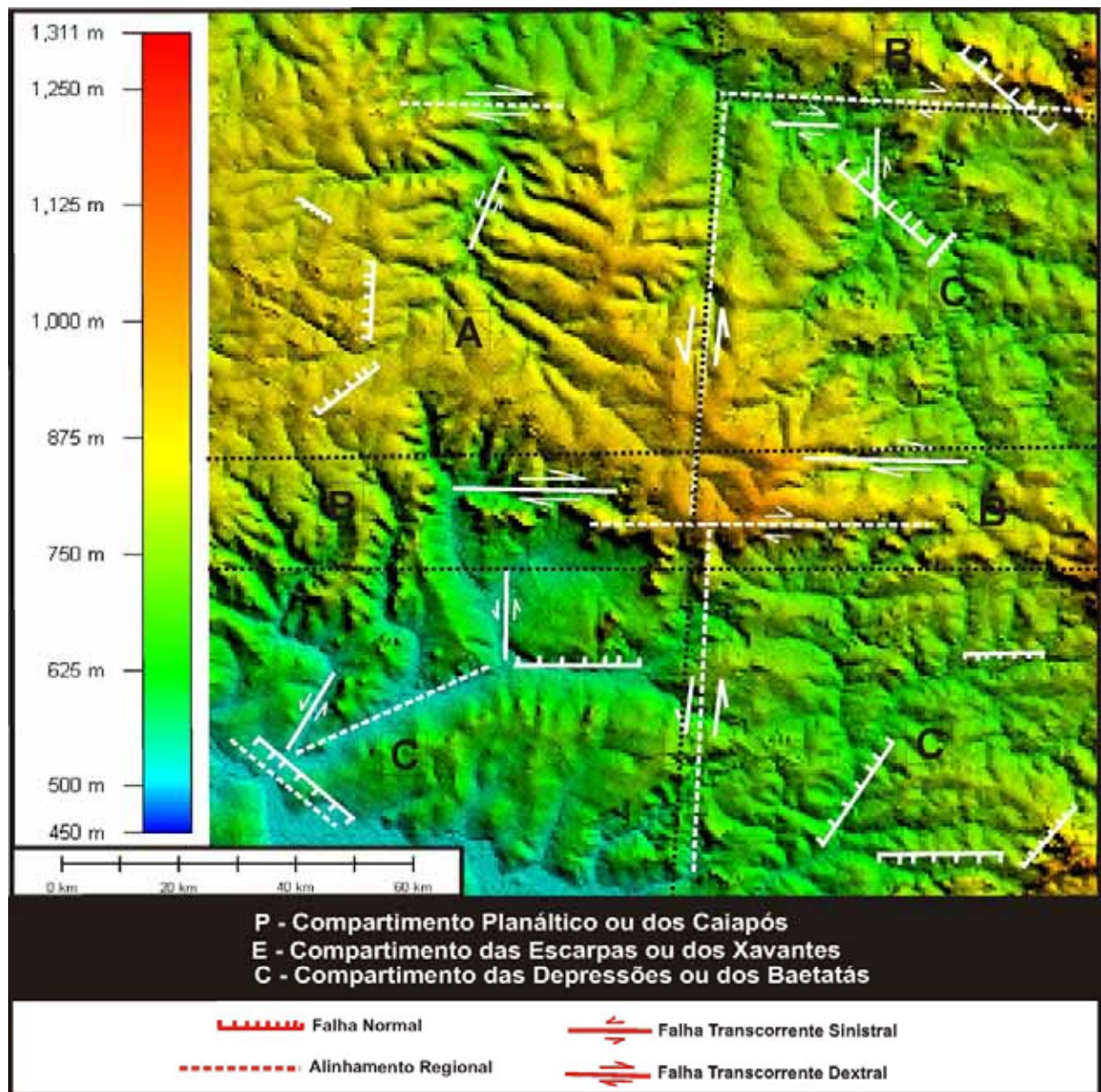


Figura 5.6: Modelo Digital exibindo as falhas que controlam os compartimentos morfotectônicos da Alta Mogiana Paulista

Formação Serra Geral. Estas feições são nítidas na Serra de Furnas, Serra da Laje e na Serra do Major Claudiano (Figura 5.8).

O trecho superior do rio Sapucaí-Mirim apresenta direção geral NW, mas alguns trechos assumem a direção NS, exatamente ao se deparar com trechos fraturados nesta direção, com isso, a interpretação morfotectônica neste compartimento, refere-se à instalação desta drenagem com direção NW-SE numa fase de tectônica mesozóica e posteriormente, alguns segmentos foram capturados,

assumindo então, as direções N-S e E-W, provavelmente relacionados à falhas transcorrentes sinistrais reativados numa fase neotectônica.

5.5.2 – Compartimento das Escarpas ou dos Xavantes

Como foi dito anteriormente, compreende a faixa de transição entre as porções mais elevadas e as mais rebaixadas da área de estudo. Geralmente, devido ao alto grau de dissecação, nas escarpas afloram arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral. Apresentam orientação geral E-W e NW-SE.

Estão entre as cotas topográficas de 750 e 900 metros, com a linha de quebra atingindo altitudes de até 100 metros, como na região do Morro do Seladinho, a N da cidade de Serrana. No sopé das escarpas ocorrem rampas de colúvio, formadas por materiais de composição sedimentar diversa.

Ocorrem facetas triangulares na região da Serra da Laje no extremo sudeste da área. As escarpas nesta região podem ser divididas em: escarpas principais, escarpas intermediárias e escarpas festonadas. Na bacia do rio Sapucaí-Mirim, as escarpas que bordejam o seu leito em alguns trechos apresentam caráter de transição com relação às escarpas mais elevadas voltadas para a bacia do rio Pardo.

Através de interpretações morfotectônicas, o regime tectônico responsável por esta estruturação e conseqüente padrão de fraturamento, relaciona-se a falhas transcorrentes de direção E-W, responsáveis diretos pela sustentação das cuestas, de serras isoladas e de morros testemunhos na Alta Mogiana Paulista.

Vários morros testemunhos aparecem ante as escarpas, o mesmo acontece com baús e mesas associadas na porção central da área de estudo. As drenagens neste compartimento apresentam padrões pinado e assimétricos, pois as mesmas são de alta densidade e correm paralelamente a direção das escarpas, a direção E-W na porção sul, e a direção NNW-SSE na porção norte.

5.5.3 – Compartimento das Colinas ou dos Baetatás.

Este compartimento corresponde ao mais extenso na área de estudo, pois compreende as colinas amplas, alongadas segundo NW na porção norte e NE na porção sul. Ocorrem nas regiões mais baixas topograficamente entre cotas que

variam de 500 a 750 metros, as mesmas estão desenvolvidas em unidades mesozóicas, tais como as formações Pirambóia e Botucatu.

Neste compartimento destacam-se as sub-bacias dos rios Araraquara, ribeirão do Adão e do córrego Água da Prata, inseridas na bacia regional do rio Pardo, ocupando a porção sul da área, enquanto na porção norte destaca-se as sub-bacias do ribeirão do Engenho, dos Batataes e da Pimenta, inseridas enjtão, na bacia regional do rio Sapucaí-Mirim (Figura 5.9).

O padrão básico da drenagem em ambas as bacias presentes neste compartimento é dendrítico associado a segmentos retilíneos segundo direções gerais NE e N-S, e os níveis colinosos bordejam até as margens dos rios principais.

As colinas médias ocorrem em menor quantidade comparada às colinas amplas, pois as mesmas apresentam área de ocorrência entre duas bacias expressivas muito próximas, como ocorre entre a bacia do rio Sapucaí-Mirim e a bacia do rio Esmeril, afluente mais importante da bacia anterior.

O padrão dendrítico das bacias de drenagem neste compartimento apresenta-se em menor densidade que os outros dois domínios, gerando assim bacias amplas com uma densidade baixa de canais de primeiras ordens, com isso o padrão de fraturamento deficiente, nos proporcionam inferir interpretações morfotectônicas, com relação à compartimentação do mesmo. As fraturas de menor intensidade, com direções NW-SE e NNW são mais antigas que as fraturas com direção NE-SW, e finalmente os últimos a se formarem são os fraturamentos de direções E-W e N-S.



Figura 5.7 - Limite entre os três compartimentos geomorfológicos na porção central da área de estudo



Figura 5.8 - Limite entre escarpas e colinas na bacia do rio Sapucaí-Mirim



Figura 5.9 - Extenso campo de colinas médias e amplas na porção sul da área na região de Serrana

VI – EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA GEOLÓGICA- GEOMORFOLÓGICA DA ALTA MOGIANA PAULISTA

6.1 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

Após a formação dos continentes, no início da era Paleozóica, a plataforma Sul-Americana passou por processos tectônicos diversos, de onde surgiram as grandes bacias intracratônicas. Na bacia do Paraná ocorreram então diversas glaciações, com geleiras se deslocando, variações bruscas do nível do mar, processos erosivos diversos, e com o final das glaciações, as condições climáticas se tornaram mais amenas.

No início da era Mesozóica, a paleogeografia dos continentes assumiu condições relacionadas à regressão do nível do mar e à alternância sucessiva de crescente aridez que culminaram até o Triássico, daí surgindo os desertos no Jurássico (MONTEIRO, 1963).

O contexto de formações geológicas da Alta Mogiana Paulista se insere nesta fase de evolução da bacia, com litotipos dominantes da era Mesozóica.

A Formação Pirambóia (Triássico-Jurássico), constituída de arenitos finos a médios, com pequenas estratificações cruzadas, ocorre praticamente em toda porção sul da área de estudo, sendo recoberta por extensos areiais. A Formação Botucatu (Jurássico) ocorre junto ao sopé das *cuestas* basálticas, e bordejando todo vale do rio Sapucaí-Mirim, na porção norte da área. É composta por arenitos médios e estratificações cruzadas de grande porte, onde os ambientes de sedimentação eram desertos formados por extensas dunas, sendo hoje considerada um dos mais importantes aquíferos.

Posterior a esta fase continental de ambientes desérticos, na bacia do Paraná se inicia uma fase de vulcanismo, conseqüente da separação do Gondwana e abertura do oceano Atlântico. A atividade vulcânica não ocorreu de uma só vez, tendo se iniciado no Cretáceo por um vulcanismo de fissura. As lavas basálticas atingiam a superfície através de falhas e fraturas que rompiam o embasamento cristalino da bacia, invadindo os campos de areias da depressão, formando assim derrames tabulares de rochas vulcânicas em meio a um pacote de rochas sedimentares arenosas, formando os campos de basaltos da Formação Serra Geral. A emissão de lavas foi acompanhada da posterior sedimentação de arenitos, cuja

sucessão, ao longo de alguns milhões de anos, e formou as camadas intertrapes, de pacotes de arenitos eólicos intervalados no topo dos derrames. Associadas a estes derrames, ocorreram intrusões entre os corpos arenosos, formando os *sills* presentes na Alta Mogiana, o *sill* Borda da Mata e o *sill* de Cajuru.

A Formação Serra Geral (Cretáceo), formada por vários derrames de basalto e pelas rochas intrusivas associadas, ocupa a metade ocidental da área de estudo, onde se desenvolveram solos de excelente qualidade.

Após cessada a fase de intenso vulcanismo na bacia do Paraná, iniciam-se os processos de sedimentação supra-basálticas, dando origem à Formação Itaqueri. Esta formação apresenta uma seqüência de sedimentos lacustres conglomeráticos, formados em ambientes diversos em meio a uma instabilidade tectônica. Pelos dados apresentados por PERDONCINI (2003), esta atividade tectônica está relacionada ao soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI e HARALYI, 1991), no Eo-Cretáceo, tendo atuado soerguendo as rochas da região e levando à erosão e sedimentação lateral.

Com o início da era Cenozóica, os ambientes sedimentares de caráter continental, que eram predominantes, passaram por fortes influências tectônicas, gerando processos de ressedimentação de materiais já sedimentados em uma fase anterior, erodidos e agora retrabalhados e depositados em outras regiões proximais.

Os depósitos cenozóicos podem ser divididos em dois ciclos: Terciário e Quaternário, sendo o primeiro representado pelas coberturas terciárias e o segundo pelas coberturas inconsolidadas e aluviões recentes, sob a forma de terraços e embutidos nos principais vales.

A estrutura regional é simples, pois ocorre sob a forma de um grande monoclinal com mergulhos inferiores a 4° para oeste, modificado por pequenas e médias falhas. O mergulho regional das camadas na porção norte é para oeste, já na porção sul, os mergulhos são ligeiramente basculados para norte, indicando um arqueamento regional (SOARES et al. (1873). As fraturas predominantes na área seguem as direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, sendo as duas últimas em menor escala, a porção norte (bacia do rio Sapucaí-Mirim) apresenta uma estruturação geral com lineamentos de direção N-S e NE-SW, na porção central (limite das *cuestas*) o padrão dos lineamentos mais expressivos são de direção E-W e NE-SW. Por fim, a porção sul (bacia do rio Pardo) apresenta uma estruturação com lineamentos de direção geral N-S e NW-SE.

As falhas identificadas não apresentam rejeitos notórios, marcando pequenos abatimentos e soerguimentos de blocos. Ocorre um predomínio de falhas normais, seguidas por outras ocorrências de falhas transcorrentes.

As primeiras interpretações evolutivas relacionadas à estruturação da área de estudo correspondem à intensidade do fraturamento em meio sedimentar menos espesso, gerando um padrão de fraturamento bastante nítido, em algumas delas houve movimentação, constituindo assim, as falhas de pequenos rejeitos, que, com as intrusões das soleiras, causaram perturbação significativa na estruturação geral do pacote sedimentar já depositado, gerando a fragmentação do embasamento cristalino na forma de blocos, justapostos por descontinuidades crustais de caráter regional.

A Alta Mogiana Paulista apresenta algumas ocorrências minerais de interesse econômico. Diamantes são encontrados na calha dos rios Santa Bárbara e Canoas na região de Franca; os arenitos silicificados, basaltos e diabásios são utilizados na construção civil, como forma de pavimentação e a Formação Botucatu constitui hoje o maior reservatório de água subterrânea da plataforma Sul-Americana.

6.2 – EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA

A evolução geomorfológica da Alta Mogiana Paulista se fundamenta inicialmente no desenvolvimento de um padrão de relevo planificado, marcado por laterização geral, seguido por estabilidade tectônica associada à superfície erosiva terciária Sul-Americana (King, 1956).

Este processo foi acompanhado da formação de importante intemperismo químico, relacionado à formação de um horizonte plintificado sobreposto por camadas métricas de crosta ferruginosa (lateritas), distribuídas em superfícies superiores a 1.000 metros de altitude. Restos desta superfície de aplainamento ocorrem nas partes altas da região, representadas tanto pelo relevo de topo aplainado e pelo reconhecimento dos perfis de alteração incompletos.

No Mioceno, iniciam-se os intensos processos de dissecação do relevo, com intensas taxas de denudação por processos erosivos. O rebaixamento do nível de base local levou ao rejuvenescimento do sistema de drenagem, promovendo intensa erosão remontante. O sistema de drenagem implantado parece ter sido

intensamente controlado pelas estruturas das rochas, por reativação de estruturas preexistentes. O processo desenvolveu superfícies de aplainamento rebaixadas, conhecidas localmente como Superfície Paraguaçu (PERDONCINI, 2003). No Plioceno - Pleistoceno ocorre novamente a formação de perfis lateríticos pouco evoluídos e, a partir daí, ocorre o último pulso tectônico gerando a dissecação final da paisagem, com a conseqüente instalação da rede de drenagem atual e do modelado do relevo, onde é possível reconhecer a influência do regime tectônico condicionando a organização das fraturas das rochas e da rede de drenagem.

Em resumo, a superfície Sul-Americana (Ciclo Geomorfológico Sul Americano) pode ser caracterizada por platôs sustentados por coberturas lateritizadas nas bacias sedimentares, e os níveis mais baixos associados à superfície Paraguaçu (Ciclo Geomorfológico Paraguaçu), representado por uma superfície acumulativa contendo os sedimentos inconsolidados de caráter areno-argiloso nas planícies aluvionares dos rios Pardo e Sapucaí-Mirim.

6.2.1 – Fases de aplainamento na Alta Mogiana Paulista

Através do modelado geológico e pela análise direta dos principais domínios e unidades geomorfológicas distribuídas pela área de estudo, podemos estabelecer uma seqüência de fases de aplainamento, responsáveis pela atual configuração fisiográfica da região.

Inicialmente, a região passou por uma fase de grande estabilidade tectônica e climática, marcada pela formação de espessos perfis lateríticos, observados tanto nas regiões cimeiras, quanto nas regiões abatidas posteriormente por processos tectônicos. A presença de perfis lateríticos de alteração na região do rio Pardo é marcada por espessos pacotes de sedimentos imaturos sobre um horizonte plintificado, deformados e iguais aos pacotes encontrados na região do Planalto dos Altos Campos dos Batataes.

Estes processos de peneplanização, formação de perfis lateríticos, formação de perfis plintificados, relacionados à grande quantidade de água no sistema, ocorreram na composição e formação da superfície de aplainamento Sul-Americana, no início do Terciário. Estes níveis de aplainamento podem ser observados na área de estudo, através das superfícies cimeiras existentes na porção central, na porção

nordeste da área mapeada, e nas porções rebaixadas, sugerindo em épocas pretéritas, um mesmo nivelamento.

No início do Mioceno ocorrem novamente fases de instabilidade tectônica na plataforma, após intensa fase de soerguimento. A mesma passa a sofrer nova fase de aplainamento seguido de formação de níveis lateríticos e plintificados, agora em níveis inferiores. Com isso se dá a formação da superfície de aplainamento Velhas, marcada pela formação de perfis de alteração, seguida por intensa dissecação do relevo e estruturação da rede de drenagem.

Finalmente, no Pleistoceno, ocorreu a última fase de soerguimento, seguido por estabilidade da plataforma gerando a última fase de aplainamento. Estes processos são decorrentes da formação da superfície de aplainamento Paraguaçu, tendo como reflexo os sedimentos retrabalhados das fases de aplainamento anteriores.

Estes registros podem ser observados na paisagem através do nível topográfico mais rebaixado da superfície, exatamente onde estão alojados os rios mais importantes regionalmente.

6.2.2 – Relações tectônicas

A neotectônica tem papel fundamental na influência deformacional da região investigada, apresentando-se como controladora no arranjo da rede de drenagem e do relevo atual.

A primeira observação a ser discutida é com relação à intensidade da neotectônica no papel de deformação das coberturas cenozóicas. Na Alta Mogiana Paulista, as deformações causadas pela neotectônica são responsáveis pela distribuição destas coberturas arranjadas em níveis topográficos superiores a 900 metros de altitude.

As reativações de falhas preexistentes deformam os pacotes sedimentares superiores, estabelecendo um arranjo geométrico entre as zonas de ocorrências destas coberturas com a justaposição de falhas em feixes, mas deslocando parte destes materiais.

As falhas normais NE-SW e NW-SE exercem forte controle estrutural na rede de drenagem, enquanto que as falhas transcorrentes dextrais, de direção E-W não

apresentam relações diretas, e as falhas transcorrentes sinistrais, de direção N-S, exercem forte influência no rearranjo da drenagem.

A relação a ser estabelecida é que, por mais que a atividade neotectônica tenha agido na estruturação da superfície desta região, a atuação da intensa incisão da rede de drenagem, que está relacionada com as taxas de soerguimento mais elevadas da bacia, também exerceu forte influência no modelamento desta região, além da influência das condições climáticas e erosivas.

6.3 – EVOLUÇÃO MORFOTECTÔNICA

No término do período Cretáceo houve uma forte movimentação tectônica na Alta Mogiana Paulista, relacionada com altas taxas de soerguimento, vulcanismo e forte controle tectônico no modelado da paisagem. Estes processos foram responsáveis pela formação do relevo, e processos de erosão e aplainamento da superfície e conseqüente redeposição de sedimentos, em bacias laterais e bacias *rifts*.

Os processos de denudação da superfície causaram a dissecação da Superfície Sul-Americana no início do Terciário. Relacionadas a este quadro, ocorreram fases transtensivas, causando falhas normais de direção NW-SE e NNW-SSE. O regime transcorrente inicialmente promoveu deslocamento de blocos alongados segundo a direção N-S e NW-SE.

Os principais rios da área estão orientados segundo a direção NW e deslocados em uma fase posterior por falhamentos neotectônicos transcorrentes de caráter dextral orientados em E-W e sinistral de direção N-S, que produzem reflexos no arranjo da rede de drenagem e no quadro do relevo local.

As unidades geomorfológicas apresentando feições planas estão marcadas pela presença de intensos processos de laterização associadas a uma estabilidade tectônica durante o desenvolvimento da Superfície-Sul-Americana.

No final do Mioceno e início do Plioceno, a área passou pelo término da fase de soerguimento. Esta fase marca um retrabalhamento dos sedimentos Itaqueri e redeposição em patamares mais baixos, marcando então ao ciclo de aplainamento Velhas, geralmente controlado por falhas normais e falhas transcorrentes dextrais. O regime tectônico proposto para o Mioceno se enquadra no modelo de HASUI (1990),

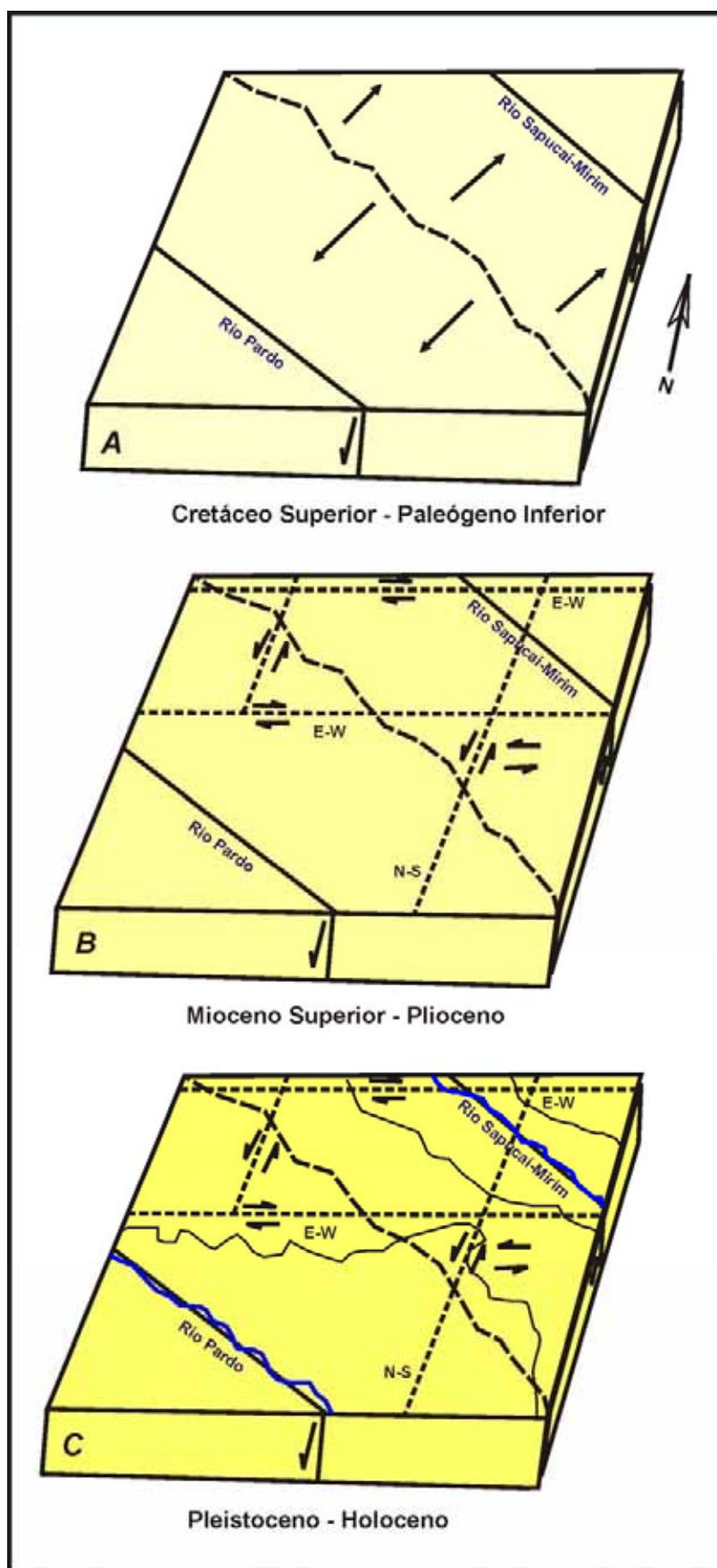


Figura 6.1 – Modelo evolutivo de blocos morfotectônicos da Alta Mogiana Paulista, desde o Cretáceo Superior até o Holoceno.

sendo então um regime trascorrente dextral controlado por falhamentos normais e inversos associados a falhas trascorrentes, no qual foram gerados blocos abatidos e soerguidos, uma série de anomalias e capturas de drenagem, rearranjadas de acordo com o modelo morfotectônico aplicado.

No período Pleistoceno ocorre a última fase de sedimentação cenozóica com processos de laterização bastante limitados, com isso a última fase de soerguimento tectônico da área gerou então a dissecação da paisagem no Holoceno. A última fase evolutiva descreve o desenvolvimento de terraços e aluviões gerados por sistemas de falhas trascorrentes e erosão de materiais já depositados anteriormente.

VII – CONCLUSÃO

O presente estudo corrobora hipóteses científicas a respeito de um tectonismo recente, ou de uma atividade tectônica recente junto à borda de bacias sedimentares, mais especificamente da Bacia do Paraná. As feições levantadas e observadas a respeito do quadro morfotectônico da Alta Mogiana Paulista, borda nordeste da respectiva bacia, nos permitem associar estas feições a estruturas recentes, do tipo fraturas e falhas.

O mapeamento geológico-geomorfológico subsidiando estudos morfotectônicos mostra-se uma importante ferramenta para análises neotectônicas em bacias sedimentares paleozóicas e mesozóicas, com poucos registros sedimentares cenozóicos preservados, como na Alta Mogiana Paulista.

Em síntese, a área de estudo apresenta unidades geológicas mesozóicas pertencentes a Bacia do Paraná, além de conter coberturas terciárias e quaternárias indiferenciadas. Quanto as unidades de relevo, ocorrem domínios de planaltos de altitude, escarpas, depressões e planícies, dentre estes domínios geomorfológicos ocorrem unidades que variam desde colinas médias e amplas, a morros testemunhos, serras alongadas e escarpas elevadas.

A presença de capturas e anomalias de drenagem na porção central da área de estudo, além das unidades geomorfológicas modeladas e estruturadas por falhas normais e transcorrentes refletindo no escarpamento geral da área, fornece informações suficientes para a criação de um modelo evolutivo através da compartimentação morfotectônica. Estas falhas estão associadas a reativações de falhas pré-existentes complementando então as idéias de HASUI (1990) sobre a tectônica ressurgente.

Os regimes tectônicos aplicados nesta área referem-se a um primeiro regime distensivo anterior ao Mioceno, seguido por um evento transcorrente E-W associado à falhas transcorrentes E-W e N-S no Mioceno, seguido posteriormente por um regime Plio-Pleistocênico transtensivo com falhas normais NE-SW e NW-SE, responsáveis então pela estruturação das coberturas sedimentares cenozóicas.

Enfim, a Alta Mogiana Paulista apresenta uma gênese evolutiva extremamente interessante no contexto da paisagem local, pois contribui

diretamente na criação de modelo evolutivo morfotectônico para comprovação da estrutura do relevo e da drenagem na composição da paisagem total.

Devido ao crescimento dos grandes centros urbanos, e conseqüentemente um crescimento expressivo da população, é extremamente necessário destinar atenções de forma científica aos recursos naturais, de forma a entender os processos superficiais da Terra através da configuração do quadro neotectônico, com isto, é possível caracterizar os compartimentos de relevo, com suas dinâmicas atuais de forma aplicada, segundo uma visão geológica.

Este estudo se enquadrou nos moldes teóricos acima referidos e buscou expressar a temática central - morfotectônica, de forma aplicada em uma área com poucos trabalhos no âmbito científico e que necessita de planejamentos para a prática de inúmeras atividades, tais como: o turismo e a agricultura, atividades estas que conduzem economicamente esta região.

Da mesma forma, que trabalhos anteriores serviram de estímulo para a realização deste estudo, espera-se que o mesmo venha a contribuir diretamente para o enriquecimento do quadro científico neotectônico junto às Geociências.

VIII - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A.N., 1954. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. **Revista das Faculdades Campineiras**, Campinas, n.1, p. 60-67, 1954.

AB'SABER, A.N. 1969a. Ritmo da epirogênese pós-cretácea e setores das superfícies neogênicas em São Paulo. São Paulo, IGEOG/USP. 20p. (Geomorfologia 13), 1969a.

AB'SABER, A.N., 1969b. Um conceito de geomorfologia a serviço do quaternário. **Geomorfologia**, n.18, São Paulo. Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo. 1969. p.1-23.

ALMEIDA, F.F.M., 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Bol. Inst. Geogr. Geol.**, São Paulo, 1964.

ALMEIDA, F.F.M., 1967. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira**. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, 1967, p. 36. (Boletim 241)

ALMEIDA, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering of Santos Basin, Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, São Paulo, 1975. **Anais...** Academia Brasileira de Ciências, São Paulo, 48 (supl.), p.15-26.

ALMEIDA, F. F. M. ; HASUI, Y. ; HARALYI, N. L. E. ; DAVINO, A. 1980. Informações geofísicas sobre o oeste de Minas Gerais e seu significado geotectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 52, n. 1, p. 49-60, 1980.

ALMEIDA, F.F.M.; BARBOSA, O., 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro. **Bol. Div. Geol. Min.**, Rio de Janeiro, DNPM, 1943, p.1-96. il.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C., 1995. Interação flúvio-eólica na Formação Pirambóia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995, Águas de São Pedro. **Boletim...** Águas de São Pedro: SBG, 1995, 65p.

BARCELOS, J. H. ; SOUZA FILHO, E. E. ; FULFARO, V J ; LANDIM, P. M. B. ; COTTAS, L. R. ; WU, F. T. ; GODOY, A. M. . A Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. . In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1983. 4 SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA. p. 245-252. **Anais...**

BEZERRA, P.E.L., 2003. **Compartimentação Morfotectônica do interflúvio Solimões-Negro**. Belém: [s.n], 2003. Tese (Doutorado em Geologia) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UFPA, 2003, 335p.

BIGARELLA, J.J.; ANDRADE, G. O., 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. Geol. Soc. Am. International Studies on the Quaternary, S.I.P., Special Paper, v.84, p. 333-451, 1965.

BIONDI, J. C. 2003. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros**. 1º ed. São Paulo: Oficina de Textos - CBMM, 2003. v. 1. 528 p.

BISHOP, P., 1982. Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. **Australian Geogr.**, (16/17): 17-41.

BISHOP, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, 19(04): 449-473.

BRASIL. **Departamento Nacional de Produção Mineral**. Projeto Radambrasil. Folha SF.23-Rio de Janeiro. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais. Rio de Janeiro: MME/DNPM, 1974. v.6, 528p.

BRAUN, O.P.G., 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.3, n.32, p. 3-39, 1971.

BRIGHETTI, J.M.P. 1994. **Faciologia dos Sedimentos da Formação Pirambóia nas imediações de Rio Claro (SP)**. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, 1994, 124p.

CAETANO-CHANG, M.R., 1993. Estado d'arte dos conhecimentos sedimentológicos/estratigráficos das Formações Pirambóia e Botucatu no estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO CRONOESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARANÁ, 1, 1993, Rio Claro. **Resumos...** Rio Claro: SBG, 1993, p.84-85.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T. As Formações Pirambóia e Botucatu no estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995, Águas de São Pedro. **Boletim...** Águas de São Pedro: SBG, 1995, 64p.

COTTAS, L.R.; BARCELOS, J.H., 1981. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra, São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba, SBG: 1981, v.2, p.70-76.

COTTON, C.A., 1968. **Geomorphology**. London: Witcombe & Tombs Limited, 7 ed. 1968, p.154-187.

DEFFONTAINES, P., 1935. **Regiões e paisagens do estado de São Paulo: primeiro esboço da divisão regional**. Geografia, São Paulo. 1935, 1(2): 117-169.

DEFFONTAINES, P.; CHOROWICS, C.J.A., Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**. Cidade da Publicação, n. 194, p. 237-263. 1991.

DEMEK, J., 1976. Generalization of geomorphological maps. In: PROGRESS Made in Geomorphological Mapping, Brno.

FACINCANI, E. M.; HASUI, Y.; RUEDA, J.R.J.; MATTOS, J.T. Influência das estruturas e tectônica na gênese e evolução das boçorocas da região de São Pedro - SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú - SC. **Anais...** Camboriú: EFSC, 1994. v. 2, p. 278-279.

FACINCANI, E.M.; MORALES, N.; RIBEIRO, L.F.B. 1999. Tectonic controls on morphogenesis around São Carlos, Rio Claro and Piracicaba, São Paulo State, Brazil. In: REGIONAL CONFERENCE ON GEOMORPHOLOGY. 1999, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: The Internacional Association of Geomorphologists. 1999. p.35.

FACINCANI, E.M., 2000. **Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista e Cuesta Basáltica: Regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba**. 2000, 249f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2000.

FERREIRA, M.F.M., 2001. **Geomorfologia e análise morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí - Pouso Alegre (MG)**. 2001, 225f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.

FREITAS, R. O., 1951. **Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil**. Boletim FFCL, FFCL/USP, Geologia 6, São Paulo, 1951.

FULFARO, V. J. ; PERINOTTO, J. A. J. ; BARCELOS, J. H. A Margem Goiana Do Grupo Bauru: Implicações na Litoestratigrafia e Paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCIO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro-SP. **Resumo Expandindo...**, Rio Claro, 1994. p. 81-84.

FULFARO, V.J.A.; SUGUIO, K., 1974. O cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974, n.3, p.91-101 il.

GERASIMOV, I.P.; MESCHERICOV, Y.A. Morphostructure. In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed.) **Encyclopedia of geomorphology. Encyclopedia of earth sciences**, Pennsylvania: Dowden, Hunchinson & Koss Inc. 1968, v.3, p.731-732.

GIANNINI, P. C. F.; COIMBRA, A. M. ; SAWAKUCHI, A. O. ; MORI, E. K. ; FERNANDES, L. A. 1999. Rumos de paleoventos na Formação Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 4., 1999, São Pedro - SP. **Boletim de Resumos...** São Pedro: SBG-SP/RJ/ES, 1999. p. 71-72.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP NEOTECT. SEDIM. CONT. CENOZ. SE BRAS., 1., 1990, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte: UFMG, 1990.

HASUI, Y. et al. Evolução morfotectônica do sudeste do Brasil., In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p.78.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1996, Belém. **Nota de curso**. Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo Norte, 1996, 19p.

HASUI, Y.; HARALYI, N., Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, Rio Claro. v.10, p.57-77. 1991.

HELLMEISTER JR., Z., 1997. **Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do estado de São Paulo**. 1997. 171f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

HOWARD. A.D. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, Tulsa, 51 (11): 2246-2259. 1967.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA – IBG. **Altinópolis**: folha SF-23-V-C-II-1, Rio de Janeiro, 1971. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA – IBG. **Batatais**. folha SF-23-V-A-IV-4, Rio de Janeiro, 1972. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA – IBG. **Esmeril**:. folha SF-23-V-A-V-3, Rio de Janeiro, 1972. Escala 1:50.000.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA – IBG. **Serrana**:. folha SF-23-V-C-I-2, Rio de Janeiro, 1979. Escala 1:50.000.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa geológico do estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. Escala 1:500.000,; v.2, p. (Monografias, 6).

JANONI, C.R. **Mapeamento geológico - morfoestrutural em parte das folhas Esmeril, Altinópolis e São Tomás de Aquino (nordeste paulista)**: e propostas para introdução do geoturismo como alternativa turística no município de Altinópolis/SP. 2003, 114f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, 2003.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape**. New Jersey: Prentice-Hall, 1996, 338p.

KING, L. C. A geomorfológica do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.18, n.2, p. 147-265, 1956.

LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA JUNIOR, E. G. 1980. **Estratigrafia do Nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná**. Rio Claro: IPT/UNESP, 1980, 45p, (Curso de especialização).

LIMA, C.C., 1999. **Expressions topophraiques et structurales de la compression généralisée de la plaque sud-américaine**. France: 1999. 350p. Tese (Doutorado). Universite Rennes.

LINDENBECK, C.; ULMER, H., 1995. **Entwicklung und anwendung von computerprogrammen zur visualisierung geologischer strukturen und prozesse**. Freiburger: geowissenschaftliche Beitrage. 1995. 220p.

LIU, C. C., 1987. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através das imagens MSS do Landsat. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, J. E. **Origem e evolução das bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás. p. 361-374. 1987.

MARTONNE, E., 1940. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-550, 1943.

MESCHERIKOV, Y.A., 1968. Neotectonics: In: FAIRBRIDGE, R.W. (Ed), **Encyclopedia of Geomorphology**. New York: Reinhold. 1968. p.768-773.

MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do gondwana sul-ocidental**. Porto Alegre: 1997, v.1, 255p. Tese (Doutorado). Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MIRANDA, E. E. de; COUTINHO, A. C. (Coord.). **Brasil visto do espaço**. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004.

MORAES REGO, L.F., 1932. **Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. Instituto Astronômico e Geofísico/USP, São Paulo, 43p.

MORALES, N. *et. al.*, 1998. Feições de transpressão cenozóica no Planalto Atlântico., In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p.80.

MORALES, N. 2005. **Neotectônica em Ambiente Intraplaca: Exemplos da região sudeste do Brasil (Sistematização Crítica da Produção Científica)**. Rio Claro, [s.n]: 2005, Livre-Docência, UNESP/IGCE, 201p.

MORISAWA, M.; HACK, J.T., 1985. **Tectonic geomorphology**. Allen & Unwin, Boston, 1985.

NARDY, A. J. R.; PINESE, J. P. P.; SOUZA, F. H.; BETANCOURT, R. H. S. ; BATISTA, M. J. 1999. Aspectos Geológicos e Estratigráficos das Rochas Vulcânicas Ácidas do Membro Chapecó (Formação Serra Geral) na Região Norte da Bacia do Paraná. In: 6º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1999, São Pedro, SP. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SP: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. v. 1. p. 68.

PANIZZA, M.; Castaldini D. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Sppl. Band., 63: 173-211.

PAVLIDES, S.P., 1989. Looking for a definitions of Neotectonics. **Terra News**, v.1, n.3, p.233-235, 1989.

PENK, W. 1953. **Morphological analysis of land forms: a contribution to Physical Geology**. London: Macmillan. 1953, 429 p.

PENTEADO, M.M., 1976. **Geomorfologia do setor centro-ocidental da Depressão Periférica**. São Paulo: 1976. 86p. Tese (Doutorado) Instituto de Geografia - Universidade de São Paulo. (Séries Teses e Monografias nº 22).

PERDONCINI, L. C. 2003. **Compartimentação Morfoestrutural/morfotectônica da região de Franca -SP**. Rio Claro: 2003, 198p. Tese (Doutorado), UNESP/IGCE, 2003.

PIRES NETO, A.G. 1996. **Estudo morfotectônico das bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari, Jundiá e áreas adjacentes no Planalto Atlântico e Depressão Periférica**. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 1996. 70p (Projeto N° 150011/94-96).

PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M., 1993. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. **Cadernos IG UNICAMP**, v. 3, n. 1. p. 55-90, 1993.

RANZANI, G.; PENTEADO, M.M.; SILVEIRA, J.D., 1972. **Concreções ferruginosas, paleossolos e a superfície de cimeiro no Planalto Ocidental Paulista**. São Paulo, IGEOG/USP, 1972, 28p.

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. 1995, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SAADI, A., 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, 1993, 1 (1): 1-15.

SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A., 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: SBG, 1974, v.1, p.41-65.

SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A., 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C. Schobbenhaus *et. al.* (coordenadores). **Geologia do Brasil**, p. 9-53. DNPM, Brasília. 1984.

SENGÖR, A.M.C.; GÖRÜR, N.; SAROGLU, F., 1985. **Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escarpment: Turkey as a case study.** In: BIDDLE, K.T.; CHRISTIE-BLICK, N. **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication**, v.37, 1985, p.227-264.

SILVA, C.L., 1997. **Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Mogi-Guaçu: Região de Pirassununga.** Rio Claro: 1997. 169p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.

SIMÕES, M.G.; FITTIPALDI, F.C., 1992. **Fósseis da região de Rio Claro.** Rio Claro: Arquivo Municipal, 1992, 77p.

SINELLI, O., 1971. Considerações gerais sobre a tectônica no município de Ribeirão Preto. In: CONGRESSO BRASILEIRO, 25, 1971, **Anais...** São Paulo, SBG, v.2, p.145-152.

SOARES, P.C., 1972. O limite glacial-pós-glacial do Grupo Tubarão no estado de São Paulo. In: Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 44 (supl), p.333-341.

SOARES, P.C., 1973. **O Mesozóico Gondwânico no estado de São Paulo.** São Paulo, 1973, Tese (Livre-Docência), IG/USP, 1973, 52p.

SOARES, P. C., LANDIM, P. M. B., FULFARO, V. J.; SOBREIRO-NETO, A. F. 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo; Grupo Bauru. **Rev. Bras. Geociências**, vol. 10, no. 3, p. 177-185.

SOARES, P.C.; BARCELLOS, S.M.; CSORDAS, S.M.; MATTOS, J.T. de; BALIEIRO, M.G.; MENESES, P.R., 1982. Lineamentos em imagens LANDSAT e radar, e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSOREAMENTO REMOTO, 2, Brasília, 1982. **Anais...** Brasília: CNPq/INPE, 1982, v.1, p.143-156.

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: XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, 1976, Ouro Preto, MG. **Anais...** Ouro Preto, MG. : Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. v. 1. p. 209-228.

SOARES, P.C. FIORI, A.P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica** , Campinas, n.16, p. 17-39, 1976.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B., 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. **Anais...**Aracaju: SBG, 1973, v.1, 1973, p.243-256.

SOARES, P. C; LANDIM, P. M. B. 1975. Cenozoic deposits in south central Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 47. P. 343-351.

SOUZA, M.O.L., 1997. **Caracterização estrutural do Domo de Pitanga-SP**. Rio Claro: 1997. 116p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista.

SOUZA, M.O.L., 2002. **Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau d'Alho e Jibóia: centro do estado de São Paulo**. Rio Claro, Tese (Doutorado em Geociências), IGCE/UNESP, 2002, 206p. il. map.

STEWART, I.S.; HANCOCK, P.L., 1990. What is a fault scarp?. **Episodes**, v.13, n.4, 1990, p.256-263.

STEWART, I.S.; HANCOCK, P.L., 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. **Continental Deformation**, Pergamon Press, 1994, p.370-409.

SUGUIO, K., 1999. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado=presente=futuro?)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 1999.

SUMMERFIELD, M. A., 1991. **Global Geomorphology**. Longman Scientific & Tchnical, 1991, 537 p.

SYLVESTER, A.G., 1988. **Strike slip faults**. Geological Society of America Bulletin, Special Publication, 1988, 374p.

VALADÃO, R. C., 1998. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)**. Salvador, 1998. 243 f. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia.

WALLACE, R.E., 1986. **Active Tectonics**. National Academy Press.

WHITE, I.C., 1908. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil**. Rio de Janeiro.

YAMAMOTO, J. K.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M. 1977. Caracterização sedimentológica do perfil geológico entre Rifaina e Franca. In: I SIMPOSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1977, São Paulo, SP. **Atas...** SAO PAULO, SP.: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. v. 1. p. 282-302.

ZERNITZ, E.R., 1932. Drainage pattern and their significance. **J. Geol.** Chicago, 40: 498-521.