



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

EVOLUÇÃO CENOZÓICA DA REGIÃO DE JUNDIAÍ (SP)

Mirna Aparecida Neves

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

RIO CLARO
1999

Dissertação de Mestrado elaborada
junto ao Curso de Pós-Graduação em
Geociências - Área de Concentração
em Geologia Regional para obtenção
do título de Mestre.

Mirna Aparecida Neves

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Norberto Morales

*Departamento de Petrologia e Metalogenia
IGCE - UNESP
Rio Claro (SP)*

Prof. Dr. Antônio Roberto Saad

*Departamento de Geologia Sedimentar
IGCE - UNESP
Rio Claro (SP)*

Prof. Dr. Maurício da Silva Borges

*Departamento de Geologia
Centro de Geociências
UFPA - Belém (PA)*

Rio Claro, 18 de junho de 1999.

*Dedico este trabalho ao Sr. Jõe e à D. Edwirges,
que, por tanto tempo, se dedicaram a mim.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Conselho Nacional de Pesquisas Tecnológicas (CNPq) pelo apoio financeiro na concessão da bolsa de estudos; à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo financiamento do projeto “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes” (processo nº 95/4417-3), ao qual esta pesquisa está vinculada, e ao coordenador deste projeto, Prof. Dr. Yociteru Hasui.

De forma especial, agradeço ao Prof. Dr. Norberto Morales pela valiosa orientação e importantes sugestões referentes à Geologia Estrutural, bem como pelo apoio indispensável na coleta dos dados estruturais.

Da mesma forma, agradeço ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges, cujo apoio e dedicação constituíram o ponto de partida para a realização das atividades iniciais.

Agradeço também ao Prof. Dr. Hans Dirk Ebert pelo convite para a realização deste trabalho, bem como pelo interesse e apoio na elaboração do modelo digital do terreno.

Ao Prof. Dr. Antonio Roberto Saad, pela revisão do capítulo referente à Litoestratigrafia.

Ao Prof. Dr. Mario Luiz Assine, pelas importantes e indispensáveis sugestões quanto à análise faciológica e nas interpretações paleoambientais.

À Ms. Leila Perdoncini, pelas valiosas sugestões na definição das associações faciológicas, pela sua grande amizade e paciência.

À Ms. Andréia Marcia Cassiano, pelo apoio durante os trabalhos de campo e pelo companheirismo e amizade dedicados ao longo de tantos anos.

Aos geólogos Eduardo Silveira Bernardes (Duda) e Ricardo Ré, também pelo indispensável auxílio nas atividades de campo.

Ao Prof. Dr. Harold Fowler, pela tradução do Resumo para o inglês e por ter se disposto a ajudar nos momentos de dificuldade.

Ao Dr. Igor Polikarpov, pelas importantes discussões sobre o método científico e o meio acadêmico.

Ao ecólogo Marcos de Souza Neves Cardoso, o Kvera, pela sua incontrolável capacidade de ajudar as pessoas.

Ao Prof. Ms. Miguel Bertolami, pelo apoio e convivência nas fases um tanto indefinidas do início do trabalho.

Às minhas irmãs Miriam e Marcia, pela atenção, interesse e amizade, imunes à distância geográfica.

Enfim, a todas as pessoas que conviveram comigo e compartilharam este tempo.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. A área estudada.....	2
1.2. Problemática.....	4
1.3. Objetivo.....	5

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	6
2.1. Coleta de Material.....	7
2.2. Pesquisa Bibliográfica.....	9
2.3. Fotoanálise.....	9
2.4. Trabalhos de Campo.....	10
2.5. Elaboração de Mapas.....	10
2.5.1. Mapa Geológico.....	11
2.5.2. Mapa de Alinhamentos Regionais.....	11
2.5.3. Mapa Topográfico e Modelo Digital do Terreno.....	12
2.5.4. Mapa de Drenagem e Derivados.....	12
2.5.5. Mapa de Lineamentos.....	13
2.5.6. Mapa de feixes de falhas e lineamentos principais.....	13

CAPÍTULO 3

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	14
3.1. Geologia Regional.....	14
3.1.1. Embasamento Pré-Cambriano.....	14
3.1.2. Depósitos Paleozóicos.....	18
3.1.3. Depósitos Terciários.....	19
3.1.4. Coberturas Coluvionares.....	22
3.1.5. Depósitos Aluvionares.....	26
3.1.6. Estruturas Regionais.....	26
3.2. Geomorfologia Regional.....	28
3.3. Contexto Neotectônico.....	33

CAPÍTULO 4

4. DEPÓSITOS ALUVIAIS.....	38
4.1. Processos e Produtos Depositionais.....	41
4.2. Faciologia dos Depósitos.....	44

4.3. Distribuição das Fácies.....	47
4.4. Reconhecimento dos Depósitos.....	50
4.5. Influência Tectônica.....	52

CAPÍTULO 5

5. LITOESTRATIGRAFIA.....	56
5.1. Depósitos Paleozóicos: Grupo Itararé.....	56
5.2. Depósitos Terciários.....	60
5.2.1. Faciologia dos Depósitos Terciários.....	60
5.2.2. Associação de fácies.....	66
5.2.3. Ambiente deposicional.....	71
5.3. Depósitos Coluvionares.....	73
5.4. Depósitos Aluvionares.....	76

CAPÍTULO 6

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	77
6.1. O quadro macroregional.....	77
6.2. O quadro macroscópico.....	79
6.2.1. Compartimentação Geomorfológica.....	79
6.2.2. Rede de Drenagem.....	83
6.2.3. Lineamentos.....	86
6.2.4. Feixes de Falhas e Lineamentos.....	89
6.3. O quadro mesoscópico.....	90
6.3.1. Fraturas.....	90
6.3.2. Falhas.....	94
6.3.3. Domínios Estruturais.....	101
6.4. Integração dos dados.....	108
6.5. O Quadro Geométrico.....	109
6.6. O Quadro Dinâmico.....	111

CAPÍTULO 7

7. Conclusões.....	114
7.1. Unidades Litoestratigráficas Paleozóicas e Cenozóicas.....	114
7.2. Controle Estrutural.....	115
7.3. Evolução Cenozóica.....	116

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	118
--	------------

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área no Mapa Hipsométrico do Estado de São Paulo (IGC) e articulação das folhas topográficas.....	3
Figura 2.1: Fluxograma das atividades realizadas e produtos alcançados.....	6
Figura 3.1: Unidades litológicas presentes na região (fonte: Mapa Geológico do Estado de São Paulo (Bistrichi et al. 1981).....	15
Figura 3.2: Estruturação do embasamento pré-cambriano em blocos crustais (Haralyi & Hasui 1982, modificado).....	17
Figura 3.3: Conjuntos litológicos vinculados à estruturação em blocos crustais (Hasui et al. 1989, modificado).....	18
Figura 3.4: Coluna estratigráfica apresentada para a região de Atibaia (Fulfaro et al. 1985).....	21
Figura 3.5: Esquema de formação das linhas de pedras recobertas por material coluvionar (Bigarella et al. 1994).....	24
Figura 3.6: Representação da interface entre o saprólito e o material superficial no Malawi (África) (McFarlane & Pollard in Thomas 1994).....	25
Figura 3.7: Unidades geomorfológicas presentes na área (fonte: Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (Ponçano et al. 1981).....	28
Figura 3.8: Formação das serras litorâneas e deformação da Superfície do Japi (Almeida 1976).....	32
Figura 4.1: Ilustrações esquemáticas de sistemas de leques aluviais e leques deltaicos refletindo diferenças climáticas e interações com outros sistemas deposicionais (Galloway & Hobday 1983).....	39
Figura 4.2: Exemplos de leque aluvial dominado por correntes e de leque semi-árido (Hooke 1967 in Collinson 1986).....	40
Figura 4.3: Bloco-diagramas mostrando leques aluviais tributários a um rio <i>braided</i> e leques aluviais transicionando para <i>braidplain</i> (Rust & Koster 1984).....	41
Figura 4.4: Esquema mostrando as relações entre o “ponto de intersecção” e o lobo deposicional (Hooke 1967).....	43
Figura 4.5: Esquema de um lobo deposicional residual (Hooke 1967).....	44
Figura 4.6: Quatro fácies conglomeráticas reconhecidas em depósitos de leque aluvial do Old Red Sandstone, Escócia (Bluck 1967 in Collinson 1986).....	46
Figura 4.7: Depósito formado por corrente canalizada intercalado em depósito de fluxo gravitacional (Blissenbach 1954 in Serra 1985).....	47
Figura 4.8: Distribuição de fácies no leque dominado por correntes Van Horn Sandstone (Texas, EUA) (McGowen & Groat 1971 in Collinson 1986).....	48
Figura 4.9: Distribuição das fácies em um depósito de leque aluvial (Spearing 1974 in Suguio 1979).....	49
Figura 4.10: Seção longitudinal esquemática de um leque aluvial mostrando variação de fácies proximais a distais (Rust & Koster 1984).....	49

Figura 4.11: Sucessões de leques aluviais sujeitos a rejuvenescimento tectônico periódico (Heward 1978 in Rust & Koster 1984).....	50
Figura 4.12: Deposição de leques aluviais controlada por falha normal ativa (East Greenland) (Collinson 1972 in Collinson 1986).....	52
Figura 4.13: Distribuição de cunhas conglomeráticas associadas a falhas normais lítricas sucessivas (Outer Hebrides) (Steel & Wilson 1975 in Collinson 1986).....	53
Figura 4.14: Padrões de preenchimento de bacias aluviais (Miall 1981).....	54
Figura 4.15: Ambientes tectônicos de bacias aluviais e de outras fácies sedimentares (Miall 1981).....	55
Figura 5.1: Distribuição dos depósitos sedimentares.....	57
Figura 5.2: Modelo Digital do Terreno com a distribuição dos depósitos sedimentares.....	57
Figura 5.3: Arranjo vertical e lateral das associações faciológicas.....	67
Figura 5.4: Modelo de preenchimento de bacia aluvial (modificado de Miall 1981).....	73
Figura 6.1: Mapa de alinhamentos regionais produzido a partir da imagem de radar em escala 1:250.000.....	78
Figura 6.2: Mapa topográfico.....	82
Figura 6.3 (a): Divisão da área em compartimentos geomorfológicos.....	82
Figura 6.3 (b): Bloco-diagrama mostrando as formas de relevo nos compartimentos geomorfológicos.....	83
Figura 6.4: Mapa da rede de drenagem.....	84
Figura 6.5: Lineamentos de drenagem.....	85
Figura 6.6: Canais de primeira ordem.....	85
Figura 6.7: Mapa de lineamentos.....	86
Figura 6.8: Mapa de lineamentos NE-SW.....	87
Figura 6.9: Mapa de lineamentos NW-SE	87
Figura 6.10: Mapa de lineamentos E-W	88
Figura 6.11: Mapa de lineamentos N-S.....	88
Figura 6.12: Feixes de falhas e lineamentos principais.....	89
Figura 6.13: Projeção estereográfica dos polos das fraturas medidas em toda a área.....	90
Figura 6.14: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam o embasamento cristalino.....	92
Figura 6.15: Projeção estereográfica dos polos das fraturas no Grupo Itararé.....	92
Figura 6.16: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam os sedimentos cenozóicos.....	93
Figura 6.17: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam os sedimentos terciários.....	93
Figura 6.18: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam as coberturas coluvionares.....	94
Figura 6.19: Projeção estereográfica de todas as falhas encontradas na área.....	94
Figura 6.20: Projeção estereográfica dos polos das falhas normais que afetam o embasamento.....	95
Figura 6.21: Projeção estereográfica dos polos das falhas inversas que afetam o embasamento.....	96
Figura 6.22: Projeção estereográfica dos polos das falhas transcorrentes que afetam o embasamento.....	96
Figura 6.23: Projeção estereográfica das falhas normais que afetam o Grupo Itararé.....	98
Figura 6.24: Projeção estereográfica das falhas normais nos sedimentos terciários.....	99
Figura 6.25: Projeção estereográfica das falhas que afetam as coberturas coluvionares.....	99
Figura 6.26: Domínios estruturais definidos para a área.....	101

Figura 6.27: Projeção estereográfica das falhas no domínio 1.....	102
Figura 6.28: Perfil mostrando basculamento de blocos.....	103
Figura 6.29: Projeção estereográfica das falhas no domínio 2.....	104
Figura 6.30: Projeção estereográfica das falhas no domínio 3.....	106
Figura 6.31: Projeção estereográfica das falhas no domínio 4.....	107
Figura 6.32: Controle estrutural dos depósitos sedimentares.....	109
Figura 6.33: Quadro geométrico esquemático.....	110
Figura 6.34: Posicionamento do tensor σ_1 nos domínios estruturais pelo método dos diedros retos.....	112
Figura 7.1: Modelo digital do terreno mostrando o controle estrutural sobre a morfologia da área.....	116

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 5.1 (a): Ritmito do Grupo Itararé mostrando dobras convolutas (ponto 120).....	59
(b): Contato erosivo entre o Grupo Itararé e o embasamento pré-cambriano (ponto 161).....	59
(c): Contato por falha entre o Grupo Itararé e o embasamento pré-cambriano (ponto 161).....	59
Foto 5.2 (a): Fácies Gmm: conglomerado suportado por matriz, maciço (ponto 137).....	64
(b): Fácies Gcm: conglomerado suportado por clastos, maciço (ponto 198).....	64
(c): Fácies Gh: conglomerado suportado por clastos com estratificação incipiente e imbricação (ponto 74).....	64
(d): Fácies Gt: conglomerado suportado por clastos com estratificação cruzada acanalada (ponto 9).....	65
(e): Fácies Sh: arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela (ponto 47).....	65
(f): Fácies St: arenito fino a muito grosso, até conglomerático, com estratificação cruzada acanalada (ponto 9).....	65
Foto 5.3 (a): Associação de fácies I (ponto 76).....	70
(b): Associação de fácies III (ponto 117).....	70
Foto 5.4 (a): Cobertura coluvionar composta por linha de pedras basal recoberta por material areno-argiloso com grânulos de quartzo angulosos organizados em níveis descontínuos e sub-paralelos (ponto 12).....	75
(b): Fragmento de rocha básica em meio a material coluvionar sobrepostos a nível de fragmentos de gnaiss e de quartzo angulosos (ponto 36).....	75
(c): Linha de pedras composta por fragmentos de quartzo e seixos de quartzito do depósitos terciários (ponto 35).....	75
(d): Linha de pedras formada por fragmentos de crosta laterítica envolvendo um seixo de quartzito subarredondado dos depósitos terciários (ponto 35-A).....	75
(e): Cobertura coluvionar com nível de grânulos em granodecrescência ascendente (ponto 123).....	75
Foto 6.1 (a): Folhelhos do Grupo Itararé mostrando intenso fraturamento (ponto 128).....	91
(b): Fratura nos depósitos terciários preenchida por material lateritizado (ponto 1)	91
(c): Fraturas nas coberturas coluvionares (ponto 147)	91
Foto 6.2 (a): Zona cataclástica afetando gnaisses do embasamento cristalino (ponto 147)	97
(b): Falha normal em rochas graníticas (ponto 37)	97
(c): Detalhe da foto anterior mostrando arranjo anastomosado dos planos de falha, formando sigmóides que indicam movimentação normal (ponto 37)	97
Foto 6.3: Estrutura em flor negativa afetando ritmitos do Grupo Itararé (ponto 120)	98
Foto 6.4 (a): Camada de argilito dos depósitos terciários afetada por falhas normais (ponto 3)	100
(b): Falha normal afetando a linha de pedras (ponto 35-A)	100
(c): Falhas normais afetando linha de pedras (ponto 137)	100

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1: Classificação de fácies (Miall 1978 in Miall 1996, modificado).....	45
Tabela 4.2: Padrões de preenchimento de bacias aluviais (Miall 1981).....	54
Tabela 5.1: Fácies sedimentares encontradas nos depósitos terciários da área de Jundiaí (codificação de Miall 1996, modificada).....	61

ANEXOS

Anexo 1: Mapa Geológico

Anexo 2: Mapa de pontos

ABSTRACT

The existing relations between sedimentary deposits of the Jundiá (SP) region and the role of faults and fractures in their formation, deformation and preservation are examined, with the aim to investigate the Cenozoic events which occurred in the region.

The applied methodology includes cartographic information for examining terrain morphology accompanied to interpretation of aerial photographs and satellite imagery; lithostratigraphic data for interpreting paleoenvironments and structural data for interpreting the structural control of sedimentary deposits, and tensor calculations.

The Precambrian basement of the area is composed of gneisses with variable degrees of migmatization as well as interlayers of quartzites, schists, amphibolites, goudites and metaultrabasics rocks included in the Amparo (or Itapira) Complex and, in a more restricted form, phyllites belonging to the São Roque Group. Granitic rocks are very common in the region, predominating the intrusions of the Itu Complex.

Paleozoic deposits cover the basement, which are correlated with the Itararé Group, constituted by diamictites, shales, rhythmites, mudstones and siltstones. These rocks form isolated bodies embedded in to the crystalline basement by normal faults.

Tertiary deposits, comprised of diamictites, conglomerates, sandstones and mudstones also occur in the form of isolated relicts, preserved by the presence of levels of basal conglomerates, more erosion resistant, or due to faulting which produced tilting and subsidence of the blocks. Nine sedimentary facies are defined forming associations that suggest the existence of an ancient system of alluvial fans deriving from the Japi Range, under semi-arid climate.

The colluvionary deposits comprise a covering formed by unconsolidated material, and consist of basal stone lines recovered by sandy and clayish sediments with disperse quartz millimetric angular grains. These are well distributed through the area and the structural control in the form of bodies is remarkable.

Alluvionary deposits also are present which are formed of gravels, sands and clays, deposited along the principal drainages of the Jundiá River Basin.

These units are distributed along a topographically lowered zone, delimited by higher topographies corresponding to the Japi Range, Jardim Range (and associated elevations), Cristais Range and to the Itu Granite Massif. These higher elevations are associated to fault

escarpments striking predominantly NW-SE and subordinately NNE-SSW to NE-SW and E-W.

These faults and the associated fractures also control the installation of the drainage system, which is more predominantly oriented E-W and N-S than NE-SW and NW-SE.

These results suggest a scenario where the development of normal NE-SW faults occasioned the subsidence and preservation of blocks of Paleozoic rocks into the crystalline basement, under a distensive NW-SE regime present in the opening of the Atlantic Ocean.

After the opening and during the plate drifting towards West, a transcurrent dextral binary is implanted with an horizontal σ_1 NW-SE, and a vertical σ_2 and an horizontal σ_3 NE-SW. This stress regime stimulates the development and/or reactivation of the normal NW-SE faults, transcurrent E-W faults and NE-SW reverse faults.

The unevenness formed between the central collapsed block and the elevations of the Japi Range triggers the development of a system of alluvial fans giving rise to the Tertiary deposits. With faulting progression and the continuous uplifting of the area, the sedimentary sequences was eroded and are now preserved only in some isolated remains over the tilted and buried blocks by normal faults. Concomitantly, the formation of the colluvionary covers originating from the erosion of these and other lithotypes present occurs.

All units are being actually eroded and sediments are deposited in the flood plains of the principal drainages. Its accumulation is induced through the presence of a lithological/structural barrier represented by the Itu Granite Massif, whose faces are the consequence of the previously mentioned faulting.

RESUMO

Neste trabalho é apresentado um estudo das relações existentes entre a ocorrência de depósitos sedimentares nos arredores de Jundiaí (SP) e o papel das falhas e fraturas na sua formação, deformação e preservação, objetivando a investigação de alguns eventos sucedidos na evolução cenozóica da região.

Os métodos utilizados envolvem a extração de informações de bases cartográficas, de fotografias aéreas e imagem de satélite; a obtenção de informações litoestratigráficas para interpretações paleoambientais e a coleta de dados estruturais para o estudo do controle estrutural sobre os depósitos sedimentares, sobre a morfologia do terreno e para o cálculo de tensores.

O embasamento pré-cambriano é composto basicamente por gnaisses com grau variável de migmatização e intercalações de quartzitos, xistos, anfibolitos, gonditos e metaultrabasitas incluídos no Complexo Amparo ou Itapira e, de forma mais restrita, filitos pertencentes ao Grupo São Roque. Intrusões granitóides são bastante comuns na região, predominando, na área, o Complexo Granitóide Itu.

Recobrimo o embasamento, aparecem depósitos paleozóicos correlacionados com o Grupo Itararé, constituídos por diamictitos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos. Estas rochas formam corpos isolados, embutidos no embasamento cristalino por falhas normais.

Depósitos terciários, compostos por diamictitos, conglomerados, arenitos e argilitos também ocorrem sob a forma de corpos isolados, preservados pela presença de níveis conglomeráticos basais, mais resistentes à erosão, ou devido a falhamentos que ocasionaram abatimento e basculamento de blocos. São definidas nove fácies sedimentares formando associações que sugerem a existência de um antigo sistema de leques aluviais, sob clima semi-árido, com área fonte na Serra do Japi.

Os depósitos coluvionares compõem uma cobertura formada por material inconsolidado, constituído por uma linha de pedras basal recoberta por sedimentos areno-argilosos com grânulos de quartzo milimétricos e angulosos dispersos. São amplamente distribuídos pela área e o controle estrutural na forma dos corpos é marcante.

Ocorrem também depósitos aluvionares formados por cascalhos, areias e argilas, depositados ao longo das drenagens principais da bacia do rio Jundiaí.

Estas unidades se distribuem ao longo de uma zona topograficamente rebaixada, limitada pelos altos topográficos correspondentes à Serra do Japi, Serra do Jardim (e elevações associadas), Serra dos Cristais e o Maciço Granítico Itu. Estes altos se associam a escarpas de falhas com direção predominantemente NW-SE e subordinadamente NNE-SSW a NE-SW e E-W.

Tais falhamentos, juntamente com as fraturas associadas, também controlam a instalação do sistema de drenagem, porém com o predomínio das orientações E-W e N-S sobre as NE-SW e NW-SE.

Os resultados alcançados apontam para um quadro onde o desenvolvimento de falhas normais NE-SW, sob o regime distensivo NW-SE presente na abertura do Oceano Atlântico, ocasionou o abatimento de blocos de rochas paleozóicas no embasamento cristalino, possibilitando sua preservação.

Com a deriva da placa Sul-Americana para oeste, há implantação de um binário transcorrente dextral com σ_1 NW-SE horizontal, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW horizontal. Este arranjo de tensões provoca o desenvolvimento e/ou a reativação de falhas normais NW-SE, falhas transcorrentes E-W e inversas NE-SW.

O desnível formado entre o bloco central abatido e as elevações da Serra do Japi desencadeia o desenvolvimento de um sistema de leques aluviais, dando origem aos depósitos terciários. Com a progressão dos falhamentos e o constante soerguimento da área, as seqüências sedimentares são erodidas, ficando preservados alguns restos isolados devido ao abatimento e basculamento de blocos por falhas normais. Concomitantemente, ocorre a formação das coberturas coluvionares oriundas da erosão destes e de outros litotipos presentes.

Todas as unidades estão sendo erodidas atualmente e os sedimentos são depositados nas planícies aluvionares das drenagens principais. A acumulação é induzida pela presença de uma barreira litológico/estrutural representada pelo Maciço Granítico de Itu, cujas escarpas são consequência dos falhamentos acima descritos.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A região de Jundiaí tem sido alvo de interesse por parte de profissionais da área de ciências naturais desde o início do século. A princípio, chamou a atenção dos pesquisadores a presença de sedimentos de origem glacial nas proximidades da cidade de Jundiaí, os quais se tornaram fonte de matéria-prima para a crescente indústria cerâmica da região. Em seguida, foram encontrados sedimentos conglomeráticos dispostos em corpos descontínuos ao longo das drenagens principais e nas proximidades da Serra do Japi. Estes depósitos têm sido pouco estudados, permanecendo várias controvérsias quanto sua origem e idade. O embasamento cristalino também tem sido objeto de estudos, a maioria deles enfocando as áreas imediatamente a sul, onde marca presença a Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira e a leste, onde se encontra o Maciço Granítico de Itu. A Serra do Japi é outro aspecto importante da paisagem local, onde se mantém preservada a Superfície do Japi, constituindo os topos mais elevados da área. Outro aspecto relevante é a típica ocorrência das chamadas “linhas de pedras”, amplamente distribuídas por toda a região.

Nos dias de hoje, este interesse não só se manteve, mas vem aumentando e se diversificando em outras áreas das ciências naturais devido à crescente expansão urbano-industrial da Região Metropolitana da Grande São Paulo. Para ressaltar a importância dos estudos do meio natural desta região, cabe salientar que, em 1984, o Poder Legislativo Estadual (Lei Estadual nº 4.095/84) criou a APA (Área de Proteção Ambiental) de Jundiaí, visando a preservação do patrimônio paisagístico da Serra do Japi e dos importantes mananciais constituídos pelos rios Jundiaí-Mirim e Capivari.

Para a abordagem pretendida no presente trabalho, é de suma importância o reconhecimento das discontinuidades do substrato rochoso no que diz respeito à formação, deformação e preservação das seqüências deposicionais mais jovens que o recobrem. A região de Jundiaí, com suas assinaturas sedimentares paleozóicas e cenozóicas, oferece a oportunidade de se investigar esta atuação, permitindo o entendimento da paleotectônica, da tectônica ressurgente e da neotectônica atuantes na evolução geológica regional. Os estudos realizados foram dirigidos ao reconhecimento de feições estruturais neotectônicas e dos regimes de esforços tectônicos que as geraram, bem como à caracterização da evolução geomorfológica e geração de depósitos e coberturas sedimentares correlativas.

1.1. A ÁREA ESTUDADA

Localização

A área em questão está situada a 60 quilômetros da capital paulista, entre os meridianos 46°45' e 47°08' e paralelos 23°05' e 23°19', abrangendo 864 km². Nas bases cartográficas do IBGE em escala 1:50.000, compreende grande parte da folha Jundiaí (SF-23-Y-C-III-1) e a porção sudeste da folha Indaiatuba (SF-23-Y-C-II-2), além das bordas das folhas Cabreúva (SF-23-Y-C-II-4) e Santana do Parnaíba (SF-23-Y-C-III-3). Dentro destes limites estão situadas as cidades de Jundiaí, Campo Limpo Paulista, Itupeva e Louveira. Constitui uma zona rebaixada em relação aos altos topográficos representados pela Serra do Japi e Serra dos Cristais, a sul e sudeste, pelo Maciço Granítico de Itu, a oeste (próximo a Itupeva) e pela Serra do Jardim, a nordeste. A figura 1.1 mostra a localização da área e a articulação das folhas topográficas, com as principais estradas que servem a região, as cidades e os patamares topográficos do terreno.

A presença de algumas das principais rodovias do Estado de São Paulo facilita o acesso à área. Por outro lado, são auto-pistas com trânsito intenso e de alta velocidade, o que acarreta algumas dificuldades durante os trabalhos de campo. A Rodovia dos Bandeirantes (SP-348) e a Rodovia Anhangüera (SP-330) recortam a área no sentido SE-NW, seguindo da capital paulista para o interior. A Rodovia Marechal Rondon (SP-300) atravessa a área no sentido NE-SW, a partir das proximidades de Jundiaí em direção a Itu. Há ainda a Rodovia Engº Constâncio Cintra (SP-360) que liga Jundiaí a Itatiba (a norte) e dá acesso à Rodovia Dom Pedro I. Outras estradas asfaltadas cortam a área em vários sentidos, além das não-pavimentadas, quase todas em bom estado de conservação. O acesso só é dificultado no entorno e nos altos da Serra do Japi, onde a vegetação é densa, as encostas são íngremes e o acesso é permitido apenas com autorização da Guarda Municipal de Jundiaí por estar dentro dos limites da APA.

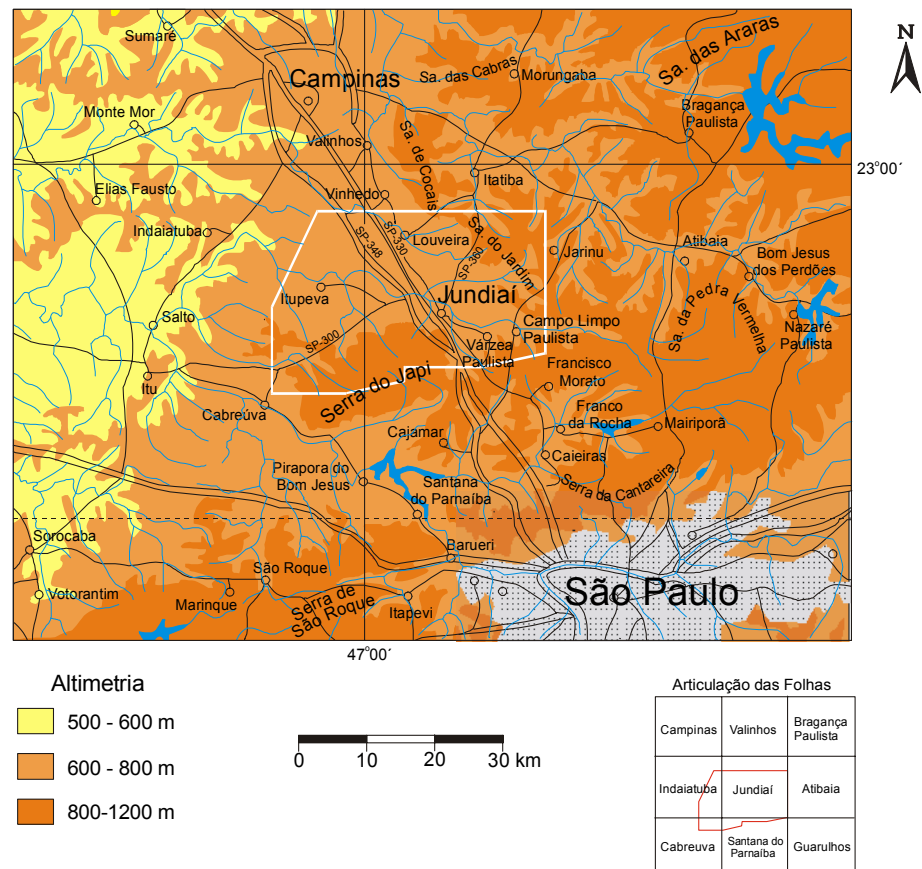


Figura 1.1: Localização da área no Mapa Hipsométrico do Estado de São Paulo (IGC) e articulação das folhas topográficas.

Clima e Vegetação

A região é dominada por clima mesotérmico de inverno seco, isto é, tropical de altitude, com temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C, e a do mês mais quente superior a 22°C. A precipitação total do mês mais seco é inferior a 30 mm (Köppen 1948, Serv. Nac. Pesq. Agron. 1960, Andrade 1964 in Fuck 1975).

A cobertura vegetal original era de floresta latifoliada tropical (Serv. Nac. Pesq. Agron. 1960 in Fuck 1975). Atualmente, a vegetação predominante é a do tipo capoeira rala, além de mata secundária de reflorestamento (eucalipto e pinheiro do Paraná) e horticultura.

Aspectos Ambientais

A bacia do rio Jundiaí está situada em uma das regiões com maiores índices de crescimento demográfico e econômico do Estado de São Paulo, apresentando alta concentração industrial e urbana.

A bacia do rio Jundiaí-Mirim abastece, hoje, cerca de 97% da população da cidade de Jundiaí, sendo que 55% da bacia do rio Jundiaí, nos limites do município, constitui área de proteção de mananciais (Lei Municipal nº 2.405/80) (Silveira 1995). Contudo, têm sido registrados altos índices de poluição no rio Jundiaí, antes mesmo de alcançar a sede urbana do município.

As indústrias são as maiores responsáveis pela poluição dos rios. Há também um bom número de granjas e empresas de mineração, além de farta produção de uvas, figos e morangos. Ocorre lançamento de esgotos e carreamento de resíduos em suspensão com a água de escoamento superficial devido à atividade extrativa de minerações de argila, além do carreamento de agrotóxicos e resíduos de fertilizantes usados nas culturas.

De acordo com Pinhatti (1998), para se resolver o problema de poluição na bacia ou pelo menos minimizá-la em níveis aceitáveis, são necessárias medidas no sentido de estimular os municípios a tratarem seus esgotos e as indústrias a aumentarem suas taxas de remoção através de recirculação e da melhoria dos seus sistemas de tratamento.

1.2. PROBLEMÁTICA

A área de Jundiaí apresenta sedimentos paleozóicos correlacionáveis com rochas do Grupo Itararé, embutidos por falhas no embasamento cristalino, e depósitos de sedimentos pré-atuais falhados, que têm sido correlacionados com os das bacias de São Paulo e de Taubaté e em parte atribuídos a depósitos de terraços e sedimentos aluviais modernos ligados à evolução do rio Jundiaí. A bacia do rio Jundiaí sofre influência da soleira sustentada pelo batólito granítico de Itu, que representa um nível de base local e induz a formação de um pequeno *canyon* na região de Itupeva, mostrando influência litológica e provavelmente neotectônica.

Este quadro geológico induz a formulação de algumas questões:

- Como explicar a ocorrência de depósitos glaciais na área, já que o limite atual da Bacia do Paraná se situa algumas dezenas de quilômetros a oeste dali?

- Como se formaram as seqüências sedimentares cujas características permitem correlações com as bacias continentais terciárias e por que ficaram preservados apenas alguns restos isolados?
- O que são as “linhas de pedras” e o material inconsolidado que as recobrem, encontrados generalizadamente por toda a área?
- Qual a relação entre os processos causadores dos eventos acima e a morfologia do terreno observada hoje na região?

1.3. OBJETIVO

Para responder as questões acima é que se dirige o objetivo deste trabalho. Assim, investiga-se o papel das falhas e fraturas na formação, deformação e preservação do conjunto de rochas e coberturas sedimentares que ocorrem na área.

Tendo em vista este objetivo, foram realizadas as seguintes atividades:

- a. Mapeamento das unidades sedimentares que ocorrem ao longo da bacia do rio Jundiaí para o levantamento da distribuição das unidades paleozóicas e cenozóicas, incluindo as unidades pré-atuais e atuais;
- b. estudo do quadro geomorfológico da região, com vistas ao estabelecimento de unidades morfo-tectônicas, principalmente em função da formação, deformação e preservação das unidades litoestratigráficas reconhecidas;
- c. investigação do quadro estrutural, com ênfase às falhas e fraturas, à sua geometria e cinemática e, na medida do possível, ao seu papel na deformação de rochas do embasamento e da cobertura sedimentar. Desta forma, pode-se deduzir o controle estrutural na formação e preservação das seqüências sedimentares e, finalmente, o controle no estabelecimento do padrão geomorfológico atual.

Tais procedimentos permitem a elaboração do quadro evolutivo geológico da área, contribuindo assim para o conhecimento geológico do Estado de São Paulo e para o escopo do projeto temático “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes” (FAPESP - processo nº 95/4417-3), ao qual este trabalho está vinculado. Além disso, há uma importante contribuição para o estudo do meio físico de uma das regiões mais densamente povoadas do país e com perspectivas de intenso crescimento para as próximas décadas.

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos utilizados na execução deste trabalho envolvem a preparação de material e a coleta de dados para descrição e análise de feições estruturais e de formas do relevo e da drenagem que refletem movimentos neotectônicos. Incluem, também, o estudo das coberturas sedimentares correlativas com as etapas da evolução neotectônica.

O fluxograma apresentado na figura 2.1 sintetiza a seqüência metodológica seguida no desenvolvimento da pesquisa, com as atividades realizadas e os respectivos produtos alcançados. Segue a descrição dos procedimentos envolvidos.

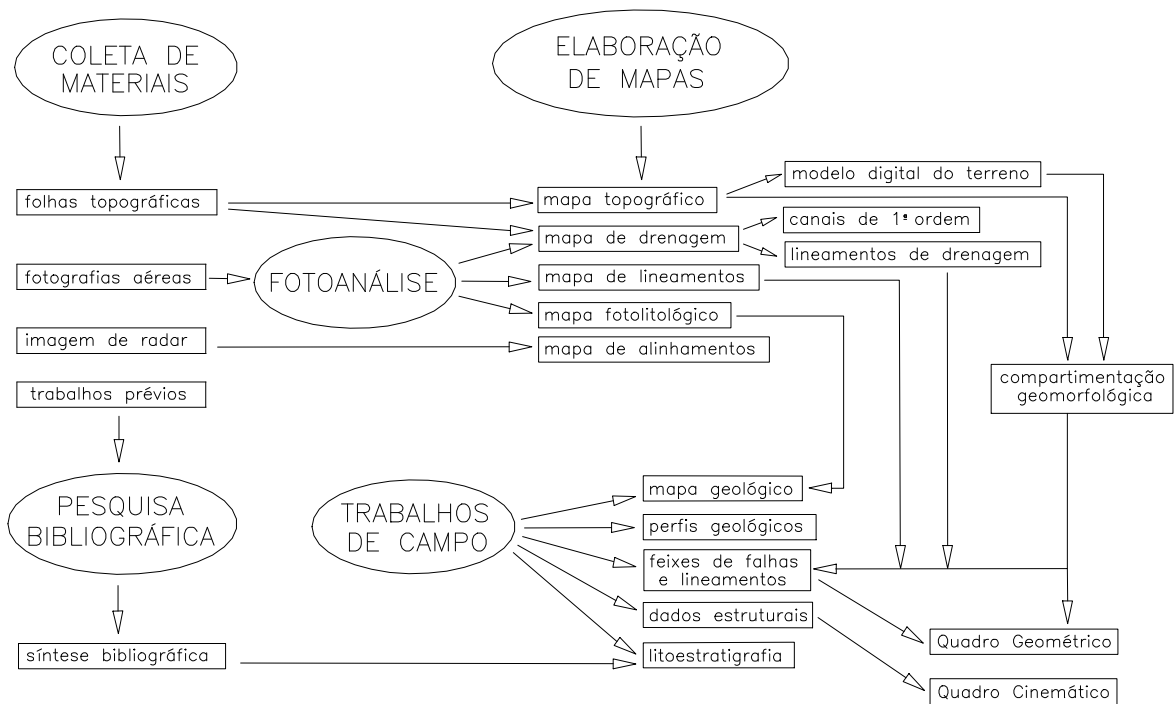


Figura 2.1: Fluxograma das atividades desenvolvidas e produtos alcançados.

2.1. Coleta de Material

Os materiais básicos para a execução do trabalho incluem folhas topográficas, fotografias aéreas e imagem de radar. As folhas topográficas utilizadas, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) - 1971 e 1985 - em escala 1:50.000, pertencem ao acervo do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP, câmpus de Rio Claro e são listadas abaixo:

- Jundiaí: SF-23-Y-C-III-1;
- Indaiatuba: SF-23-Y-C-II-2;
- Cabreúva: SF-23-Y-C-II-4;
- Santana do Parnaíba: SF-23-Y-C-III-3;

Além destas, foram adquiridas bases cartográficas em escala 1:10.000 produzidas pela Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo (Plano Cartográfico do Estado de São Paulo - 1979). Estas folhas foram de grande utilidade nos trabalhos de campo, pois mostram as formas do relevo com maior detalhe, evidenciando mais claramente o padrão de distribuição das coberturas mais recentes. Tais cartas são listadas a seguir.

- Fazenda Serra Azul: SF-23-Y-C-II-2-NE-F;
- Louveira: SF-23-Y-C-III-1-NO-E;
- Bairro Rio Acima: SF-23-Y-C-III-1-NO-F;
- Bairro Mato Dentro: SF-23-Y-C-III-1-NE-E;
- Bairro Pitangal: SF-23-Y-C-III-1-NE-F;
- Bairro Monte Serrat: SF-23-Y-C-II-2-SE-A;
- Itupeva: SF-23-Y-C-II-2-SE-B;
- Bairro do Poste: SF-23-Y-C-III-1-SO-A;
- Jundiaí I: SF-23-Y-C-III-1-SO-B;
- Jundiaí II: SF-23-Y-C-III-1-SE-A;
- Bairro Campo Verde: SF-23-Y-C-III-1-SE-B;
- Fazenda Pinheiro: SF-23-Y-C-II-2-SE-C;
- Bairro dos Medeiros: SF-23-Y-C-II-2-SE-D;

- Jardim Hermida: SF-23-Y-C-III-1-SO-C;
- Jundiaí III: SF-23-Y-C-III-1-SO-D;
- Jundiaí IV: SF-23-Y-C-III-1-SE-C;
- Campo Limpo Paulista: SF-23-Y-C-III-1-SE-D;
- Chácaras do Guacuri: SF-23-Y-C-II-2-SE-E;
- Bairro do Jacaré: SF-23-Y-C-II-2-SE-F;
- Bairro Hermida: SF-23-Y-C-III-1-SO-E;
- Jundiaí V: SF-23-Y-C-III-1-SO-F;
- Jundiaí VI: SF-23-Y-C-III-1-SE-E;
- Várzea Paulista: SF-23-Y-C-III-1-SE-F;
- Bairro do Pinhal: SF-23-Y-C-II-4-NE-A;
- Bom Fim do Bom Jesus: SF-23-Y-C-II-4-NE-B;
- Terra Nova: SF-23-Y-C-III-3-NO-B;
- Bairro dos Cristais: SF-23-Y-C-III-3-NE-A;
- Serra do Japi: SF-23-Y-C-II-4-NE-C;
- Cururu: SF-23-Y-C-II-4-NE-D.

As fotografias aéreas utilizadas (levantamento USAF - 1965), em escala 1:60.000, foram gentilmente emprestadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A imagem de radar, relativa à folha SF-23-Y-C (Projeto RadamBrasil - 1976) em escala 1:250.000, pertence ao acervo do IGCE/UNESP.

Ao mesmo tempo em que se deu o levantamento deste material, procedeu-se a coleta e fichamento dos trabalhos consultados durante a realização da pesquisa bibliográfica.

Como complementação, convém listar também os materiais utilizados na digitalização dos mapas, elaboração do modelo digital do terreno, construção dos estereogramas e dos diagramas de tensores. São eles: microcomputadores com 32 Mb de memória, mesa digitalizadora e os programas Autocad - R14 e R13 da Autodesk (para digitalização), Surfer 6.0 da Golden Software e Geo3-View (Lindenbeck & Ulmer 1995) (para construção do modelo), StereoNet 3.03 da Geological Software (para confecção dos estereogramas) e Trade (Yamamoto & Pereira Jr. 1984) (para cálculo dos tensores).

2.2. Pesquisa Bibliográfica

Para se obter uma visão geral do conhecimento já existente quanto ao meio físico regional, foi realizada uma pesquisa bibliográfica a partir da leitura e síntese de informações dispersas em vários artigos, relatórios e teses que enfocam a área e as regiões adjacentes.

Outra etapa importante da pesquisa bibliográfica foi a busca de trabalhos sobre depósitos aluviais, mais especificamente leques aluviais, uma vez que os depósitos sedimentares observados e descritos podem ser encaixados neste tipo de ambiente.

Como resultado destas atividades, foi elaborada a síntese bibliográfica que compõe os Capítulos 3 e 4. Ao mesmo tempo, os mapas geológicos já existentes foram consultados, visando a caracterização do embasamento pré-cambriano.

2.3. Fotoanálise

A análise das fotografias aéreas seguiu os critérios propostos por Soares & Fiori (1976), os quais consideram como parâmetros descritivos a textura e a estrutura dos elementos da imagem fotográfica, a análise das formas da rede de drenagem e das formas do relevo e os limites de zonas homólogas.

A extração das informações foi feita em três etapas, ao longo das quais houve uma familiarização com as feições e as características das diferentes unidades fotolitológicas.

Inicialmente, extraiu-se a rede de drenagem de forma detalhada, dando atenção a todas as ordens ocorrentes. O material resultante foi utilizado para elaboração do mapa de drenagem. Posteriormente, foram traçadas as feições lineares presentes no relevo e na rede de drenagem, destinando-se à confecção do mapa de lineamentos.

Por último, quando já havia suficiente conhecimento das características refletidas pelo terreno, foram separadas as zonas homólogas, que se distinguem pela repetição de elementos texturais e estruturais similares. O produto alcançado (mapa fotolitológico) foi utilizado na elaboração do mapa geológico.

2.4. Trabalhos de Campo

As etapas de campo foram intercaladas com a realização das demais atividades. A primeira delas objetivou a delimitação da área operacional de trabalho, bem como o reconhecimento dos tipos de depósitos presentes e sua distribuição espacial. Nas etapas seguintes, iniciou-se uma descrição detalhada dos afloramentos e, com o mapa fotolitológico em mãos, a identificação e delimitação das unidades litológicas.

Sempre que possível, foi seguida uma seqüência metodológica na descrição dos afloramentos. Inicialmente, o afloramento foi observado como um todo, tentando-se reconhecer os tipos litológicos presentes. Depois, dando atenção às rochas do embasamento cristalino, foram obtidas medidas estruturais de falhas e fraturas, sempre tentando perceber se tais estruturas afetavam também a cobertura sedimentar, quando presente. Prosseguiu-se com a descrição do pacote sedimentar e esquematização das feições observadas, fotografando sempre que necessário.

Nos pontos onde afloram seqüências sedimentares terciárias significativas, foram montadas colunas estratigráficas que posteriormente serviram para o estudo da litoestratigrafia e para as interpretações paleoambientais.

Após a elaboração do mapa de feixes de falhas e lineamentos, foram realizadas as últimas etapas de campo, programadas para a verificação da tipologia das falhas e do direcionamento das fraturas sobre estes feixes.

Estes procedimentos permitiram a elaboração do mapa geológico e o estudo da litoestratigrafia (Capítulo 5), onde são apresentadas as análises faciológicas e as interpretações paleoambientais dos depósitos terciários. As medidas estruturais realizadas em campo foram tratadas através do programa Stereonet e Trade e são apresentadas no estudo da Geologia Estrutural (Capítulo 6), para abordagem quanto às feições estruturais mesoscópicas e análise do quadro cinemático.

2.5. Elaboração de Mapas

Os mapas citados abaixo foram produzidos com informações extraídas das folhas topográficas em escala 1:50.000 citadas acima e de mapas preexistentes (Batista et al. 1986,

1987; Hackspacher et al. 1989 e Galembeck 1997) e a partir da análise das fotografias aéreas e da imagem de radar.

2.5.1. Mapa Geológico

No mapa fotolitológico, como mencionado anteriormente, foram separadas unidades com diferentes características texturais e estruturais. Os principais aspectos distintivos considerados nesta análise referem-se às formas e orientações do relevo e à densidade da rede de drenagem.

Após as primeiras etapas de campo, constatou-se que as unidades fotolitológicas são condizentes com a distribuição dos litotipos importantes para o presente estudo, ou seja, estes fatores estão intimamente relacionados com a distribuição dos depósitos cenozóicos. Isto permitiu a delimitação dos corpos e, após os devidos controles de campo, obteve-se o mapa geológico apresentado no anexo 1. As unidades do Pré-Cambriano foram definidas a partir da compilação de mapas publicados em trabalhos anteriores (supracitados) .

2.5.2. Mapa de Alinhamentos Regionais

O mapa de alinhamentos regionais foi elaborado a partir da análise visual da imagem de radar produzida pelo Projeto Radam Brasil (1976). A escala desta imagem (1:250.000) não se mostrou apropriada para o presente estudo, sendo necessária uma escala maior. Como a imagem de radar oferece um grau de detalhe considerável, a sua ampliação, através de fotocópias, para a escala 1:100.000, ofereceu maiores possibilidades para a visualização das estruturas.

Foi utilizada a metodologia de Liu (1987), que propõe quatro fases na análise de tais imagens. A primeira etapa consiste no exame superficial da imagem para se obter uma visão geral dos aspectos mais evidentes da área. Na segunda etapa, deve ser feito um exame cuidadoso, com ou sem o auxílio de uma lupa, sob luz fluorescente com foco dirigido. As observações devem ser feitas primeiro verticalmente e depois em vários ângulos de inclinação, rotacionando-se a imagem em várias posições. Uma posição bastante favorável é aquela em que as sombras ficam voltadas para o lado do observador, dando uma impressão de estereoscopia. O traçado dos lineamentos pode ser feito sobre a própria imagem ou sobre

papel transparente não deformável. A terceira etapa consiste na análise da imagem em mesa de luz para o traçado dos lineamentos que não foram percebidos e confirmação daqueles já detectados. Se a área compõe mais de uma imagem, é exigida uma quarta etapa para a compilação do mosaico, examinando cuidadosamente a junção dos lineamentos.

Os critérios utilizados na extração dos lineamentos são as expressões dos elementos topográficos retilíneos do relevo (linhas ou segmentos de escarpas, alinhamentos de cristas, vales, trechos de rios e lagos etc). Quando são observados segmentos de feições lineares, o traçado dos lineamentos deve ser feito de forma compatível com o comprimento de cada um deles, e não por um lineamento único, como muitas vezes é feito em mapas regionais.

O resultado deste processo é apresentado no Capítulo 6 (Geologia Estrutural), sendo utilizado na avaliação do quadro macroregional da área de estudo.

2.5.3. Mapa Topográfico e Modelo Digital do Terreno (MDT).

Para a construção do mapa topográfico foram utilizadas as bases cartográficas em escala 1:50.000 citadas acima. As curvas de nível foram digitalizadas com equidistância de 20 metros, também com mesa digitalizadora, através do programa Autocad.

O MDT foi construído a partir do mapa topográfico digitalizado. O arquivo de extensão “dwg” do Autocad foi tratado com a rotina em Autolisp “vert.lsp” e exportado para o programa Surfer, onde construiu-se um modelo simplificado. O arquivo “grd” do Surfer foi importado pelo programa Geo3-View, onde construiu-se um modelo mais sofisticado com a sobreposição de informações geológicas na superfície tridimensional.

Estes dados foram importantes para a visualização da distribuição dos depósitos sedimentares (Capítulo 5) e também como instrumento de análise do quadro estrutural macroscópico apresentado no Capítulo 6.

2.5.4. Mapa de Drenagem e Derivados

Para a elaboração do mapa de drenagem, foi digitalizada a rede de drenagem presente nas folhas topográficas em escala 1:50.000. Para obtenção de um mapa mais detalhado, foram extraídos os canais de todas as ordens das fotografias aéreas (escala 1:60.000), como descrito

acima (primeiro produto da fotoanálise). Estes dados foram acrescentados aos das folhas topográficas, através de mesa digitalizadora, utilizando-se o programa Autocad.

A partir do mapa de drenagem, foram elaborados os mapas de lineamentos de drenagem e o de canais de primeira ordem. A construção dos diagramas de roseta para visualização dos padrões de direcionamento destas feições foi feita com a rotina “roseta.lsp” (Autolisp), após a digitalização das mesmas. Estes produtos serviram como instrumento de análise das feições macroscópicas abordadas no Capítulo 6 (Geologia Estrutural).

2.5.5. Mapa de Lineamentos

O mapa de lineamentos, segundo produto da fotoanálise, constitui o traçado dos elementos retilíneos presentes no relevo e na drenagem. O material obtido também foi digitalizado, o que permitiu a separação em *layers* das principais direções ocorrentes. Para cada uma, também foram montados diagramas de roseta através da rotina “roseta.lsp”. Estes produtos também são apresentados e descritos no Capítulo 6, onde complementam as informações referentes aos aspectos das feições estruturais macroscópicas.

2.5.6. Mapa de feixes de falhas e lineamentos principais

O mapa de feixes de falhas e lineamentos principais foi traçado com a sobreposição dos mapas topográfico, de drenagem e de lineamentos. As feições consideradas neste processo constituem as escarpas alinhadas do mapa topográfico que coincidem com pontos de confluência de canais do mapa de drenagem, bem como com os traços mais contínuos do mapa de lineamentos. Na última etapa de campo, as informações desta carta foram checadas e o mapa foi finalizado, definindo-se os traços de falhas confirmadas e inferidas.

CAPÍTULO 3

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo é apresentada uma síntese bibliográfica com o objetivo de reunir dados dispersos em vários trabalhos anteriores na tentativa de se obter uma visão geral da geologia e da geomorfologia da área estudada.

3.1. GEOLOGIA REGIONAL

Na região de Jundiaí ocorrem litotipos pertencentes ao embasamento cristalino, pequenos depósitos paleozóicos correlacionados com rochas do Grupo Itararé, depósitos terciários distribuídos em manchas isoladas correlacionáveis com a Bacia de São Paulo, além de coberturas coluvionares e aluvionares quaternárias. Segue a descrição sucinta destas unidades.

3.1.1. Embasamento Pré-Cambriano

O Pré-Cambriano paulista tem sido estudado desde o início do século por inúmeros pesquisadores, sendo muito extensa a bibliografia sobre o assunto. A sistematização estratigráfica das unidades apresenta dificuldades de diversas ordens e foi apresentada com muitas modificações em trabalhos sucessivos.

Para a descrição e visualização da distribuição dos litotipos pertencentes ao embasamento cristalino, será utilizado o Mapa Geológico do Estado de São Paulo em escala 1:500.000 (Bistrichi et al. 1981 - figura 3.1). Nele, o Complexo Amparo aparece delimitado a sul pelas falhas de Itu, Jundiuvira e Camanducaia e a norte pela falha de Jacutinga, sendo recoberto a oeste pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Na área de interesse, este complexo é constituído principalmente por gnaisses com biotita, hornblenda e granada com grau variável de migmatização, associados a migmatitos de estruturas diversas com intercalações não individualizadas de quartzitos, xistos, anfíbolitos, gonditos e metaultrabasitas (Hasui et al. 1981). Em uma faixa adjacente ao lado norte da falha de Jundiuvira, da região de Jundiaí estendendo-se para leste, aparece uma seqüência eminentemente xistosa com intercalações

quartzíticas freqüentemente migmatizada e feldspatizada. Na área da Serra do Japi, ocorrem quartzitos feldspáticos, micáceos e granatíferos com intercalações de biotita xistos.

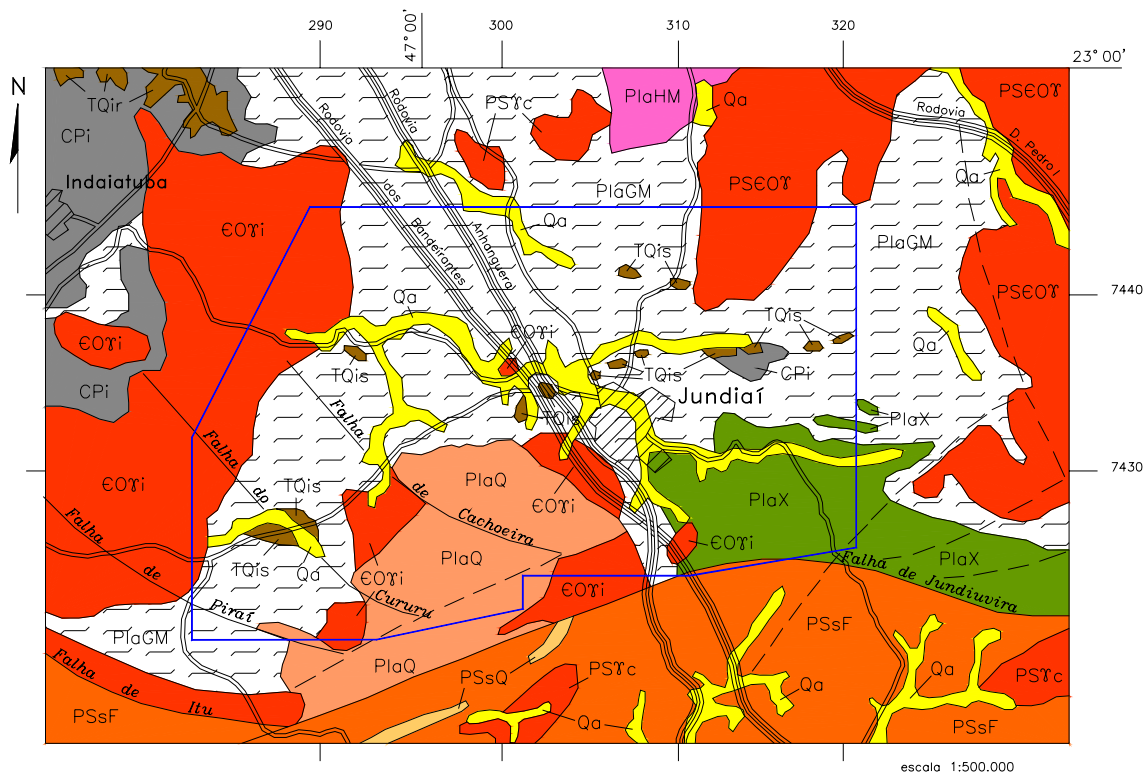


Figura 3.1: Unidades litológicas presentes na região (Fonte: Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Bistrichi et al. 1981).

PlaGM = Complexo Amparo - biotita gnaisses, biotita-hornblenda gnaisses, granada biotita gnaisses, gnaisses migmatizados, migmatitos de estruturas diversas, subordinadamente biotita xistos, quartzitos, anfíbolitos, gonditos e metaultrabasitas.

PlaHM = Complexo Amparo - migmatitos bandados, granulitos migmatizados, migmatitos homogêneos e anatexitos.

PlaX = Complexo Amparo - biotita xistos, com intercalações quartzíticas.

PlaQ = Complexo Amparo - quartzitos feldspáticos, micáceos e granatíferos com intercalações de biotita xistos e subordinadamente filitos e gonditos.

PSsF = Grupo São Roque - filitos, quartzófilos e filitos grafíticos em sucessões rítmicas com metassiltitos, quartzó xistos, micaxistos e quartzitos subordinados.

PSsQ = Grupo São Roque - quartzitos feldspáticos com metarcósios e metagrauvas subordinadas.

εOγi = Suítes Graníticas Pós-Tectônicas - Fácies Itu - corpos graníticos e granodioríticos alóctones.

PSyc = Suítes Graníticas Sintectônicas - Fácies Cantareira - corpos granodioríticos e graníticos autóctones e alóctones.

PSey = Suítes Graníticas Indiferenciadas - granitos e granitóides polidiapíricos.

CPI = Formação Itararé - depósitos glaciais, compreendendo principalmente arenitos de granulação variada, imaturos, passando a arcósios; conglomerados, diamictitos, tilitos, siltitos, folhelhos, ritmitos e raras camadas de carvão.

TQis = Coberturas Cenozóicas Indiferenciadas Correlatas à Formação São Paulo - sedimentos pouco consolidados incluindo argilas, siltes e arenitos finos argilosos com níveis de cascalho.

TQir = Coberturas Cenozóicas Indiferenciadas Correlatas à Formação Rio Claro - arenitos finos a médios, argilosos com níveis de argilitos e arenitos conglomeráticos.

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

Alguns dos litotipos acima, incluídos no Complexo Amparo, são considerados por outros autores como pertencentes ao Complexo Itapira (Santoro 1985, Batista et al. 1986). Esta unidade é definida como uma seqüência supracrustal onde se identificam para-gnaisses diversos, quartzitos, xistos, metarcósios e anfíbolitos.

Hackspacher et al. (1989, 1996) também separam o Complexo Amparo do Complexo Itapira, ambos pertencentes a uma unidade do Infra-Arqueano. O primeiro seria composto por ortognaisses de afinidade tonalítica-throndjemítica incrustados nos metassedimentos do Complexo Itapira.

O Grupo São Roque ocorre imediatamente a sul das falhas de Itu e Jundiuvira. É composto basicamente por metassedimentos, incluindo filitos, metassiltitos, xistos e quartzitos (Hasui et al. 1981). Ocorrem, associados, xistos com intercalações de calcários dolomíticos e rochas calcossilicatadas. Lentes alongadas de quartzitos com metarcósios e metagrauvacas apresentam ampla distribuição nesta unidade.

Ocorrências de intrusões granitóides são comuns por toda a região. A Fácies Itu aparece como corpos granodioríticos a graníticos, sendo o corpo mais expressivo pertencente ao Complexo Itu. Este complexo é enquadrado no campo dos granitos pós-colisionais (Galembeck 1997), mantendo contatos tectônicos e intrusivos com as encaixantes. Situa-se no extremo oeste da área de estudo, constituindo uma soleira local, à montante do rio Jundiá. Segundo Hackspacher et al (1996), o alojamento desta intrusão, juntamente com o Granito Cachoeira (considerado uma extensão leste do Maciço Itu) e outros pequenos corpos micrograníticos, deu-se no Neoproterozóico, representando o início de uma fase de extensão crustal associada à estruturação da futura bacia sedimentar do Paraná.

Estudos mais recentes dos terrenos pré-cambrianos, utilizando os modernos conceitos da Tectônica de Placas e da Geologia Estrutural juntamente com dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), trouxeram grandes avanços e revisões nos conhecimentos (Haralyi & Hasui 1982; Hasui 1990; Hasui et al. 1988, 1989, 1993).

Neste novo contexto, com o mapa de anomalias gravimétricas (anomalias Bouguer) e incorporando as informações geológicas, foram traçadas as grandes discontinuidades delimitando os blocos crustais (ou placas litosféricas) que compõem o território brasileiro. Essa estruturação decorreu da colisão de massas continentais antigas seguindo o modelo Himalaiano, onde a tectônica de cavalgamento forçou a elevação da crosta inferior de uma placa ao nível das rochas gnáissicas de médio grau da placa adjacente. No atual nível de erosão, expõem-se porções da crosta inferior da placa soerguida, correspondentes aos cinturões granulíticos hoje aflorantes. As discontinuidades separando os blocos representam suturas de colisão.

No Estado de São Paulo são delimitados os blocos Brasília, Vitória e São Paulo, estando situada no último a área de Jundiá. Há ainda o Bloco Paraná, que se encontra totalmente recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná, assim como toda a porção ocidental do Bloco São Paulo (figura 3.2).

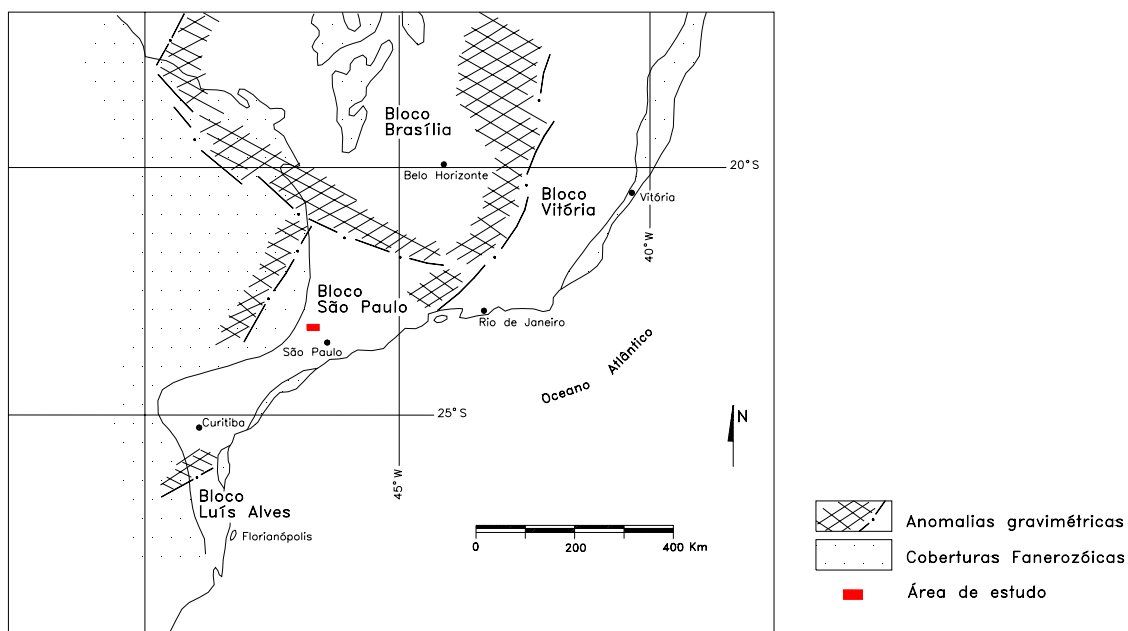


Figura 3.2: Estruturação do embasamento pré-cambriano em blocos crustais (Haralyi & Hasui 1982, modificado).

Cruzando os blocos e seus limites, aparecem vários lineamentos estruturais interpretados como zonas de movimentação transcorrente tardias que complicaram a estrutura mais antiga. Este é o caso do lineamento de São José dos Campos, que atravessa a região de Jundiá e está deslocado dextralmente pelo lineamento de Socorro (direção NNW) na altura de Itupeva (Hasui et al. 1991).

A sistematização dos litotipos em termos de conjuntos litológicos, vinculados à estruturação acima, permite a visualização das unidades e de sua distribuição de modo mais claro e lógico, simplificando a complicada terminologia proposta anteriormente (Hasui et al. 1989) (figura 3.3). Assim, o embasamento pré-cambriano da região estudada é composto por:

- Complexos gnáissico-granitóides: constituídos basicamente por gnaisses derivados de rochas TTG (tonalítico-thondjemíticas) com supracrustais associadas, bem como corpos metabásicos e metaultrabásicos que podem representar antigas vulcânicas ou intrusivas associadas aos metassedimentos. Correspondem, na área, ao Complexo Amparo.

- Sequências de supracrustais: são constituídas por sequências metavulcano-sedimentares associadas aos complexos gnáissico-granitóides, bem como por sequências metassedimentares que são consideradas antigo preenchimento de bacia que sofreu inversão e metamorfismo de baixo grau. As primeiras correspondem ao Grupo Itapira e as outras ao Grupo São Roque.

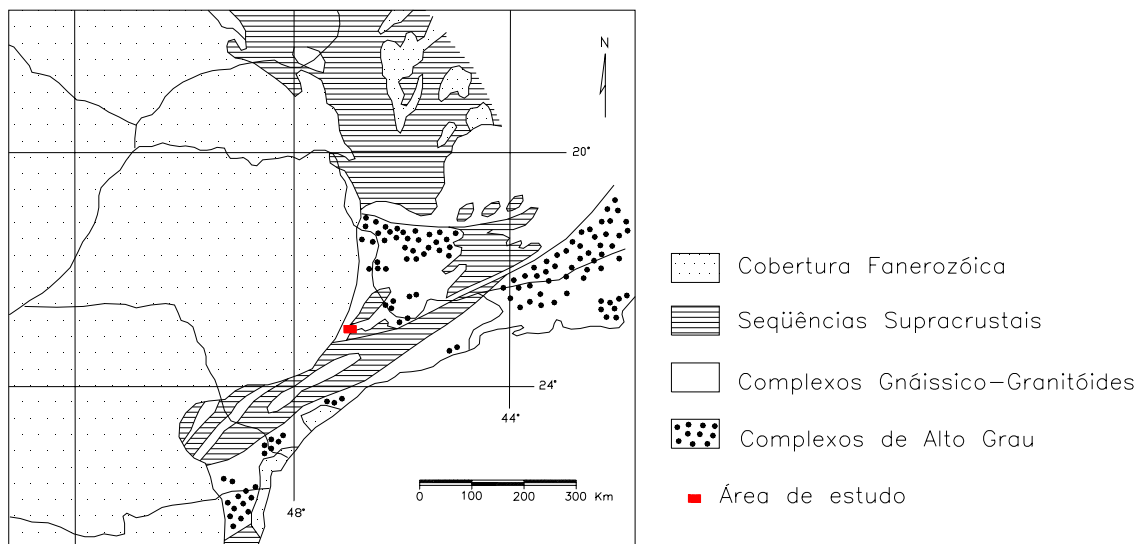


Figura 3.3: Conjuntos litológicos vinculados à estruturação em blocos crustais (Hasui et al. 1989, modificado).

3.1.2. Depósitos Paleozóicos

A ocorrência de pequenos corpos sedimentares de origem glacial encravados em rochas pré-cambrianas na porção oriental do Estado de São Paulo tem despertado o interesse de alguns pesquisadores, tanto no âmbito acadêmico quanto econômico, já que aí se instalam os depósitos de argila (taguás) explorados pela indústria cerâmica e para a fabricação de agregados leves.

Sedimentos considerados de origem glacial foram primeiramente encontrados nas cercanias de Jundiaí pelo geólogo Knecht e assinalados na Carta Geológica do Estado de São Paulo editada pelo IGG em 1947. Almeida (1952), baseado em elementos de ordem geomorfológica contesta sua origem glacial, atribuindo-lhes idade pliocênica e correlacionando-os com ocorrências terciárias da região e de outros locais do Estado. Segundo este autor, a Superfície de Itaguá passaria por Jundiaí a cerca de 600 ou 700 metros acima da base destes sedimentos. Este desnível só poderia ser causado pela ação de falhas, que teriam embutido tratos da “série Tubarão” no embasamento cristalino, antes da peneplanação da

Serra do Japi. Não tendo encontrado evidências do falhamento, o autor descarta esta possibilidade.

Martin et al. (1959) retomam o problema das argilas de Caxambu (bairro de Jundiá), confirmando sua origem glacial e correlacionando o depósito com o Grupo Itararé. A partir de observações em escavações de poços de fazendas, vinculam as ocorrências a um “vale pré-glacial” que teria sido escavado pelo gelo, excluindo a alternativa de atividade tectônica para explicar as diferenças topográficas observadas. Em contrapartida, Almeida (1964) novamente cita a ocorrência, porém agora não descarta a possibilidade da existência de um acidente tectônico, a julgar pela declividade da superfície Itaguá nas imediações.

A caracterização mineralógica, física, química e tecnológica dos sedimentos argilosos encontrados na “bacia glacial de Nova Odessa”, como se tornou conhecida, é efetuada por Fuck (1975, 1977). Assim como Martin et al. (op.cit.), considera a bacia como sendo de origem atectônica. Porém, ressalta a coincidência entre o sistema de diaclasamento encontrado nos ritmitos e folhelhos com o das rochas pré-cambrianas, sugerindo possíveis reativações. O suave mergulho do acamamento sugeriria um possível basculamento para NW, resultado da reativação do embasamento. As rochas são caracterizadas como diamictitos, folhelhos, ritmitos e siltitos formados em ambiente glacial e periglacial.

Estes depósitos se situam, isoladamente, a leste das últimas ocorrências do Grupo Itararé na região de Indaiatuba (figura 3.1). Porém, de acordo com Gama Jr. & Perinotto (1992), os sedimentos permo-carboníferos da Bacia do Paraná se estendem para leste, muito além dos seus limites atuais. A ruptura do Gondwana e a subsequente abertura do Oceano Atlântico causaram a fragmentação da bacia original, separando corpos sedimentares até então contíguos. O soerguimento da margem leste do continente, com a formação da Serra do Mar e Serra da Mantiqueira, provocou a erosão dos sedimentos permo-carboníferos sobrejacentes, dando à remanescente Bacia do Paraná um limite erosivo em sua borda leste.

3.1.3. Depósitos Terciários

Com respeito à ocorrência de pequenas manchas sedimentares ao longo das drenagens principais da bacia do rio Jundiá, várias controvérsias existem no que se refere à sua origem e idade. A idade terciária é geralmente atribuída com base em correlações com outras bacias continentais do Sudeste do Brasil. A datação tem sido dificultada, entre outros fatores, pela quase total ausência de fósseis.

Estes depósitos ocorrem como zonas sedimentares muito descontínuas espalhadas pela região de Jundiaí, Atibaia, Bragança Paulista e Piracaia. Vários trabalhos foram conduzidos na tentativa de correlacionar estes depósitos com os das bacias de São Paulo, Taubaté e Curitiba.

Descrições detalhadas dos afloramentos encontrados nesta região, incluindo análises laboratoriais, são apresentadas por Penalva (1971) objetivando esta correlação. São descritos sedimentos de natureza essencialmente clástica, com raros restos orgânicos e leitos limonitizados. Sua espessura atual atinge poucos metros, podendo localmente ter alcançado 60 metros. Este autor aponta para uma sedimentação relativamente restrita, com curto transporte, em ambiente sedimentar caracterizado por planícies aluviais alagadiças. Não reconhece qualquer influência tectônica na origem dos depósitos. A causa da sedimentação seria uma variação climática, cuja importância teria sido decisiva no processo sedimentar. Admite idade pliocênica superior para os depósitos, não excluindo a possibilidade de serem mais novos.

Hasui et al. (1976), pesquisando o condicionamento tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo, fazem referência às numerosas ocorrências, sempre restritas, de sedimentos litologicamente semelhantes e de pequena espessura (até algumas dezenas de metros) em vias de erosão. Estando associados às encostas dos vales atuais, julgam tratar-se de sedimentos fluviais de um ciclo sedimentar relacionado com uma rede de drenagem praticamente igual à atual, reconhecidos nos vales dos rios Sorocaba, Tietê, Jundiaí, Atibaia, Jaguari e Mogi-Guaçu. A causa da sedimentação, segundo estes autores, estaria relacionada com a existência de soleiras locais, criando condições de difícil escoamento da paleodrenagem.

Junto à tafrogênese que originou condições de deposição e preservação dos depósitos, os processos climáticos também tiveram importância fundamental na sua constituição, influenciando tanto no tipo de material detrítico, como no regime de transporte e ambiente de sedimentação (Hasui et al. 1978-a).

Ponçano (1981) argumenta que a maior parte destas pequenas ocorrências, supostas terciárias, possivelmente tenham idade quaternária, podendo corresponder a períodos de alargamento dos vales, processados por intensa remoção de detritos e formação de terraços e pedimentos em sincronismo com os estádios glaciais. As controvérsias quanto à idade destes depósitos decorrem do fato de não estarem ainda bem ponderados os fatores que lhes deram origem, referentes a soleiras litológicas ou tectônicas e ainda a fases de oscilações climáticas (Melo & Ponçano 1983).

O registro sedimentar cenozóico da região de Atibaia (SP), situada a nordeste de Jundiaí, é interpretado por Fulfaro et al. (1985) como consequência de um episódio deformacional de caráter distensivo. Eventos tectônicos pós-deposicionais teriam provocado a erosão de grande parte destes depósitos, preservando-os sob a forma de corpos isolados.

Como evidências da perturbação tectônica, aparecem falhas normais afetando as camadas miocênicas e o embasamento cristalino, além de alçamento de pacotes em diferentes cotas. Na coluna estratigráfica apresentada para esta área (figura 3.4) aparecem, no contato com o embasamento cristalino, camadas correlacionadas à Formação São Paulo (Caçapava) sotopostas discordantemente por uma seqüência de leques aluviais e uma superfície de reativação representada por cascalhos. Este pacote, de idade mioceno-pleiocênica, está sotoposto por sedimentos quaternários, correspondentes aos terraços e aluviões atuais do rio Atibaia.



Figura 3.4: Coluna estratigráfica apresentada para a região de Atibaia (Fulfaro et al. 1985).

Nas quatro maiores bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil, ou seja, nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, foram encontradas importantes similaridades quanto à natureza faciológica das camadas (Melo et al. 1985). Em todas elas existe uma fácies rudácea basal, atribuída a leques aluviais coalescentes originados preferencialmente nas escarpas de falha da borda norte das bacias. A fácies rudácea basal grada vertical e lateralmente para depósitos de sistema fluvial anastomosado, passando em seguida a fluvial meandrante.

Os depósitos presentes na área de Jundiá são descritos por Batista et al. (1986) como uma seqüência de leques aluviais com área fonte situada na Serra do Japi. As fácies ali presentes são consideradas como produtos de processos torrenciais em regime de fluxo superior alternados com fluxos de massa.

Ab'Saber (1992), estudando a paisagem da região, considera estes capeamentos detríticos como uma formação do Pleistoceno. Eles teriam sido depositados por rios e riachos cascalhentos de posição mais elevada, procedentes do Japi, que vinham para a área central da bacia detrítica. Após inversões de relevo, alguns paleocanais ficaram fossilizados nos interflúvios das colinas. A bacia do alto rio Jundiá reentalha esses depósitos fluviais antigos, reexpondo xistos e gnaisses nas vertentes das colinas presentes logo abaixo das encostas da Serra do Japi.

3.1.4. Coberturas Coluvionares

A ocorrência de depósitos superficiais de espessura relativamente pequena, recobrindo extensas áreas do Brasil, tem sido assinalada por vários geomorfólogos e profissionais de áreas afins desde o final do século passado. O contato entre estas coberturas e as formações subjacentes é marcado pela presença de um ou mais níveis detríticos, denominados *stone-lines* ou linha de pedras.

O material que compõe as linhas de pedras é constituído principalmente por fragmentos de quartzo e quartzito e, esporadicamente, fragmentos de rochas alteradas e de crostas lateríticas (Ab'Saber 1966, Galhego & Espíndola 1980). As dimensões dos grãos variam grandemente, podendo chegar a matacões. As estruturas primárias são praticamente ausentes; os grãos estão dispostos de forma desordenada sem qualquer evidência de estratificação (Bigarella et al. 1994). Sua espessura é bastante variável; algumas são formadas por tênues concentrações de grânulos e pequenos seixos, enquanto outras ultrapassam 1,5 metros de espessura, constituindo verdadeiras cascalheiras. Elas aparecem soterradas a profundidades variáveis, podendo estar em contato direto com o substrato rochoso, recobrindo superfícies erosivas, ou também podem ocorrer próximas à superfície do terreno ou em meio à cobertura detrítica fina, formando um ou mais níveis recorrentes.

A cobertura detrítica que recobre as linhas de pedras pode ser considerada de natureza coluvial. A designação “colúvio” refere-se ao material que sofreu deslocamento na vertente

através de movimentos de massa, isto é, o resultado da movimentação do elúvio (material residual *in situ*, originado do intemperismo das rochas) (Bigarella et al. 1994).

A origem destes materiais gerou muitas discussões entre os pesquisadores. Muitos consideram as linhas de pedras como sendo de origem alóctone, enquanto que outros consideram-nas autóctones.

A teoria autóctone evoca uma evolução *in situ*. Neste contexto, alguns pesquisadores (Cailleux & Tricart 1957, Cailleux 1957 in Ab'Saber 1966) sugerem que estes materiais teriam se originado pela ação das termitas (cupins) que efetuariam um transporte ascendente das partículas mais finas do regolito, soterrando os seixos na parte subsuperficial.

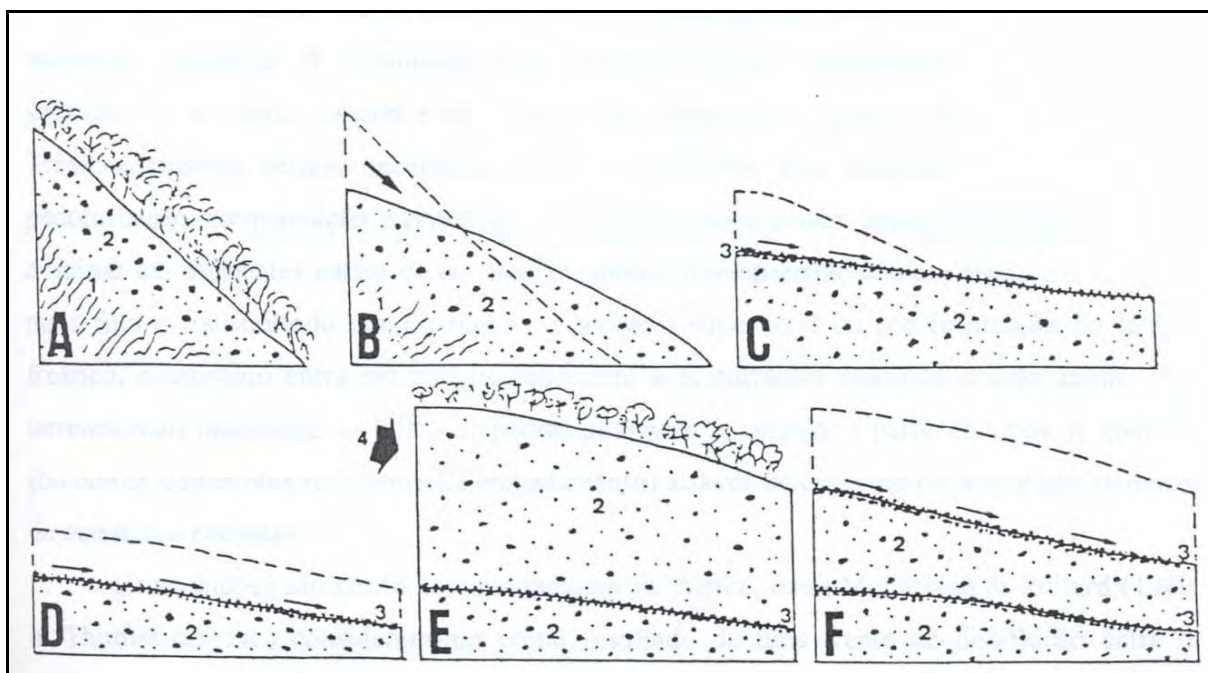
Esta teoria foi duramente criticada por outros autores, os quais definem os níveis detríticos como alóctones, resultantes de oscilações climáticas pretéritas. Neste sentido estão os trabalhos de Ab'Saber (1962, 1966) e Bigarella et al. (1965), dentre outros, afirmando que as linhas de pedras e o material que as recobrem têm sua origem ligada à imposição de diferentes episódios paleoclimáticos. Assim, sob um clima seco, ocorreria rarefação da vegetação e forte atuação da morfogênese mecânica. Formaria-se, então, um típico “pavimento detrítico”, cujos fragmentos e seixos retrabalhados são depositados sob a forma de “chão pedregoso” nas vertentes. Sob estas condições, o escoamento superficial remove do colúvio os clásticos mais finos, concentrando os mais grosseiros na superfície como depósito residual. Uma umidificação posterior do clima provocaria a decomposição das elevações acima dos leitos detríticos, fornecendo o material fino que recobre o cascalho por colúviação e lençóis d'água lamacentos.

Bigarella et al. (1994) propõem um esquema elucidativo para a questão da origem dos paleopavimentos (figura 3.5). Durante as condições climáticas úmidas, com as vertentes cobertas pela vegetação, forma-se um manto de intemperismo. Com a transição para um clima seco ou semi-árido, a rarefação da cobertura vegetal expõe o solo à erosão, eliminando o material fino e acumulando um depósito residual grosseiro, geralmente rudáceo. Subseqüentemente, pode ocorrer uma mudança climática para o úmido, com o retorno do intemperismo químico e formação de um novo manto de alteração. O novo colúvio será formado por movimentos de massa procedentes de áreas mais elevadas situadas à montante. O processo pode se repetir, acontecendo nova remoção dos finos e concentração de cascalhos residuais.

Segundo Ab'Saber (1992), na região de Jundiaí os “chão pedregosos” abrangiam grandes extensões da superfície do terreno, ocupando as vertentes das colinas que se destacam

a partir da base da Serra do Japi. O compartimento colinoso compreendido entre Jundiá e Valinhos, inclusive nos flancos da Serra do Jardim, esteve recoberto por fragmentos de quartzo. Quanto ao ambiente hídrico, a região lembrava os sertões secos do Nordeste brasileiro, definindo-se, assim, como uma área temperada semi-árida.

Muitas vezes estas camadas são interrompidas pelos canais de drenagem recentes, indicando que a topografia e a distribuição das bacias hidrográficas tinham, naquela época, um aspecto ligeiramente diferente do atual (Setzer 1949 in Ab'Saber 1966).



(A) Vertente coberta por vegetação florestal (condições climáticas úmidas); o manto de intemperismo abrange o elúvio “1” e o colúvio “2”. (B) Transição climática para o seco ou semi-árido; rarefação ou eliminação da cobertura florestal expõe o solo à erosão, principalmente por escoamento superficial laminar, eliminando o material fino e deixando um depósito residual rudáceo (C). (D) O processo continua removendo os grãos finos e aumentando a espessura dos grossos. Subseqüentemente, pode ocorrer uma mudança climática para o úmido com o retorno do intemperismo químico e desenvolvimento de novo manto de alteração. (E) A linha de pedras “3” foi recoberta por um novo colúvio resultante de um movimento de massa procedente de montante, isto é, de áreas mais elevadas da topografia “4”. (F) Transição climática para o seco; repetição do processo de remoção dos finos e concentração de cascalho residual.

Figura 3.5: Esquema de formação das linhas de pedras recobertas por material coluvionar (Bigarella et al. 1994).

Ab'Saber (1992) denomina de “época das linhas de pedras” ou “período dos chão pedregosos” ao período climático do final do Pleistoceno que antecedeu a tropicalidade atual. Trata-se de um quadro peloclimático relacionado com a desintegração de uma certa tropicalidade anteriormente existente. Esta mudança climática decorreu de impactos indiretos do último período glacial do Pleistoceno, conhecido por Wisconsin Superior (EUA) ou Würm

IV (Europa), que se estendeu no intervalo de tempo decorrido entre 24.000 e 13.000 AP (Antes do Presente).

A maioria dos autores que seguem esta linha admitem que a origem destas coberturas está situada no Holoceno Inferior ou no seu limite com o Pleistoceno (Ab'Saber 1962, Penteado 1969, Modenesi 1974). Porém, Bigarella et al. (1994) afirmam que as linhas de pedras podem ter idades diferentes, dependendo da área considerada.

Para Thomas (1994), as linhas de pedras podem não ser necessariamente oriundas de mudanças climáticas. A acumulação pode ocorrer quando o intemperismo penetra a rocha subjacente e os clastos maiores e mais resistentes permanecem concentrados em uma camada. Três mecanismos seriam necessários para explicar este fenômeno: bioturbação ou pedoturbação, compactação e *creeping* do solo; os quais podem atuar simultaneamente ou dominar em diferentes partes da encosta. Quando o intemperismo ataca a rocha e o material mais fino é transportado por dissolução e lavagem superficial ou por infiltração do lençol freático, o saprólito entra em colapso, enquanto a bioturbação modifica o solo acima. Em terrenos mais inclinados, as linhas de pedras poderiam se originar a partir de veios de quartzo (ou outros fragmentos resistentes do embasamento) através de *creeping* do solo e movimentos de massa nas encostas.

Estas feições são muito comuns também na África, onde McFarlane & Pollard (1989 in Thomas op. cit.) consideram-nas como resultado de uma frente de dissolução entre o saprólito e a cobertura superficial (figura 3.6).

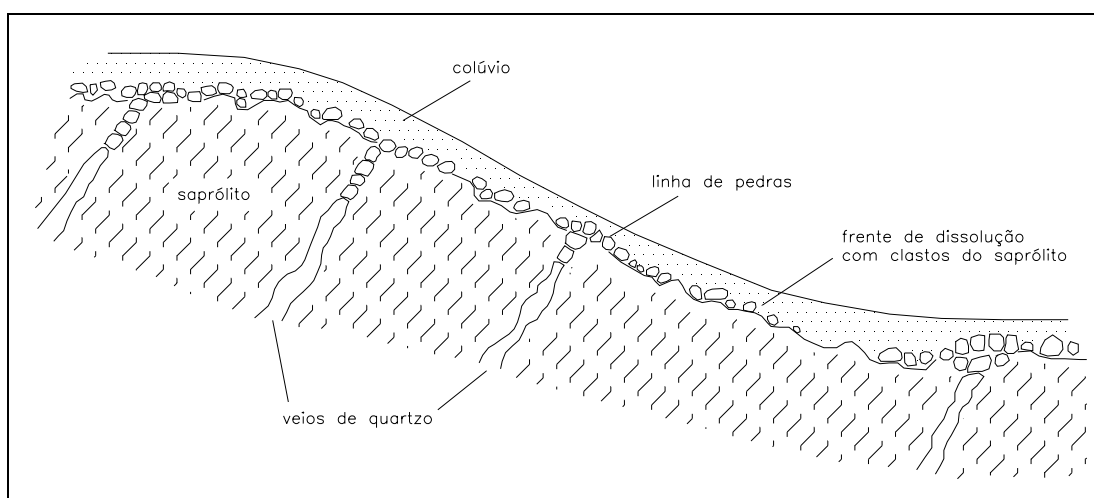


Figura 3.6: Representação da interface entre o saprólito e o material superficial no Malawi (África) (McFarlane & Pollard 1989 in Thomas 1994).

A grande maioria dos autores ressalta os fatores climáticos e/ou pedogenéticos como os elementos responsáveis pela formação destas coberturas. Porém, sem subestimar a importância das influências exógenas, cabe salientar que, para haver pulsos de sedimentação, é necessário o desenvolvimento de novas escarpas de erosão, o que é fortemente controlado por movimentos tectônicos. Neste sentido, King (1956) já assinalava que a alternância entre fases de agradação e de desnudação no Brasil, nos últimos 150 milhões de anos, deve estar intimamente relacionada a atividades tectônicas intermitentes.

Para finalizar, deve ser citada a importância científica e econômica destas coberturas. Segundo Ab'Saber (1966), a atuação dos processos erosivos é mais rápida e intensa nos locais onde a linha de pedras e o material de cobertura foram removidos. Isto acontece porque estes materiais, altamente permeáveis, permitem uma boa drenagem das águas pluviais. Desta forma, são mais adequados para a abertura de estradas do que aqueles que pertencem ao regolito situado abaixo destas linhas. Sua importância atinge também o ramo das atividades agrícolas (Galhego & Espíndola 1980) pois, apesar de frequentemente constituírem um obstáculo à agricultura, algumas vezes, ao contrário, permitem uma drenagem mais efetiva, melhorando a produtividade. Na área de exploração mineral, sua presença pode estar vinculada à ocorrência de minérios de oxidação, como bauxita, manganês, níquel e outros lateritos (Braun 1971).

3.1.5. Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares da área de estudo aparecem, no Mapa Geológico do Estado de São Paulo - escala 1:500.000 (Bistrichi et al. 1981), ao longo das drenagens principais da bacia do rio Jundiaí. Sua ocorrência é restrita, sendo compostos por areias inconsolidadas de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadas.

Têm sido pouco estudados, encontrando-se apenas citações em alguns dos trabalhos consultados. Hasui et al. (1969) relacionam estes depósitos à presença de soleiras locais, como é o caso do Maciço Granítico de Itu à montante do rio Jundiaí.

3.1.6. Estruturas Regionais

A compartimentação tectônica do leste paulista é definida por uma malha de grandes falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento que controlam a estruturação do embasamento e

condicionam a formação das bacias terciárias e os traços gerais do relevo atual (Hasui et al. 1977). As bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda teriam sua origem ligada a falhas normais desenvolvidas ao longo destas estruturas antigas e também ao longo de algumas fraturas mais novas.

As falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira se ramificam a partir da falha de Jundiuvira sob a forma de um hemi-leque, compondo a mais destacada feição estrutural da região de Jundiaí (Hasui et al. 1978-b). O processo deformacional nestas zonas varia em intensidade, passando a rocha intacta para protomilonitos, milonitos, ultramilonitos e blastomilonitos. Em seu interior há recorrências de faixas mais intensamente deformadas, compondo duas ou mais descontinuidades próximas. Isto propicia grandes espessuras, que podem ultrapassar os 1.000 metros.

As falhas Itu e Jundiuvira são definidas por Hackspacher et al. (1989) como uma Zona de Cisalhamento (ZCIT) de movimentação transcorrente dextral em regime não-coaxial, com formação de intensa foliação milonítica, feições SC e outras.

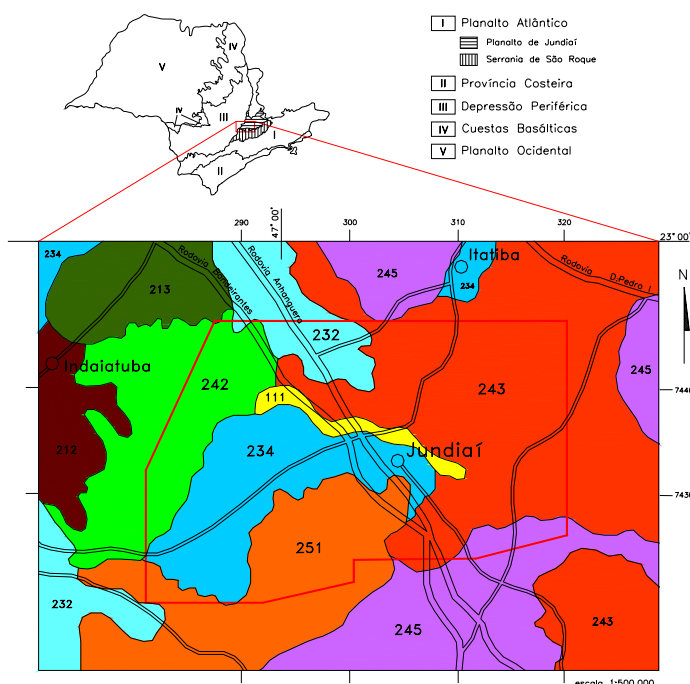
Falamentos normais, ativos no Mesozóico-Cenozóico, se destacam nas imagens de sensores remotos como lineamentos orientados segundo as direções NE, NNE, NNW e NW, paralelos à foliação das rochas. A eles se relaciona o desenvolvimento das bacias tafrogênicas do Sudeste do Brasil que, por sua vez, apresentam sedimentos afetados por falhas sin-sedimentares com cunhas clásticas associadas (Hasui et al. 1982).

Essas falhas, truncando os sedimentos pliocênicos ou pleistocênicos, foram descritas com maiores detalhes na Bacia de Taubaté, embora também ocorram em outros locais. São constituídas por planos, superfícies ou zonas brechadas, solitários ou conjugados, formando escadarias ou pequenos grábens/horstes. Os movimentos são normais segundo o mergulho ou oblíquos. Os rejeitos direcionais ou inversos são mais raros. As direções predominantes são NNW, NNE e WNW.

A título de complemento, cabe citar a ocorrência das estruturas dobradas, cuja presença é generalizada por toda a região. Elas já foram extensamente descritas em termos de fases de dobramento, acompanhadas, cada uma delas, de metamorfismo e migmatização. Para alguns autores (Hasui 1983, Hasui et al. 1988 etc) estas feições seriam originadas por cisalhamento simples eminentemente dúctil, ligadas a um evento de transporte horizontal de massas, conjunto que foi posteriormente complicado por zonas de cisalhamento de alto ângulo.

3.2. GEOMORFOLOGIA REGIONAL

De acordo com a compartimentação geomorfológica do Estado de São Paulo proposta por Almeida (1964), a área estudada se enquadra na província geomorfológica do Planalto Atlântico. No Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo em escala 1:1.000.000 (Ponçano et al. 1981), a região de Jundiaí aparece situada nos limites entre as zonas geomorfológicas Planalto de Jundiaí e Serrania de São Roque, ambas pertencentes à referida província geomorfológica do Planalto Atlântico. A figura 3.7 mostra a subdivisão geomorfológica destas unidades.



- 111 = PLANÍCIES ALUVIAIS - terrenos baixos e mais ou menos planos, junto às margens dos rios, sujeitos periodicamente a inundações.
- 212 = COLINAS AMPLAS - topos extensos e aplainados, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagem de baixa densidade, padrão subdendrítico, vales abertos.
- 213 = COLINAS MÉDIAS - topos aplainados, vertentes com perfis convexos a retilíneos. Drenagem de média a baixa densidade, padrão sub-retangular, vales abertos a fechados.
- 232 = MORROTES LONGADOS PARALELOS - topos arredondados, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagem de alta densidade, padrão paralelo a treliça, vales fechados.
- 234 = MORROTES LONGADOS E ESPIGÕES - predominam interflúvios sem orientação preferencial, topos angulosos a achatados, vertentes ravinadas com perfis retilíneos. Drenagem de média a alta densidade, padrão dendrítico, vales fechados.
- 242 = MORROS DE TOPOS ACHATADOS - topos achatados e extensos, vertentes com perfis retilíneos a convexos. Drenagem de média densidade, padrão subparalelo, vales fechados.
- 243 = MAR DE MORROS - topos arredondados, vertentes com perfis convexos a retilíneos. Drenagem de alta densidade, padrão dendrítico a retangular, vales abertos a fechados, planícies aluvionares interiores desenvolvidas. Constitui geralmente um conjunto de formas em “meia laranja”.
- 245 = MORROS COM SERRAS RESTRITAS - morros de topos arredondados, vertentes com perfis retilíneos, por vezes abruptas, presença de serras restritas. Drenagem de alta densidade, padrão dendrítico a pinulado, vales fechados.
- 251 = SERRAS LONGADAS - topos angulosos, vertentes ravinadas com perfis retilíneos, por vezes abruptas. Drenagem de alta densidade, padrão paralelo pinulado, vales fechados.

Figura 3.7: Unidades geomorfológicas presentes na área (fonte: Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo em escala 1:1.000.000 - Ponçano et al. 1981).

O Planalto de Jundiaí corresponde a uma extensa área com relevos de morros e morrotes vinculados ao desenvolvimento de bacias de drenagem. O embasamento deste planalto (constituído por xistos, gnaisses, migmatitos e granulitos penetrados por corpos graníticos) é recoberto por pequenos depósitos sedimentares dispostos em manchas descontínuas, hoje em processo de erosão, encontrados nos vales dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari. Por seu relevo suavizado, favorecem o desenvolvimento urbano, como as cidades de Jundiaí e Atibaia. Os topos dos morros estão nivelados em torno de 820 - 870 metros; alguns espigões se elevam a 900 - 1.000 metros, como as serras de Atibaia e de Santa Clara (chegando, localmente, a alguns valores pouco acima de 1.100 metros). O rio Jundiaí atinge altitudes pouco abaixo de 600 metros ao deixar a zona, já próximo a Indaiatuba.

A Serrania de São Roque é constituída por relevo montanhoso, com constituição litológica diversificada, que vai dos metamorfitos de baixo grau do Grupo São Roque até rochas gnáissicas e migmatíticas, também penetrados por intrusões graníticas. As maiores altitudes são encontradas na região da Serra do Japi, com cerca de 1.200 - 1.250 metros. Os assoalhos dos vales se situam, em geral, a altitudes de 700 - 800 metros, atingindo valores mais baixos nas porções marginais, em regiões onde os rios deixam a serra.

Um tema importante referente à geomorfologia da área, diz respeito às superfícies de aplainamento. Elas caracterizam a estruturação do Planalto Atlântico, tendo sido estudadas por vários pesquisadores desde o início da década de 30. São interpretadas por muitos autores como paleoplanos ou antigos peneplanos soerguidos, havendo porém várias divergências interpretativas.

Diversos autores assinalam a presença de superfícies aplainadas nas proximidades de Jundiaí. A superfície mais antiga é denominada “Superfície do Itaguá” por Almeida (1964). Ela aparece na base dos sedimentos do Grupo Tubarão, tendo sido esculpida pela ação das geleiras carboníferas. Martonne (1943), estudando a evolução do relevo no Brasil tropical atlântico, é o primeiro a destacar a presença de uma superfície de base dos sedimentos paleozóicos na região de Itu. Denomina-a “Superfície Pré-permiana” (podendo datar do Carbonífero), cuja desintegração teria se iniciado no Cretáceo, com a ruptura gonduânica. King (1956) também atribui idade carbonífera a esta superfície, por ele chamada “Superfície Fóssil”. Esta superfície é observada hoje sob a forma de remanescentes fósseis, encontrando-se em exumação em algumas localidades. Na área de estudo, ela aparece ainda abaixo dos sedimentos glaciais, no contato entre estes e os gnaisses do embasamento. Segundo Almeida

(1952), ela passaria por ali a cerca de 600 ou 700 metros acima da base destes sedimentos, o que implicaria em um abatimento embutindo os depósitos no embasamento cristalino.

Porém, muito mais importante do que a Superfície do Itaguá, tanto na área de estudo quanto na morfologia de todo o Planalto Atlântico, é uma superfície mais recente, que a maioria dos autores concordam ser de idade pós-cretácica. Esta superfície faz com que o relevo deste planalto se mostre sob a forma de serras com topos aplainados dispostos em níveis escalonados.

O primeiro pesquisador a chamar atenção para a presença desta superfície, situada a 1.100 - 1.300 metros no Estado de São Paulo, é Moraes Rego (1932 in Ab'Saber 1954), dando a ela o título de “Peneplano Eocênico”.

Mais tarde, Martonne (1943), além de criar a “Superfície dos Altos Campos” (1.800 - 2.000 metros), ratifica as identificações anteriores sobre o nível de 1.100-1.300 metros, colocando a fase erosiva responsável por sua elaboração no paleogeno e dando-lhe a designação geográfica de “Superfície das Cristas Médias”.

Foi definida também, por Martonne (1943), uma superfície mais recente, neogênica, atribuída por Ab'Saber (1969) à mais recente fase de pediplanação interplanáltica. Segundo Martonne (op. cit.), no Neógeno, a zona de serras litorâneas é afetada por fraturas alinhadas, quando a erosão dá início à formação da superfície neogênica. Desintegra-se então a superfície paleogênica, permanecendo algumas cristas como testemunhos.

As duas superfícies cimeiras citadas acima (dos Altos Campos e das Cristas Médias), foram atribuídas a um mesmo ciclo erosivo por Freitas (1951). Este ciclo, precedido por soerguimento epirogênico, teria se encerrado no Cretáceo com a formação de um “peneplano cretáceo” ou Nível B, cujas altitudes variam entre 1.200 e 1.400 metros. A Serra do Japi seria um exemplo da superfície de nível B.

Os eventos tectônicos de natureza epirogênica que afetaram o Brasil a partir do Cretáceo, trouxeram como consequência falhamentos escalonados, promovendo a elevação do peneplano do Nível B a altitudes mais elevadas (1.600 - 2.000 metros). Estas cristas devem ser consideradas geneticamente tectônicas, tratando-se do Nível B que foi fraturado, falhado e desnivelado a várias altitudes. Com a continuação da epirogênese positiva, teria se formado o “peneplano terciário”, ou Nível A, entre 800 e 1.000 metros. Este é retomado pela erosão de um terceiro ciclo, inaugurado no Quaternário e também precedido de soerguimento epirogênico.

King (1956) denomina “Superfície Sul-Americana” a uma vasta peneplanação produzida entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Médio. Este peneplano foi soerguido e, posteriormente, reduzido a um planalto dissecado pela erosão policíclica, que escavou vales em quase toda a superfície, preservando localmente uma série de elevações de topo coincidente. O ciclo de erosão denominado “Velhas”, que sucedeu imediatamente o Sul-Americano e atingiu um nível de base no Terciário Superior, encontra-se presente tipicamente sob a forma de vales que dissecam o planalto produzido pelo ciclo Sul-Americano.

Para Almeida (1976), o início da elevação da Serra do Mar ocorreu durante o Cretáceo Superior. O Senoniano e o Paleoceno foram momentos de grande atividade tectônica nesta região, sujeita a soerguimento. Segue-se um longo processo erosivo que provavelmente alcançou o Eoceno, dando origem à superfície de erosão que denominou “Superfície do Japi”. O falhamento do Gráben do Paraíba do Sul começa durante o Oligoceno, simultaneamente com a deformação da Superfície do Japi. Durante o Plioceno, ao mesmo tempo em que a Bacia de São Paulo se formava e era preenchida de sedimentos, iniciava-se a subsidência das Bacias de Taubaté e Resende. Estes processos eram acompanhados por uma acentuação do relevo das montanhas marginais e *rifts*, os quais tomavam o aspecto moderno. Presumivelmente, nesta época ocorreu a formação dos pequenos depósitos continentais areno-argilosos e afossilíferos como aqueles presentes na área de Jundiaí (figura 3.8).

Nesta região, Ab’Saber (1992) destaca, abaixo da Superfície do Japi, a presença de uma superfície de aplainamento de caráter intermontano, entre a face norte da Serra do Japi e a face sul da Serra do Jardim. Os restos subnivelados desta superfície (de posição intermediária no relevo regional) têm sido denominados “Superfície de São Roque - Jundiaí”. A fase principal de repronunciamento do Japi teria se processado entre o período de aplainamento parcial São Roque - Jundiaí (870 - 930 metros) e a formação do nível das colinas que envolvem a bacia detrítica de Jundiaí (700 - 760 metros).

Nas discussões acima, percebe-se a existência de duas linhas analíticas que tentam explicar a evolução do relevo dos planaltos cristalinos no Sudeste do Brasil. Uma delas se baseia nos conceitos da geomorfologia climática como eventos fundamentais da geomorfogênese, enquanto a outra considera as relações entre feições geológicas, eventos tectônicos e formas de relevo.

Ponçano & Almeida (1993) destacam que, apesar das discordâncias encontradas nos diversos trabalhos, existe um consenso de que o término da sedimentação cretácica na Bacia do Paraná completa a configuração de uma vasta superfície mais ou menos aplainada. A

elaboração desta superfície provavelmente se estendeu até o Terciário Inferior, sob condições predominantes de semi-aridez. Já para os planaltos que se dispõem ao longo dos principais cursos d'água, interpretados como pediplanos ou peneplanos dissecados, nada se pode concluir até o momento. Dada a situação destes planaltos, entre a superfície mais antiga e os terraços fluviais quaternários, é provável que eles representem eventos erosivos associados à primeira grande fase de aridez relacionada a estágio glacial, cujos reflexos teriam afetado estas latitudes ao final do Terciário e início do Quaternário. Neste caso, similarmente à superfície cimeira, é provável que as superfícies erosivas mais recentes não correspondam a uma única fase simples e bem definida.

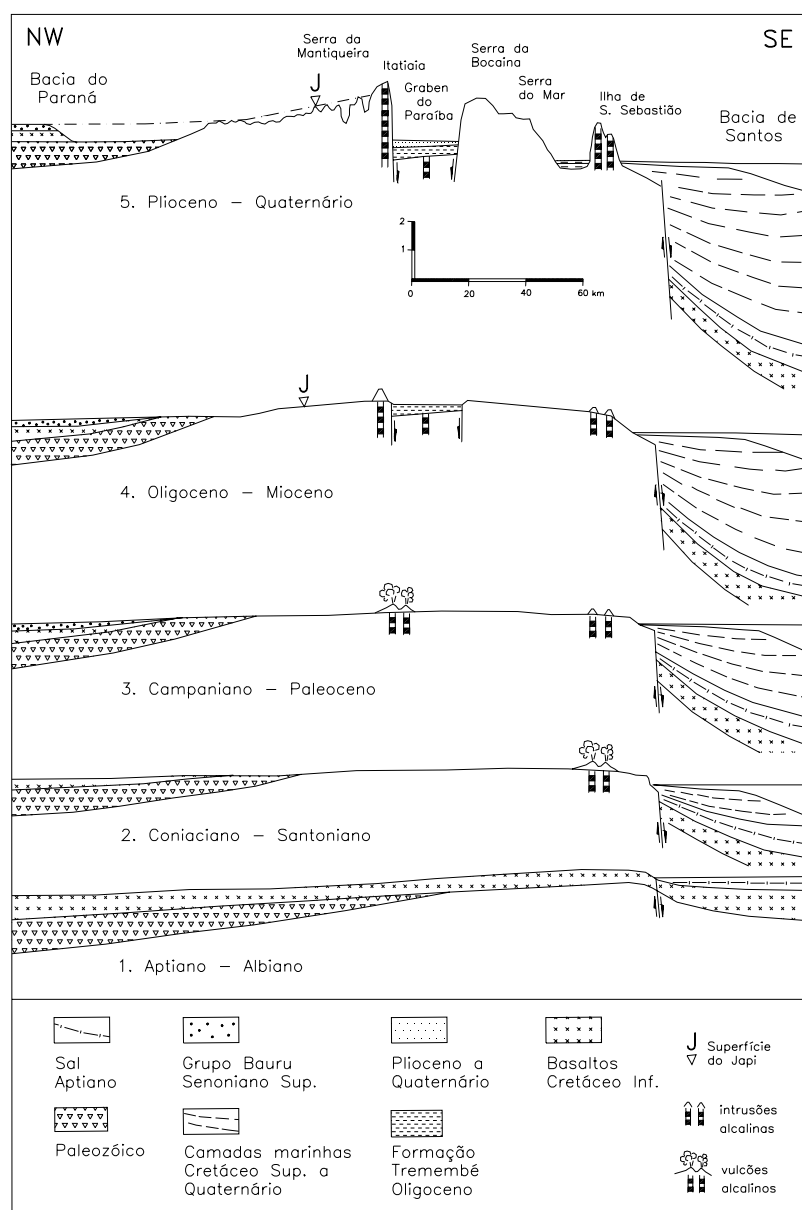


Figura 3.8: Formação das serras litorâneas e deformação da Superfície do Japi (Almeida 1976).

3.3. CONTEXTO NEOTECTÔNICO

O termo Neotectônica foi introduzido por Obrushev (1948 in Mescherikov 1968), tendo recebido várias conceituações através dos tempos. Inicialmente houve uma vinculação com a cronologia dos eventos, o que causou muitas controvérsias. Em 1978, após várias discussões, a INQUA (*International Union for Quaternary Research*) passa a considerar Neotectônica como o campo que estuda “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” (Hasui & Costa 1996).

Mais tarde, Stewart & Hancock (1994) definem Neotectônica como “o ramo da Tectônica relacionado ao entendimento dos movimentos terrestres que ocorreram no passado e continuam ocorrendo até os dias atuais”. Neste sentido, há um consenso entre vários autores (Mescherikov 1968, Wallace 1986, Stewart & Hancock 1994 etc), de que os movimentos neotectônicos são aqueles relacionados ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais. Assim, a idade de início dos movimentos neotectônicos varia, dependendo da região considerada e da posição em contextos de bordas de placa ou intraplaca.

A Neotectônica é um tema que vem despertando grande interesse dentro das Geociências. Tradicionalmente, a maior parte dos estudos tem sido dirigida aos domínios de bordas de placas litosféricas, onde torna-se imprescindível para programas de redução de riscos e previsão de terremotos. Porém, recentemente, os domínios intraplaca vêm recebendo atenção cada vez maior (Hasui & Costa 1996).

A atividade neotectônica nos domínios intraplaca é importante por sua influência no modelado da paisagem e pelo potencial de aplicação em diversas áreas, como na prospecção de petróleo, ouro, bauxita e outros bens minerais, na definição de fluxo e acumulação de água e controle de alteração de rochas, no planejamento e desenvolvimento de obras de engenharia e no planejamento da ocupação do meio físico (Costa et al. 1996).

Alguns autores consideram que as manifestações neotectônicas no Brasil se iniciaram no Triássico, incluindo todos os processos distensivos relacionados com a abertura do Oceano Atlântico até a situação atual. Outros, porém, consideram como neotectônicos apenas os processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, neste caso remontando aos meados do Terciário.

De acordo com Hasui (1990), a segunda alternativa deve ser privilegiada. Ela diz respeito à movimentação em ambiente intraplaca, atuante ainda nos dias de hoje e exclui as manifestações de tectônica distensiva do processo de abertura do oceano, cuja atuação se encerrou no Terciário (Mioceno Médio). O marco da mudança no regime tectônico seriam as últimas manifestações magmáticas no Nordeste (12 Ma), o início da sedimentação nas bacias costeiras e a deposição da Formação Barreiras na área emersa. Assim, são consideradas neotectônicas as manifestações tectônicas do Neogeno e Quaternário.

Neste contexto, a atividade neotectônica no Brasil decorre de deformação intraplaca sob regime transcorrente, imposto pela atuação de forças de um par conjugado dextral de direção E-W, gerado pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Hasui 1990; Hasui & Costa 1996; Costa et al. 1996, 1998). O eixo de rotação imaginário, perpendicular à superfície, está situado no sul-sudeste da Groenlândia. As tensões são induzidas pelos deslocamentos das bordas da placa e relacionadas com o par conjugado dextral E-W. A este binário, se liga o tensor de tensão geral com eixos orientados aproximadamente segundo σ_1 NW/horizontal, σ_3 NE/horizontal e σ_2 vertical.

Saadi (1993) igualmente relata sobre um franco predomínio de esforço compressivo NW e distensivo NE, deduzido geologicamente por análises de sismos. As deformações decorrentes de pulsos tectônicos relacionados com movimentos dos Andes são colocadas em termos de vários eventos ao longo do Terciário e do Quaternário Inferior.

A existência de interferências no ambiente intraplaca devido a interações entre a Placa Sul-Americana e a Placa de Nazca (a oeste), também é levantada por Riccomini (1995). Este autor propõe que, na atuação do binário dextral E-W, ocorreram breves alternâncias para transcorrência sinistral de igual direção. Desta forma, antigas descontinuidades do embasamento seriam reativadas em caráter normal durante o Paleógeno e, a partir do Eoceno, haveria alternância para transcorrência sinistral. A primeira fase neotectônica, essencialmente deformadora, relacionada a binário dextral teria se manifestado no Pleistoceno Superior-Holoceno. No Holoceno, ocorreria um novo pulso trativo, seguido de compressão final E-W, deformação dos depósitos da fase anterior e novo reafileamento do relevo e da rede de drenagem.

A alternância entre transcorrência dextral e sinistral e, conseqüentemente, de esforços trativos para compressivos, poderia estar relacionada ao balanço entre as taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana (Riccomini 1989). A deriva desta última para oeste, em relação às estruturas antigas,

acarretaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excede a de subducção e transcorrência sinistral na situação oposta.

A Neotectônica no Sudeste do Brasil

Na região Sudeste do Brasil, as primeiras referências à tectônica moderna são devidas a Freitas (1951). Este autor introduz a idéia de elevação epirogênica e falhamentos para explicar a posição das superfícies erosivas da região. Mais tarde, Bjornberg (1969) e Bjornberg et al. (1971) detectam falhas transcorrentes, normais e inversas relacionadas a movimentos tectônicos modernos, seguindo-se a constatação de serem mais freqüentes do que se supunha.

Posteriormente, vários trabalhos foram dirigidos no sentido de correlacionar os eventos neotectônicos no Sudeste do Brasil com o soerguimento das serras litorâneas e a formação da Bacia de Santos e das pequenas bacias continentais cenozóicas. Para tanto, torna-se necessário retomar alguns eventos que antecederam a separação do Gondwana, cujos reflexos foram de suma importância no desencadeamento da estruturação posterior.

Um soerguimento crustal ocorreu na região Sudeste do Brasil entre o Permiano e o Triássico como consequência de processos tectono-térmicos sucedidos nos estágios que antecederam a ruptura da crosta continental. Este fenômeno determinou o adelgaçamento da litosfera seguido de um desequilíbrio isostático entre a atual Bacia de Santos e a região continental que lhe é adjacente (Asmus & Ferrari 1978). Movimentos verticais opostos, oriundos desses processos, submeteram a crosta a esforços que causaram a sua ruptura e conseqüentes falhamentos.

Para Macedo (1990), o movimento ascensional da região continental costeira e a subsidência da área marinha podem ter sido facilitados por três razões principais:

- a. a área costeira já deveria possuir uma situação topográfica elevada desde o início do Cretáceo e, nesse caso, essa movimentação seria favorecida por uma simples tendência a um reequilíbrio isostático;
- b. a crosta dessa área costeira é constituída por um mosaico de blocos falhados, justapostos, o que facilitaria muito sua movimentação;
- c. se o soerguimento dessa área, anterior à ruptura (Jurássico-Cretáceo) possuiu uma origem termal, esse calor reduziria a espessura elástica efetiva da crosta, o que facilitaria o desenvolvimento de uma maior amplitude dos processos flexurais subseqüentes.

O fim do Cretáceo na Bacia de Santos é marcado por ampla discordância regional correlacionável, na área continental, à formação da Superfície do Japi (Almeida 1976). A deformação desta superfície, iniciada no Oligoceno, ocorreu simultaneamente ao início dos falhamentos que originaram o relevo das serras litorâneas e dos *rifts* que acomodaram as bacias terciárias do Sudeste brasileiro e os pequenos depósitos continentais, areno-argilosos e afossilíferos (figura 3.8).

Hasui et al. (1978-a) associam a origem das bacias terciárias a uma evolução progressiva relacionada a esforços tensionais, ocorrida durante um processo de tafrogênese da crosta. As estruturas formadas foram, em grande parte, controladas por descontinuidades pré-existentes (falhamentos transcorrentes pré-cambrianos). Um escalonamento do terreno evoluiu concomitantemente à separação dos continentes, resultando na formação de depressões preenchidas não sincronicamente, com a idade dos sedimentos variando do Oligoceno ao Plioceno ou mesmo Pleistoceno. No Quaternário, a região apresenta epirogênese generalizada com formação de depósitos associados às encostas e à rede de drenagem, podendo mostrar evidências de influência de tectonismo de baixa intensidade.

As bacias terciárias do Sudeste brasileiro apresentam semelhanças no arcabouço estrutural e nas fácies sedimentares, indicando uma evolução homóloga ligada a processos de distensão regional. Melo et al. (1985) propõem um modelo de evolução relacionado inicialmente a esforços ligados aos processos de ruptura continental, que desenvolveram falhas normais de direção E-NE. Posteriormente, ter-se-iam criado de preferência falhas normais N-NE responsáveis pelo barramento da drenagem e início da sedimentação continental.

Outra proposta de evolução neocenozóica é apresentada por Melo (1995) a partir da observação de estruturas e feições morfológicas. São propostas quatro fases de deformações tectônicas pós-triássicas. A primeira (Jurássico-Cretáceo) corresponde à injeção de diques de diabásio, com formação de estruturas principalmente WNW-ESE. No Cretáceo Inferior ocorre o desenvolvimento de estruturas principalmente NE-SW e, secundariamente, WNW-ESE, com movimentação horizontal dominante e hidrotermalismo associado. O Paleogeno é marcado pela formação de estruturas E-W, NE-SW e NW-SE e movimentação normal dominante, dando origem às bacias de São Paulo e Taubaté. O desenvolvimento de bacias continentais continua até o Neogeno, tendo como exemplo as acumulações correspondentes à Formação Rio Claro.

Vários autores (Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Macedo 1990, Miotto 1993) mencionam a existência de manifestações sísmicas no Sudeste do Brasil. Estas manifestações, embora fracas, indicam que os movimentos tectônicos encontram-se ainda atuantes.

Tectônica Ressurgente

Segundo Hasui (1990), a tectônica ressurgente é marcante no Brasil. O controle geral é dado por zonas de fraqueza crustal, que foram delineadas em tempos pré-cambrianos por colisão de massas continentais, conforme modelagem proposta a partir de dados geológicos, gravimétricos e magnetométricos.

As manifestações ligadas ao rompimento do Gondwana (magmatismo basáltico, falhamentos e formação de bacias) e grande parte da linha de abertura do Atlântico podem ser relacionadas com a disposição destas zonas de fraqueza, representadas por cinturões de cisalhamento.

As movimentações neotectônicas são impostas por um regime de tensão ao longo das anisotropias (foliação, acamamento, zona de cisalhamento dúctil etc.) e/ou descontinuidades (falha, junta) pré-existentes. As estruturas formadas serão de acavalamento, normal ou transcorrente, dependendo da relação angular entre os eixos de tensão e essa feição estrutural (Hasui & Costa 1996).

CAPÍTULO 4

4. DEPÓSITOS ALUVIAIS

Os depósitos considerados terciários presentes na região de Jundiá têm sido considerados como seqüências sedimentares de leques aluviais que se originaram a partir das encostas da Serra do Japi. Para auxiliar o estudo de tais seqüências, é apresentado aqui um breve resumo abordando as principais características deste tipo de sistema deposicional.

O estudo dos depósitos aluviais pode revelar importantes influências tectônicas e paleoclimáticas na sedimentação e evolução de bacias. De acordo com Rust & Koster (1984), eles são indicadores da existência de relevo resultante de soerguimento litosférico em margens continentais e de falhamento intra-cratônico.

A arquitetura destes depósitos é controlada pela forma da bacia, pela orientação e mergulho dos paleo-declives, pela elevação da área fonte e pela taxa relativa de subsidência. Estes são os principais fatores que definem a geometria dos corpos sedimentares, sendo governados pela atuação da tectônica (Miall 1990).

Os sedimentos aluviais são originados a partir de uma área fonte soerguida que é rapidamente erodida, fornecendo detritos (geralmente de granulação grossa, como cascalhos e areias) que se acumulam sob a forma de leques aluviais na zona rebaixada adjacente. Assim, fluxos canalizados ou fluxos de massas escoam de uma garganta ou vale confinado para uma bacia, onde a falta de confinamento permite a expansão horizontal e a desaceleração do fluxo, depositando todo o material transportado ou parte dele (Collinson 1986).

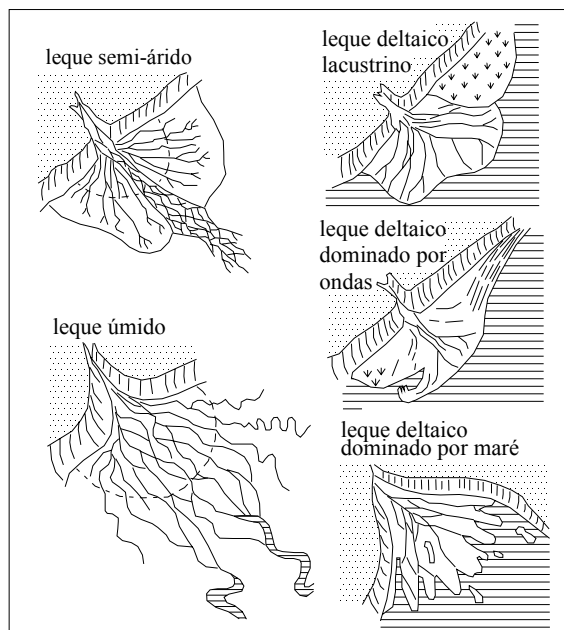
Galloway & Hobday (1983) consideram os leques aluviais como uma unidade proximal dentro de um range de sistemas deposicionais sub-aéreos que comumente se fundem, à jusante, com sistemas fluviais de baixo gradiente e granulação fina. Alguns leques, porém, terminam diretamente em lagos ou bacias oceânicas (quando são denominados “leques deltaicos”), onde sofrem modificações pela ação de correntes de maré ou ondas (figura 4.1).

A denudação de um *front* montanhoso sob clima semi-árido é facilitada pela presença de vegetação esparsa e ocasionais e intensas pancadas de chuva. Leques em ambientes tropicais úmidos são menos comuns, pois o clima provoca mais intemperismo químico do que mecânico e a densa vegetação protege as encostas (Rust & Koster 1984).

Embora geralmente associados com regiões áridas ou semi-áridas, os leques não estão restritos a estas zonas climáticas. Galloway & Hobday (1983) relatam que, apesar da

desproporcional ênfase dos estudos sobre leques aluviais modernos em regiões áridas, muitos leques formados sob climas úmidos têm sido reconhecidos no registro geológico.

Figura 4.1: Ilustrações esquemáticas de sistemas de leques aluviais e leques deltaicos refletindo diferenças climáticas e interações com outros sistemas deposicionais (Galloway & Hobday 1983).



Como Galloway & Hobday (1983), outros autores também separam os leques aluviais em grupos, a depender do tipo de clima sob o qual ocorrem. Os “leques úmidos” são aqueles onde dominam os processos de correntes canalizadas; os “leques semi-áridos” ocorrem, como o nome diz, sob clima semi-árido. Segundo Collinson (1986), o termo “leques úmidos” não é apropriado pois em ambientes de clima semi-árido, sujeito a fluxos esporádicos, se há falta de sedimentos finos na área fonte também pode ocorrer fluxo canalizado em abundância. Utiliza então o termo “leques dominados por correntes” e “leques semi-áridos” (*Stream-dominated fans* e *Semi-arid fans*).

Nos leques dominados por correntes ocorrem canais de baixa sinuosidade que apresentam uma redução gradual no mergulho, apresentando gradiente mais baixo se comparados com os leques semi-áridos. Nos leques semi-áridos predominam os depósitos formados por processos gravitacionais, embora estes também possam ocorrer em regiões com alta precipitação se há bastante material fino na área fonte, pouca cobertura vegetal e relevo acidentado (Collinson 1986).

Depósitos de leques de regiões áridas podem ser distinguidos no registro estratigráfico por sua limitada extensão em área, pequena seleção, imaturidade textural e composicional e relativa carência de estruturas produzidas por correntes em sua parte proximal (Galloway & Hobday 1983). Ao contrário, os leques dominados por correntes são mais amplos e

apresentam modificações mais claras entre as fácies proximais, intermediárias e distais. A figura 4.2 mostra dois exemplos de leques, um dominado por correntes e o outro de ambiente semi-árido.

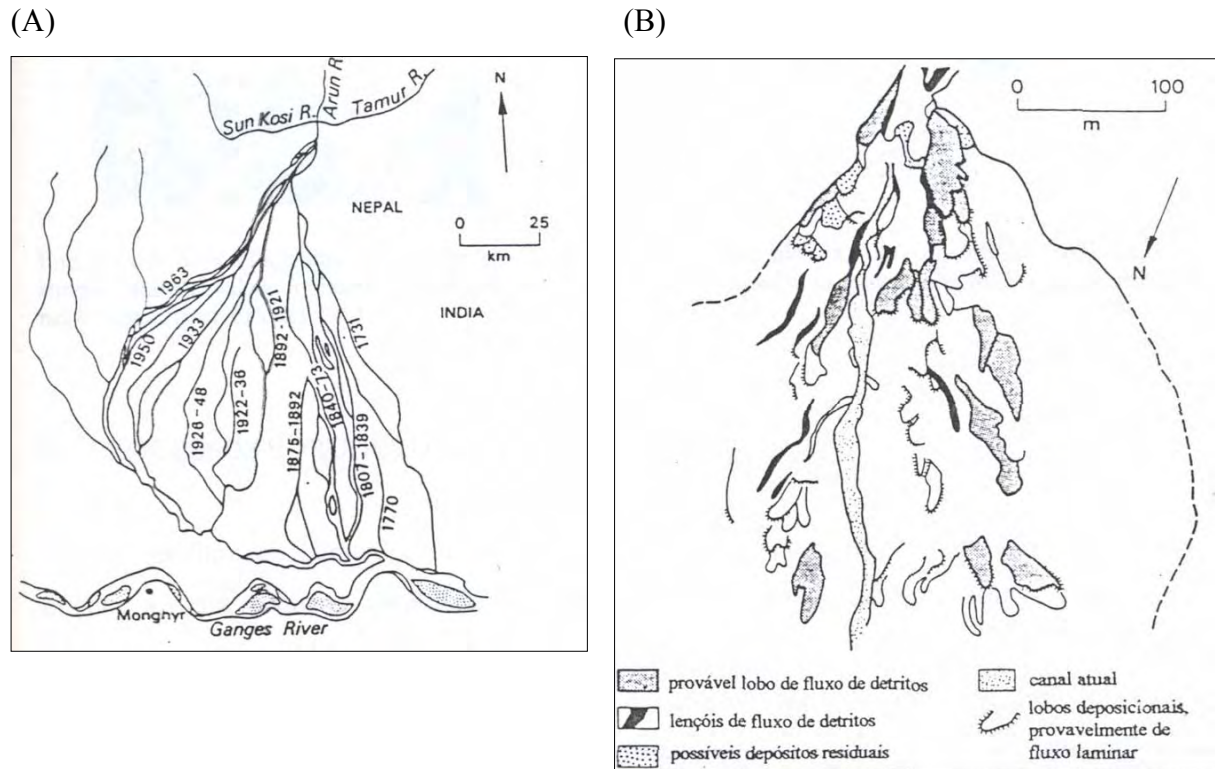


Figura 4.2: (A) = Grande leque aluvial do Kosi River no Himalaia (Índia); é um leque dominado por correntes, cujos canais migram de leste para oeste em períodos de 230 anos (Gole & Chitale 1966 in Collinson 1986). (B) = Parte superior do Trollheim Fan na Califórnia mostrando a distribuição de lobos de fluxo de detritos recentes e diques; outros lobos são formados por depósitos residuais e por fluxo laminar; a área em branco possui depósitos de origem incerta, com modificações pós-deposicionais (Hooke 1967 in Collinson 1986).

Rust & Koster (1984) estudam os depósitos aluviais separando-os em dois diferentes tipos de ambientes deposicionais, são os leques aluviais e os rios *braided* e *braidplains*. As sucessões de *braidplain* constituem depósitos esparsos que se formam em resposta a soerguimentos tectônicos maiores. Os leques aluviais, ao contrário, constituem acumulações localizadas, formadas adjacientemente a escarpas de falhas.

Os leques aluviais podem ser tributários aos rios *braided*, penetrando-os perpendicularmente com mergulhos significativamente altos (figura 4.3-A); ou podem formar uma série de leques lateralmente contíguos, adjacentes ao *front* montanhoso, que transicionam à jusante para *braidplain*, onde ocorre dispersão do padrão radial do fluxo mantendo, porém, a mesma direção média da drenagem (figura 4.3-B).

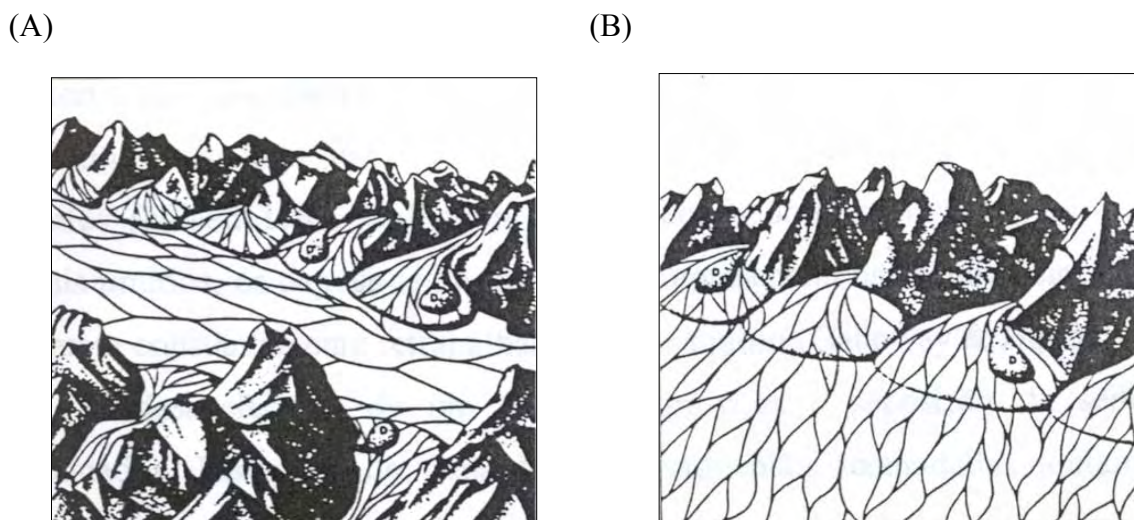


Figura 4.3: Bloco diagramas mostrando (A) leques aluviais tributários a um rio *braided* e (B) leques aluviais transicionando à jusante para uma *braidplain*, onde os leques coalescem e perdem sua identidade morfológica (Rust & Koster 1984).

4.1. PROCESSOS E PRODUTOS DEPOSICIONAIS

Um limitado número de processos deposicionais atuam nos leques aluviais, dando origem a uma pequena variedade de depósitos, se comparada com outros ambientes deposicionais. Estes depósitos podem ser separados em dois tipos; aqueles resultantes de fluxos gravitacionais (*debris flow* e *mudflow*) e outros resultantes da deposição de sedimentos carregados em suspensão, saltação e tração por fluxo aquoso canalizado ou não (*streamflow*) (Nilsen 1982).

Alguns autores (como Collinson 1986) consideram fluxo de detritos (*debris flow*) e fluxo de lama (*mud flow*) como sinônimos; ao contrário de outros (Nilsen 1982) que definem fluxo de detritos como similares a fluxo de lama porém, neste, o material transportado consiste em sua maioria de sedimentos finos.

Para Collinson (op. cit.), os depósitos formados por fluxo canalizado são produtos de fluxos fluidos ou de baixa viscosidade, podendo ser separados em corrente canalizada (*stream channel*), fluxo laminar (*sheetflood*) e depósitos residuais (*sieve deposits*). Segue a descrição sucinta destes processos, relacionando-os com os respectivos produtos deposicionais.

Fluxo de detritos

A ocorrência de depósitos formados por fluxo de detritos é um dos fatores decisivos para o reconhecimento de depósitos de leques aluviais no registro geológico. São mais

característicos nas fácies proximais dos leques ou em leques de ambiente semi-árido, constituindo um fator importante para a distinção entre estes e os leques dominados por correntes (Nilsen 1982, Collinson 1986). Nos leques dominados por correntes ou leques aluviais úmidos, os depósitos de fluxo de detritos apresentam baixo potencial de preservação por serem constantemente retrabalhados pelo fluxo aquoso (Galloway & Hobday 1983).

A desaceleração de um fluxo viscoso provoca a deposição de sedimentos mal selecionados. Partículas de tamanhos variados são então acomodadas juntamente, dando origem a um depósito constituído por grandes clastos distribuídos em uma matriz fina (Collinson op. cit.). Os depósitos são pobres em estratificações ou outras estruturas sedimentares e formam camadas desorganizadas com *fabric* isotrópico. Possuem grande quantidade de matriz que suporta clastos e fragmentos com pouca ou nenhuma imbricação, sem orientação relativa à direção do fluxo, mas que podem apresentar gradação inversa em sua parte basal (Nilsen 1982).

A viscosidade sempre varia dentro de um fluxo particular, o que resultará em gradações e alinhamentos de clastos (Bull 1972 in Galloway & Hobday 1983). Nos fluxos mais viscosos, os clastos maiores são distribuídos aleatoriamente; mas, se a viscosidade é menor, os depósitos podem mostrar gradação inversa, normal e inversa transicionando para normal, através de um incipiente alinhamento de clastos.

O principal pré-requisito para a ocorrência de fluxo de detritos é a presença de uma rocha fonte cujo intemperismo forneça detritos finos (inclusive argila) e presença de declive abrupto para promover rápida erosão e escoamento (Collinson 1986). Outros fatores também importantes são a presença de vegetação esparsa e de climas que possuam chuvas sazonais ou irregulares (Nilsen 1982).

Fluxo canalizado

Os depósitos formados por fluxo aquoso canalizado geralmente são bem estratificados e contêm uma variedade de estruturas sedimentares de diferentes regimes de fluxo. Possuem pequena quantidade de matriz, sendo comum a estrutura suportada por clastos com imbricação e orientação relativa à direção do fluxo (Nilsen 1982). São mais comuns em fácies de leques de clima úmido, embora também ocorram nas fácies distais dos leques semi-áridos.

Os depósitos de fluxo canalizado mais característicos são os de preenchimento de canal ou de corrente canalizada (*stream channel*). Os canais são normalmente largos e rasos,

formando depósitos lenticulares de granulação grossa, geralmente conglomerática. A superfície basal destes depósitos apresenta uma seção transversal côncava característica e contatos inferiores erosivos. Os canais típicos da porção proximal do leque são retilíneos e entrincheirados, enquanto nas partes intermediária e distal são mais comuns os canais *braided*.

Depósitos de fluxo canalizado também se formam em margens de canais e em áreas intercanais. Neste caso, as correntes são pouco canalizadas ou não canalizadas e depositam os sedimentos sob a forma de lâminas que extravasam dos canais. Estes são os típicos depósitos de fluxo laminar (*sheetflood*).

Fluxo laminar

Depósitos formados por fluxo laminar resultam do espalhamento do material carregado pelo fluxo aquoso quando ele emerge do canal, mais tipicamente nas partes baixas do leque. Ele ocorre abaixo do “ponto de interseção” onde o fluxo carregando carga de fundo e em suspensão se expande lateralmente (Hooke 1967, figura 4.4).

O decréscimo na velocidade do fluxo, combinado com o pequeno declive das áreas mais rebaixadas do leque, resultam na deposição de lâminas de sedimentos como uma série de barras casacalhentas ou arenosas que podem ser posteriormente dissecadas por canais pequenos e rasos durante os estágios finais da inundação. Depósitos de fluxo laminar são tipicamente arenosos e apresentam estratificação cruzada e plano-paralela.

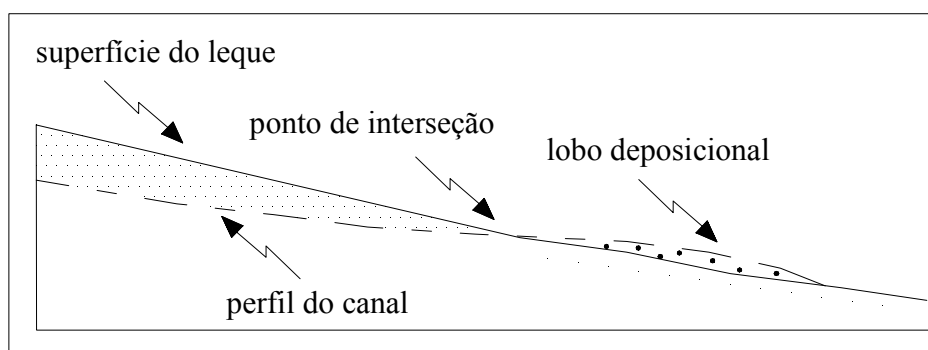


Figura 4.4: Esquema mostrando as relações entre o “ponto de interseção” e o lobo deposicional (Hooke 1967).

Depósitos residuais

Os depósitos residuais constituem um tipo de depósito de fluxo canalizado que se originam em fases de inundação, sob a forma de lobos permeáveis de cascalho. Por haver grande permeabilidade, há rápida infiltração da água na orla do leque, provocando a deposição de lobos com margem bem definida composta por cascalho suportado por clastos (Hooke 1967, figura 4.5).

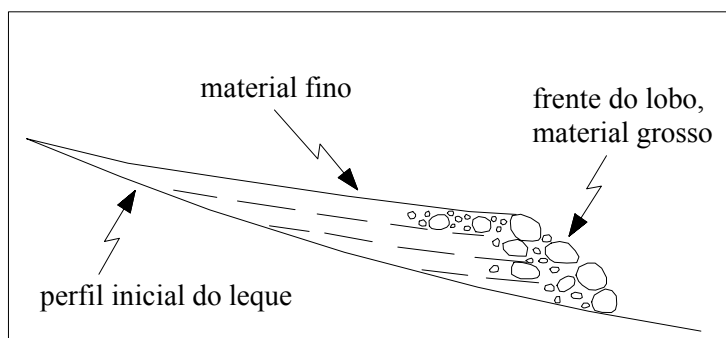


Figura 4.5: Esquema de um lobo de depósito residual (Hooke 1967).

Estes depósitos se formam em alguns leques de regiões áridas, onde a área fonte fornece grande quantidade de detritos cascalhentos. Em leques aluviais modernos, os depósitos residuais são constituídos por cascalho bem selecionado, com grãos relativamente angulosos e monolíticos, imbricação bem desenvolvida, formando camadas maciças e lateralmente contínuas (Nilsen 1982). Eles não são muito comuns nos depósitos de leques aluviais antigos provavelmente porque, após a deposição e cimentação, há preenchimento dos espaços intergrãos. Assim, eles podem ser preservados como sedimentos de distribuição granulométrica bimodal pois, com o soterramento, os interstícios são lentamente preenchidos pela infiltração de finos (Collinson 1986).

4.2. FACIOLOGIA DOS DEPÓSITOS

No presente trabalho será utilizada a classificação de fácies proposta por Miall (1978) e modificada por Miall (1996). Nesta classificação, as sucessões que contém no mínimo 50% de cascalho são definidas como “G” e as fácies arenosas e areno-argilosas são definidas como “S” e “F”, respectivamente. As letras minúsculas que acompanham as anteriores simbolizam as características texturais e estruturais presentes em cada fácies (tabela 4.1).

CÓDIGO	FÁCIES	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	INTERPRETAÇÃO
Gmm	cascalho maciço suportado pela matriz	gradação incipiente	fluxo de detritos plástico (alta potência, viscosos)
Gmg	cascalho suportado pela matriz	gradação normal a inversa	fluxo de detritos pseudo-plástico (baixa potência, viscosos)
Gci	cascalho suportado por clastos	gradação inversa	fluxo de detritos rico em clastos (alta potência) ou pseudo-plástico (baixa potência)
Gcm	cascalho maciço suportado por clastos	—	fluxo de detritos pseudo-plástico (carga de fundo inerte, fluxo turbulento)
Gh	cascalho suportado por clastos com estratificação incipiente	estratificação plano-paralela, imbricação	formas de leito longitudinais, depósitos de <i>lag</i> , depósitos residuais
Gt	cascalho estratificado	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais secundários
Gp	cascalho estratificado	estratificação cruzada planar	formas de leito transversais, crescimento de formas deltaicas a partir de barras remanescentes
St	areia fina a muito grossa, até seixosa	estratificação cruzada acanalada isolada ou agrupada	dunas de cristas sinuosas (3-D)
Sp	areia fina a muito grossa, até seixosa	estratificação cruzada planar isolada ou agrupada	dunas transversais (2-D)
Sr	areia muito fina a grossa	laminação cruzada ondulada	ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	areia muito fina a grossa, até seixosa	laminação plano-paralela	fluxo laminar
Sl	areia muito fina a grossa, até seixosa	estratificação cruzada de baixo ângulo ($< 15^\circ$)	preenchimento de escavações, antidunas
Ss	areia fina a muito grossa, até seixosa	escavações rasas e largas	preenchimento de escavações
Sm	areia fina a grossa	maciça ou fracamente laminada	sedimentação por fluxo gravitacional
Fl	areia, silte, argila	fina laminação, pequenas ondulações	planície de inundação, canais abandonados
Fsm	silte, argila	maciça	pântanos ou canais abandonados
Fm	argila, silte	maciça, gretas de contração	planície de inundação, canais abandonados
Fr	argila, silte	maciça, raízes, bioturbação	nível de raízes, solo incipiente
C	argila carbonática	filmes de argila, plantas	depósitos de pântanos vegetados
P	paleossolo carbonático	feições pedogenéticas: nódulos, filamentos	solo com precipitação química

Tabela 4.1: Classificação de fácies (Miall 1978 in Miall 1996, modificado)

A presença de estrutura suportada por grãos implica na deposição do cascalho em carga de fundo por um fluxo aquoso energético que leva a fração areia em suspensão. A ocorrência de cascalho com total ausência de matriz é pouco comum, sendo o resultado da infiltração incompleta da matriz, o que ocorre principalmente quando há rápida acumulação de cascalho em estratos cruzados. Quando a velocidade do fluxo decresce, a areia se infiltra nos espaços entre as partículas.

A estrutura suportada por matriz pode ocorrer de duas formas: com matriz arenosa estratificada e com matriz maciça, comumente de areia argilosa. O primeiro tipo indica transporte aquoso, mas com um nível de energia mais baixo do que aqueles suportados por grãos; assim, a areia e o cascalho fino são depositados juntamente. O segundo tipo é formado principalmente por deposição por fluxo de detritos.

A figura 4.6 esquematiza alguns produtos de fluxo gravitacional e fluxo canalizado encontrados em depósitos de leques aluviais. Os primeiros, com estrutura suportada pela matriz, não apresentam estratificação, enquanto que os últimos são comumente estratificados e a estrutura é formada por um arranjo de grandes clastos em meio a uma matriz fina.

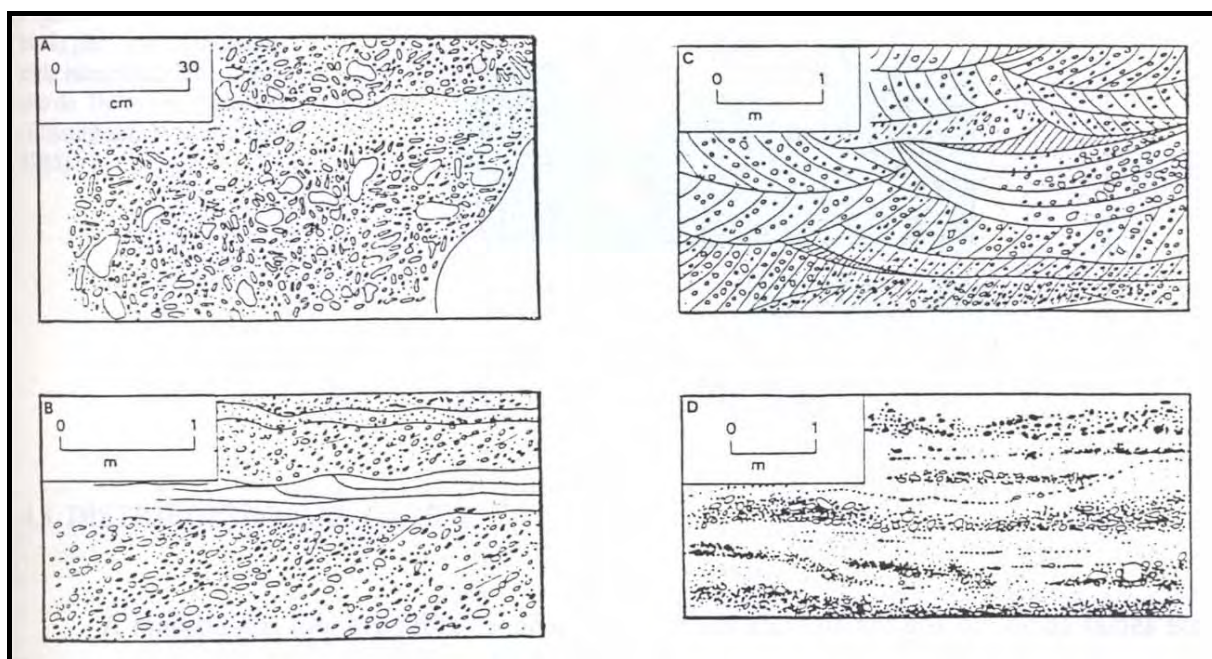
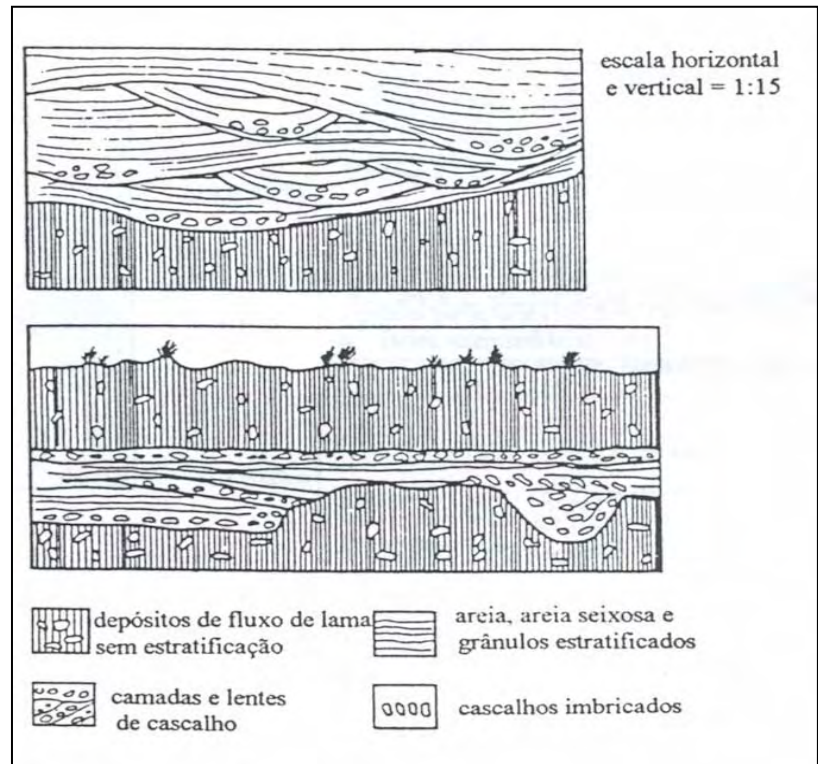


Figura 4.6: Quatro fácies conglomeráticas reconhecidas em depósitos de leque aluvial do Old Red Sandstone, Escócia. (A) = conglomerado suportado por matriz, formado por fluxo de lama; (B) = conglomerado caracterizado por fino interacamentamento e interpretado como depósito de fluxo laminar; (C) e (D) = conglomerados representando dois tipos dentro de um amplo espectro de variação, formados por corrente canalizada (after Bluck 1967 in Collinson 1986).

Os conglomerados suportados por matriz, nos quais comumente faltam estruturas internas e imbricação de clastos, são geralmente atribuídos a processos de fluxo de massa. Algumas unidades deste tipo são recobertas por finas camadas de arenito mostrando acamamento paralelo e de baixo ângulo, interpretados como produto da diminuição nos estágios do fluxo (Steel 1974 in Collinson 1986). Os conglomerados com estrutura suportada por clastos e os arenitos conglomeráticos estratificados são considerados o resultado da deposição da carga de fundo.

Quando a quantidade de água é maior, os fluxos tendem a ser canalizados, resultando em depósitos mais organizados e com melhor selecionamento dos grãos. A figura 4.7 mostra um perfil típico de corrente canalizada intercalado em depósito de fluxo de detritos.

Figura 4.7: Depósito formado por corrente canalizada intercalado em depósito de fluxo gravitacional (Blissenbach 1954 in Serra 1985).



4.3. DISTRIBUIÇÃO DAS FÁCIES

A maioria dos estudos sobre seqüências de leques aluviais antigos divide as fácies em proximais, intermediárias e distais (Nilsen 1982).

As fácies proximais são depositadas nas partes superiores do leque, onde os sedimentos são de granulação mais grossa. Nestas porções, predominam os processos de fluxo gravitacional, podendo haver um canal principal por onde passa grande parte dos sedimentos carreados.

As fácies intermediárias incluem canais distributários menores que se ramificam à jusante. Normalmente são canais rasos que migram lateralmente e se entrelaçam, ou seja, canais *braided*. Embora os canais *braided* sejam os mais comuns, sistemas retilíneos, meandros e anastomosados podem estar presentes, dependendo do tipo de sedimento, do suprimento sedimentar, dos efeitos climáticos etc. Nesta parte do leque, também são comuns

os depósitos laminares que se formam quando o fluxo emerge dos canais e se espalha, formando corpos sedimentares extensos e delgados.

As fácies distais se posicionam na orla do leque, onde a granulação tende a ser mais fina do que nas partes anteriores. Nesta faixa, ocorre interação com outros sistemas deposicionais, como um sistema fluvial, lacustrino, eólico ou marinho marginal.

A figura 4.8 ilustra a distribuição lateral das fácies proximal, intermediária e distal em um leque dominado por correntes.

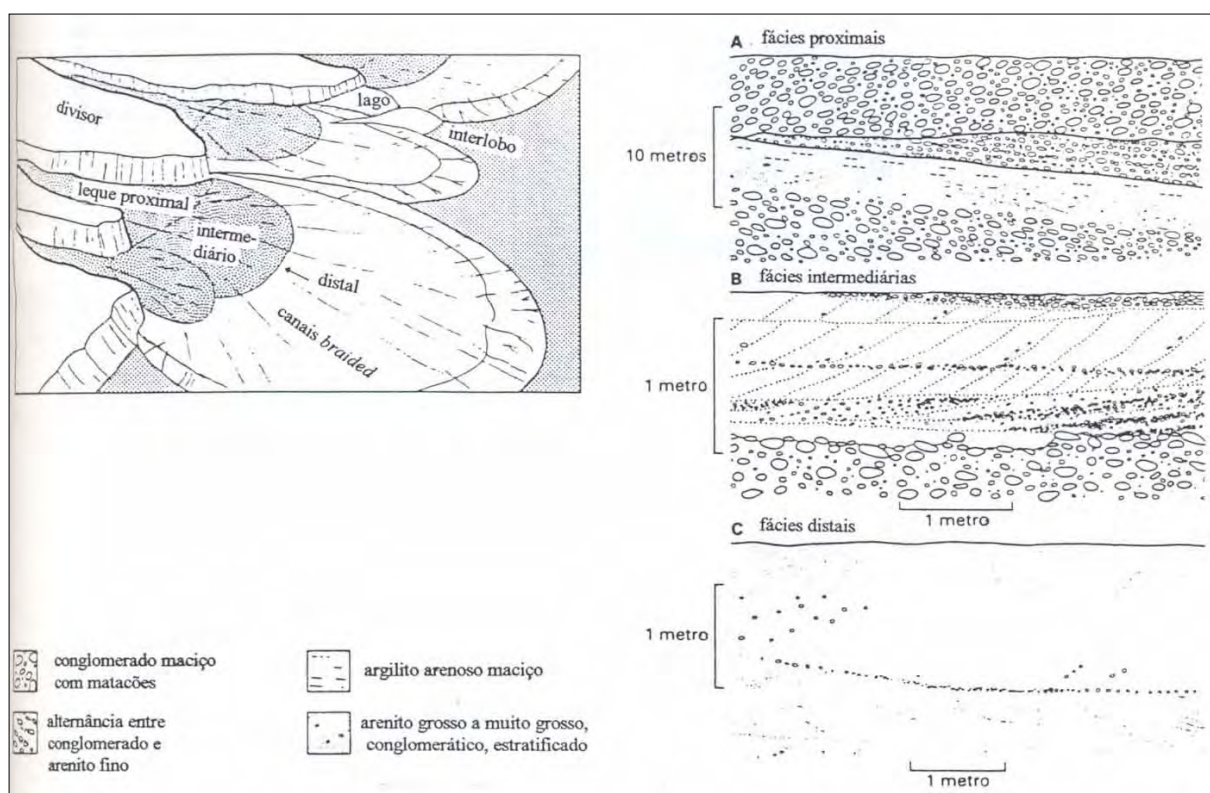


Figura 4.8: Distribuição de fácies no leque dominado por correntes Van Horn Sandstone (Texas, E.U.A.). Os conglomerados proximais têm blocos com mais de 1 metro de diâmetro. Na parte intermediária, os conglomerados são intercalados com arenitos conglomeráticos e na parte distal dominam os arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada (McGowen & Groat 1971 in Collinson 1986).

A migração lateral de fácies através do tempo faz com que os leques desenvolvam uma forma característica, com perfil transversal convexo e perfil longitudinal côncavo (figura 4.9). No perfil longitudinal, os mergulhos e as direções de transporte são dispostos radialmente, a partir do vale de origem. O tamanho dos grãos decresce rapidamente em direção às partes mais distais do leque; o arredondamento dos clastos e a quantidade de fácies finas aumentam na mesma direção (Rust & Koster 1984). A figura 4.10 mostra a distribuição de fácies segundo a classificação de Miall (1978) acima descrita.

Figura 4.9: Distribuição de fácies em um depósito de leque aluvial. Seção transversal convexa, vista em planta e seção longitudinal côncava (Spearing 1974 in Suguio 1979).

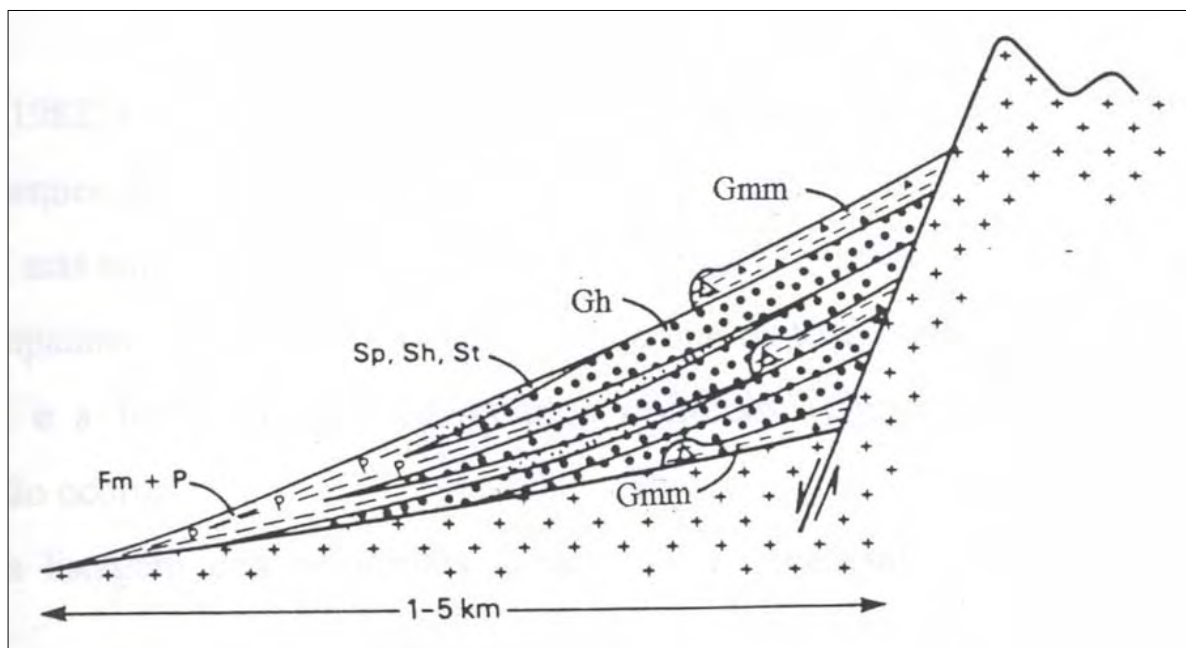
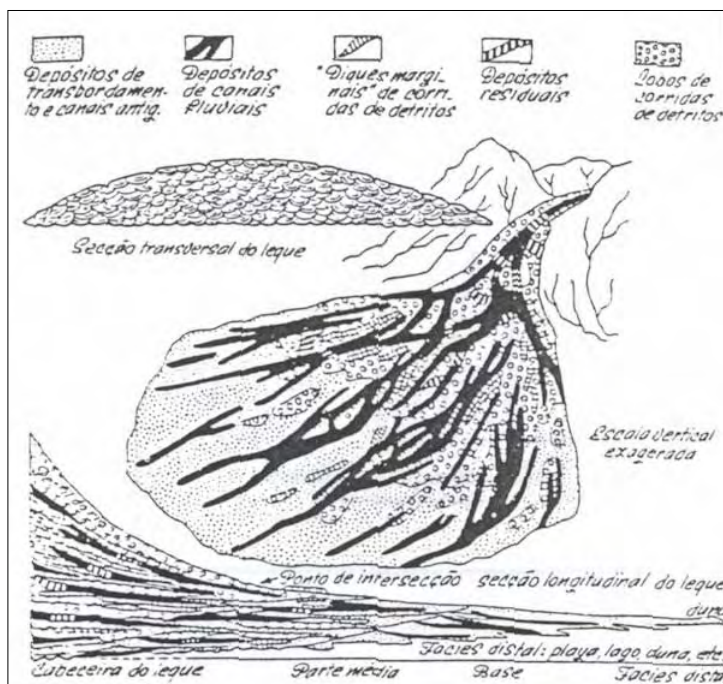
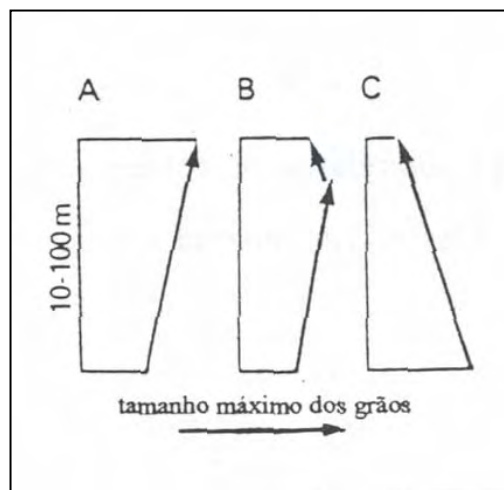


Figura 4.10: Seção longitudinal esquemática de um leque aluvial mostrando variação de fácies proximais a distais (Rust & Koster 1984). A tabela 4.1 mostra a descrição das fácies codificadas nesta figura.

O registro estratigráfico também mostra mudanças verticais nos tipos faciológicos. Por exemplo, quando um falhamento provoca soerguimento da área fonte ou subsidência da bacia, o sistema aluvial é rejuvenescido e o leque prograda. Há áreas nas quais as fácies proximais acumuladas migram leque abaixo, dando origem a uma sucessão com incremento no tamanho dos grãos em direção ao topo das camadas, que se tornam cada vez mais espessas (figura

4.11-A). Esta seqüência granocrescente ascendente pode ser recoberta por outra seqüência menos espessa com granodecrescência ascendente, cujas camadas diminuem de espessura em direção ao topo (figura 4.11-B). Seqüências simples granodecrescente ascendentes podem ocorrer quando falhamentos sucessivos provocam o recuo da escarpa (figura 4.11-C).

Figura 4.11: Sucessões de leques aluviais sujeitos a rejuvenescimento tectônico periódico. (A) granocrescência ascendente devido a soerguimento periódico da área fonte ou subsidência da bacia; (B) granocrescência ascendente seguida de granodecrescência ascendente em ciclo assimétrico; (C) granodecrescência ascendente devido ao recuo da margem falhada (Heward 1978 in Rust & Koster 1984).



4.4. RECONHECIMENTO DOS DEPÓSITOS

Nilsen (1982) lista várias características a serem observadas para o reconhecimento de seqüências de leques aluviais antigos. Individualmente, estes critérios não são exclusivos de leques aluviais, mas em conjunto podem ser usados para a identificação de tais depósitos. São utilizados principalmente fatores de ordem física, já que os fósseis são raros em sedimentos de origem aluvial e a formação de precipitados químicos (como evaporitos e carbonatos) normalmente não ocorre.

Segue a listagem das principais características presentes nos depósitos de leques aluviais.

1. Deposição de sedimentos relativamente próximo à área fonte;
2. deposição de sedimentos por fluxo unidirecional;
3. deposição de sedimentos por fluxo de alta energia;
4. sedimentos pouco selecionados, contendo uma grande variedade de tamanho de grãos;
5. clastos pouco arredondados, refletindo o transporte a pequena distância;
6. sedimentos composicionalmente imaturos e com grande variedade composicional, dependendo do tipo litológico da área fonte;

7. grande mudança lateral e vertical de fácies, particularmente em direção às partes distais do leque;
8. rápido decréscimo no tamanho máximo e médio dos clastos;
9. sedimentos geralmente oxidados, normalmente não tendo sido submetidos a condições redutoras; coloração vermelha, marrom, amarela e laranja;
10. rara ocorrência de matéria orgânica devido às condições oxidantes na sedimentação;
11. rara ocorrência de fósseis, exceto ocasionais fragmentos de vertebrados e plantas;
12. presença limitada de estruturas sedimentares, mais comumente estratificação cruzada e planar de médio a grande porte;
13. corpos deposicionais com formas lenticulares e acanaladas, muitas vezes formando cunhas clásticas;
14. corpos deposicionais formados por fluxo de detritos, fluxo de lama e alguns tipos de fluxo canalizado (*streamflow*);
15. depósitos compostos por sedimentos de preenchimento de canal de profundidade e largura variáveis, geralmente com pequena continuidade lateral;
16. corpos deposicionais geralmente pouco estratificados, variando de depósitos de fluxo de detritos e fluxo de lama não-estratificados a depósitos de fluxo canalizado com estratificação mais definida;
17. corpos que apresentam mudanças composicionais lateralmente, devido à coalescência de leques e/ou grupos de leques alimentados por áreas fontes com diferentes tipos de rocha fonte;
18. depósitos associados a bacias bordejadas por falhas como grábens e semi-grábens e vários tipos de bacias ligadas a falhas transcorrentes;
19. corpos deposicionais cujas fácies de fluxo de detritos e fluxo canalizado se interdigitam distalmente com fácies de planície aluvial de granulação fina, fácies eólicas, lacustrinas ou marinhas;
20. presença abundante de perfis de solos e terraços;
21. presença de sais (como gipsita ou calcita) depositados intersticialmente em solos ou em camadas de caliche;
22. padrão de paleocorrentes radiais em leques individuais e formando um complexo radial em leques coalescentes;
23. presença de depósitos residuais (*sieve deposits*), os quais são incomuns em outras fácies de depósitos continentais.

4.5. INFLUÊNCIA TECTÔNICA

A influência tectônica nas sucessões de leques aluviais pode ser reconhecida na forma de recorrência dos ciclos de variação no tamanho dos grãos e na espessura das camadas. Porém, a ausência desta ciclicidade não significa, necessariamente, evidência da falta de influência tectônica. Pequenos e freqüentes movimentos de falhas mantêm a energia de transporte nos sistemas fluviais, sem ser individualmente fortes o suficiente para produzir seqüências repetitivas (Rust & Koster 1984).

Embora a deposição normalmente ocorra como resultado de soerguimento tectônico, Nilsen (1982) assinala que, muitas vezes, pode ser difícil a distinção entre pulsos de deposição resultantes de tectonismo e outros que resultam de eventos climáticos.

São várias as situações tectônicas que podem desencadear a formação de depósitos aluviais. Quando os leques se desenvolvem em resposta a falhamento normal, a diferença de nível no relevo se mantém e o ápice do leque permanece relativamente fixo, dando origem a uma espessa cunha de sedimentos que são acumulados e preservados no lado rebaixado da falha (Collinson 1986, figura 4.12). Outra situação ocorre quando a área fonte migra para trás, ao longo de uma série de falhas normais lítricas sucessivamente ativas (Steel & Wilson 1975 in Collinson 1986, figura 4.13). Em bacias transcorrentes *pull-apart*, a posição da falha ativa pode migrar lateralmente, ao longo da margem da bacia ou para trás, rumo ao final da bacia (Steel & Gloppen 1980 in Collinson 1986).

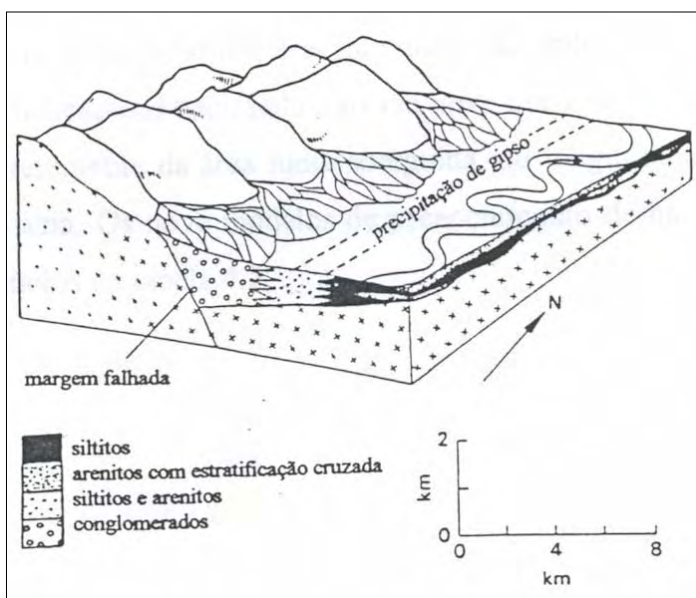


Figura 4.12: Deposição de leques aluviais controlada por falha normal ativa (East Greenland) (Collinson 1972 in Collinson 1986).

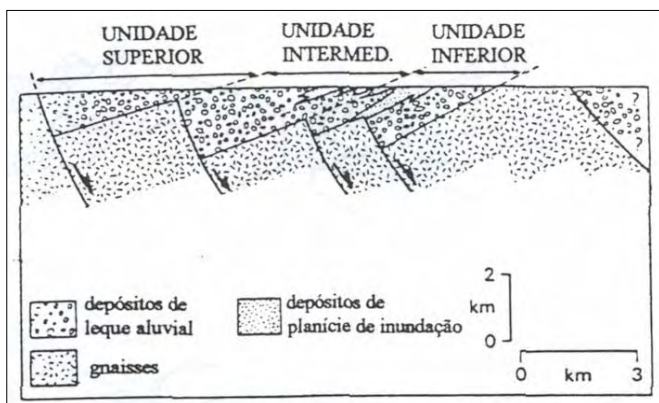


Figura 4.13: Distribuição de cunhas conglomeráticas associadas a falhas normais listricas sucessivas (Outer Hebrides) (Steel & Wilson 1975 in Collinson 1986).

A margem transcorrente constitui um ambiente muito importante para a ocorrência de leques aluviais. Neste caso, as acumulações se formam ao longo de todo o complexo de falhas e acompanham todo o seu desenvolvimento, podendo atingir espessuras consideráveis (Rust & Koster 1984).

É muito comum a associação de leques aluviais com falhas normais e com o desenvolvimento de grábens, semi-grábens e bacias *pull-apart* (Collinson 1972; Steel 1974, 1976 in Collinson 1986). Porém, algumas sucessões não estão diretamente relacionadas com linhas de falha, mas resultam do preenchimento de bacias que bordejam áreas fontes recentemente soerguidas, às vezes consequência de colisão continental. Estes são os depósitos de molassa típicos de muitos cinturões montanhosos.

Comumente, em bacias intracontinentais que se formam junto a cinturões deformados, os rios tendem a correr paralelamente ou perpendicularmente ao mergulho do embasamento. Isto levou Miall (1981) a fazer uma classificação das bacias aluviais em nove tipos, separando os rios em transversais, quando fluem diretamente da área fonte soerguida, ou longitudinais, quando fluem paralelamente ao eixo da bacia. Os nove modelos de preenchimento de bacias aluviais são ilustrados na figura 4.14 e listados na tabela 4.2.

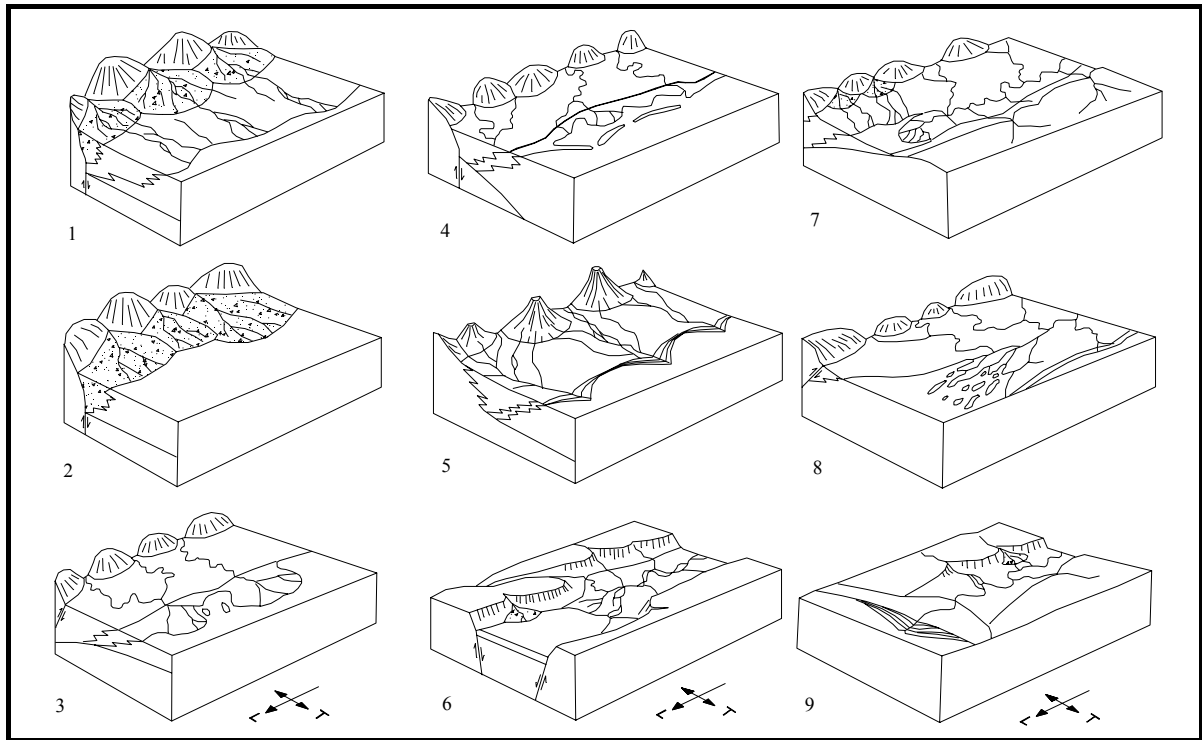


Figura 4.14: Padrões de preenchimento de bacias aluviais (Miall 1981) (s/ escala).
T = transversal, L = longitudinal (ver tabela 4.2).

MODELO	PROXIMAL	INTERMEDIÁRIO	DISTAL
1	leque transversal	<i>braidplain</i> transversal	margem de lago/costeiro não deltaico
2	leque deltaico transversal		margem de lago/costeiro
3	leque/rio transversal	rio transversal	rio dominado por delta
4	leque/rio transversal	rio transversal	rio dominado por delta com barreira e laguna
5	leque/rio transversal	rio transversal	delta dominado por ondas
6	leque/rio transversal	rio longitudinal	margem de lago/estuário
7	leque/rio transversal	rio longitudinal	rio dominado por delta
8	leque/rio transversal	rio longitudinal	delta dominado por marés
9	leque/rio transversal	rio longitudinal	delta dominado por ondas

Tabela 4.2: Padrões de preenchimento de bacias aluviais (Miall 1981) (ver figura 4.14).

Os modelos 1 e 2 são característicos de pequenas bacias, como grábens intermontanos ou bacias ligadas a falhamento transcorrente. O modelo 6 também pode ocorrer nestas situações. Os modelos 3, 4 e 5 são típicos de planícies costeiras, incluindo bacias antearco e retroarco e margens continentais divergentes. Os modelos 6, 7 e 8 ocorrem ao longo ou paralelamente a zonas de sutura, ou em bordas de placas. Modelos 6, 7 e 9 podem ocorrer onde sistemas de grábens mergulham na costa com alto ângulo, como nos aulacógenos. Estes, entre outros ambientes tectônicos, estão ilustrados na figura 4.15.

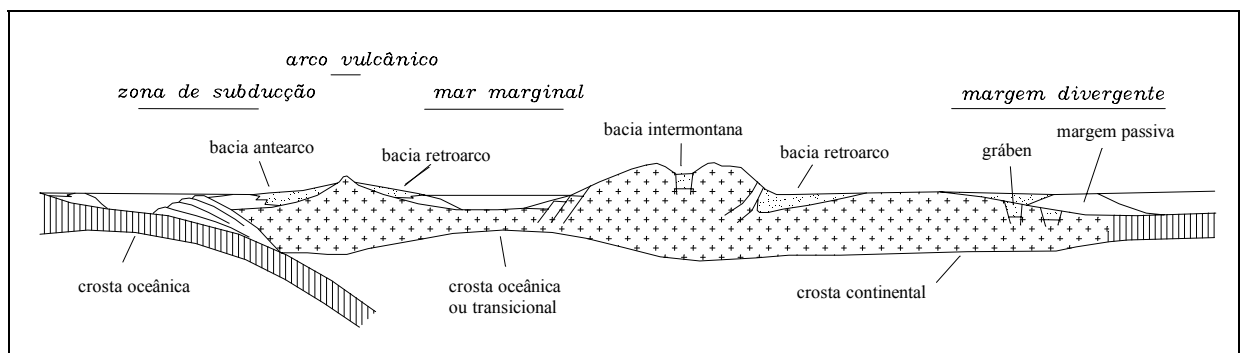


Figura 4.15: Ambientes tectônicos de bacias aluviais e de outras fácies sedimentares (Miall 1981).

CAPÍTULO 5

5. LITOESTRATIGRAFIA

Neste capítulo é apresentado o estudo dos depósitos sedimentares presentes na área de Jundiaí. É feita uma rápida abordagem das principais características dos depósitos paleozóicos, correspondentes ao Grupo Itararé, bem como dos depósitos coluvionares e aluvionares. Atenção especial é conferida aos depósitos terciários, onde é incluída sua análise faciológica. Os litotipos do embasamento pré-cambriano são descritos como parte da síntese bibliográfica, apresentada no Capítulo 3.

O mapa geológico em escala 1:100.000 apresentado no anexo 1 mostra a distribuição espacial dos principais litotipos. As unidades do Pré-Cambriano são apresentadas de forma simplificada, com base nos mapas geológicos pré-existentes. Já os depósitos paleozóicos, terciários e quaternários foram mapeados e são apresentados separadamente na figura 5.1. A figura 5.2 mostra um bloco-diagrama que ilustra a distribuição destes depósitos e sua relação com a topografia da área. Os afloramentos descritos estão plotados no mapa de pontos (anexo 2), já que no decorrer do texto são feitas algumas referências a eles.

5.1. DEPÓSITOS PALEOZÓICOS: GRUPO ITARARÉ

Os depósitos paleozóicos presentes na área foram correlacionados ao Grupo Itararé por Martin et al. (1959), com base em evidências sedimentares e estratigráficas que indicam sua formação sob influência de clima glacial.

Na área de Jundiaí, os pontos onde foram observadas as maiores exposições desta unidade estão em cavas de jazidas, esgotadas ou em lavra, onde se dá a extração de argilas destinadas à indústria cerâmica. Outros afloramentos constituem pequenos cortes de estrada, em elevado grau de alteração, onde a presença de níveis de argilito e siltito, em alternância rítmica, possibilita sua identificação. A disposição dos pacotes em corpos isolados e a presença de uma cobertura de sedimentos inconsolidados, além do considerável grau de alteração, dificultam bastante seu mapeamento.

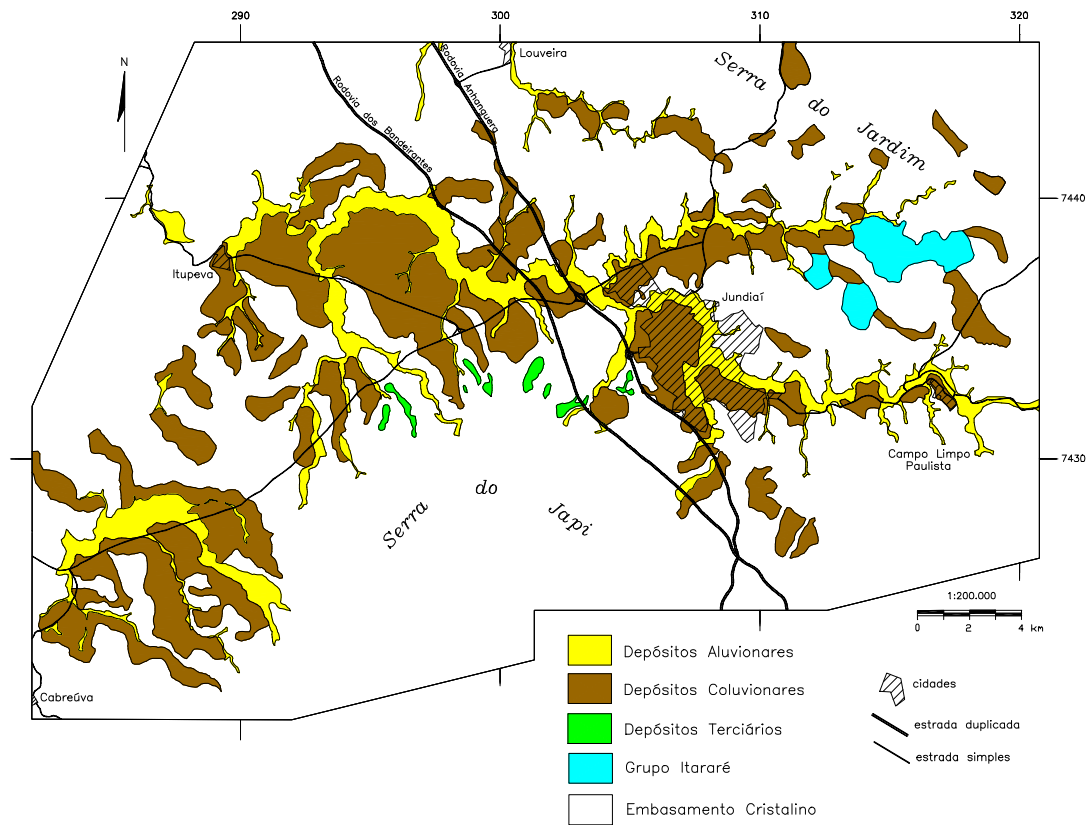


Figura 5.1: Distribuição dos depósitos sedimentares da região de Jundiá (SP).

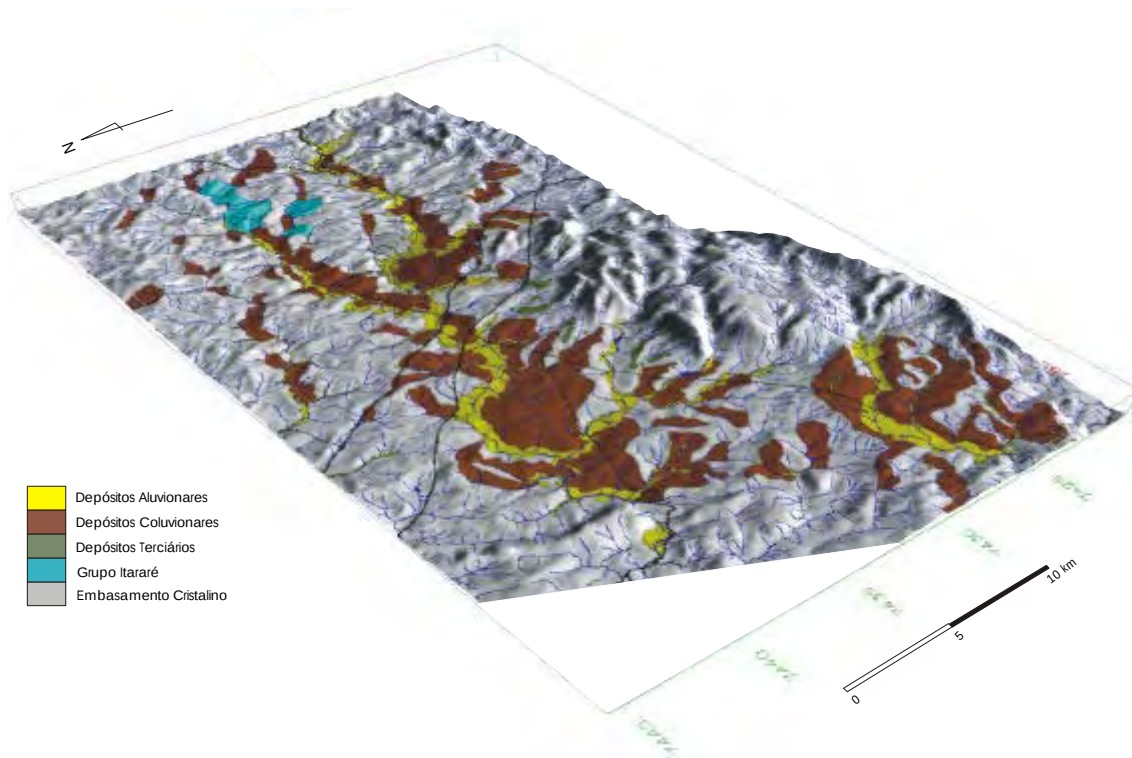


Figura 5.2: Modelo digital do terreno mostrando a distribuição dos depósitos sedimentares da região de Jundiá (SP).

Os litotipos encontrados constituem diamictitos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos. Normalmente os diamictitos ocorrem na base da seqüência, sotopostos às camadas de finos. Porém, as falhas que afetam estes pacotes trazem problemas para a definição do empilhamento estratigráfico.

Os diamictitos são formados por clastos de dimensões que variam de alguns milímetros até 50 centímetros, dispersos aleatoriamente em matriz argilo-siltosa com porcentagem também variável. Os clastos são constituídos por quartzitos, granitos, gnaisses e xistos, com formas subarredondadas e facetadas. Ocasionalmente aparecem “bolas de argila”, indicando a ocorrência de retrabalhamento sedimentar. Crostas lateríticas *in situ* foram encontradas junto ao contato com o embasamento cristalino.

Os folhelhos apresentam cor cinza escuro e são finamente laminados. Quando intemperizados, adquirem cor marrom escuro ou castanho avermelhado. É comum a presença de seixos pingados e matacões, com dimensões que variam de alguns centímetros até 1 metro de diâmetro.

Os ritmitos são formados pela alternância de níveis milimétricos, argilosos e siltosos, com cores cinza escuro e cinza claro intercaladas e, quando alterados, castanho escuro e castanho claro. Muitas vezes, a estruturação destes níveis encontra-se totalmente deformada e, em alguns casos, aparecem dobras convolutas formadas quando o material ainda se encontrava em estado plástico (foto 5.1-a).

Os argilitos e os siltitos variam de puros a arenosos, com coloração marrom escuro, cinza ou verde claro. Apresentam estrutura maciça, com seixos pingados em abundância.

Os contatos com o embasamento podem ser erosivos ou por falha. No contato erosivo, fragmentos do embasamento são englobados pelo diamictito (foto 5.1-b). As falhas observadas no contato com o embasamento provocam inclinação dos estratos, podendo até verticalizá-los (foto 5.1-c).



Foto 5.1 (a): Ritmito do Grupo Itararé mostrando dobras convolutas (ponto 120).

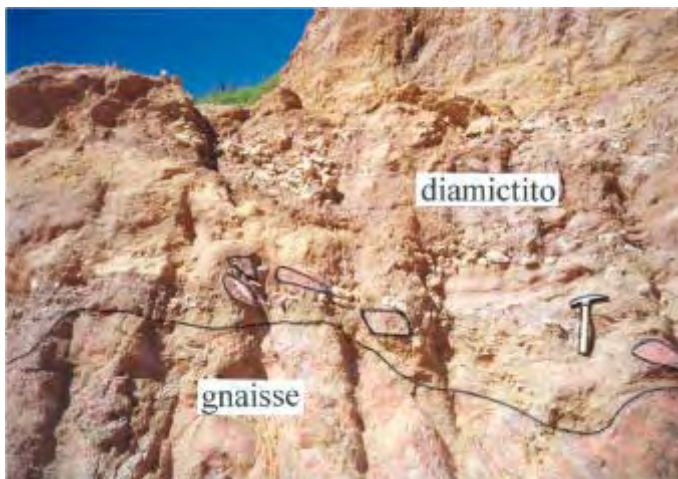


Foto 5.1 (b): Contato erosivo entre o Grupo Itararé e o embasamento pré-cambriano. Fragmentos de gnaisse são englobados pelo diamictito (ponto 161).

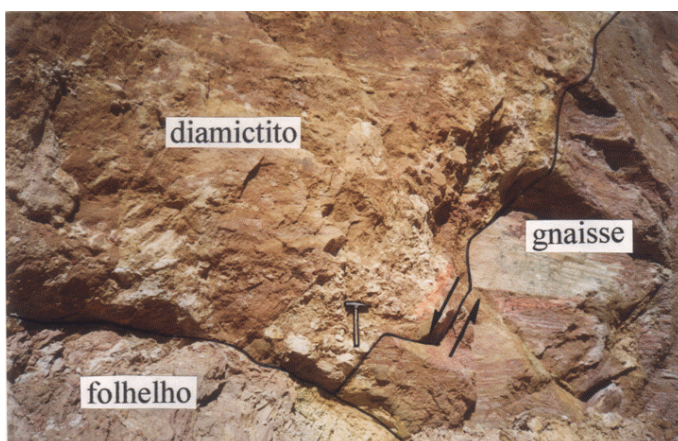


Foto 5.1 (c): Contato por falha entre o Grupo Itararé e o embasamento pré-cambriano. Sob o diamictito há uma camada de folhelho com acamamento sub-verticalizado (ponto 161).

5.2. DEPÓSITOS TERCIÁRIOS

Estes depósitos ocorrem sob a forma de corpos descontínuos que ocupam, normalmente, os topos e/ou as encostas de morros, onde ficaram preservados devido à presença de níveis conglomeráticos basais mais resistentes à erosão. Em outros pontos, a preservação dos pacotes foi possibilitada pela presença de falhamentos normais que causaram o abatimento das seqüências em meio ao embasamento. Estes depósitos aparecem também em locais sujeitos a basculamento de blocos, propiciando uma configuração muito típica observada na área, onde uma encosta íngreme expõe rochas do embasamento e outra, mais suave, mostra restos de uma seqüência sedimentar muitas vezes falhada e normalmente encoberta por coberturas coluvionares. Estas seqüências são sempre incompletas, devido à remoção dos pacotes superiores pela erosão.

A erosão e transporte deste material faz com que, muitas vezes, ele seja confundido com o resultado de seu retrabalhamento, ou seja, com as linhas de pedras e coberturas coluvionares. A presença de crosta laterítica é um fator importante na distinção entre estas unidades. Enquanto nos depósitos terciários a crosta laterítica ocorre *in situ*, nas linhas de pedras e nas coberturas inconsolidadas há fragmentos da mesma.

Geralmente os depósitos terciários são encobertos pelas coberturas coluvionares. Assim, apenas alguns corpos aparecem delimitados no mapa geológico (anexo I) e no mapa de distribuição das coberturas sedimentares (figura 5.1). Além disso, muitas vezes as ocorrências são pontuais, tornando-se impossível a delimitação da unidade.

A definição da idade desta unidade é dificultada pela ausência de fósseis. A idade terciária tem sido atribuída, em trabalhos anteriores, com base em correlações com rochas da bacia de São Paulo.

5.2.1. Faciologia dos Depósitos Terciários

Para a classificação das fácies sedimentares presentes nesta unidade, é utilizado o modelo proposto por Miall (1996). Algumas modificações, como a introdução da fácies **Dm** (diamictitos maciços), foram necessárias para abranger variedades faciológicas identificadas na área. Além disso, por se tratar de sedimentos já litificados, são utilizados os termos conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos no lugar de cascalho, areia, silte e argila. No

Capítulo 4 é apresentada uma síntese bibliográfica abordando toda a base teórica utilizada nesta análise.

A tabela 5.1 mostra as litofácies encontradas na área de Jundiá com sua respectiva codificação. Em seguida cada uma delas é sucintamente descrita.

CÓDIGO	FÁCIES
Dm	diamictito maciço
Gmm	conglomerado suportado pela matriz com estrutura maciça
Gcm	conglomerado suportado por clastos com estrutura maciça
Gh	conglomerado suportado por clastos com estratificação incipiente e imbricação
Gt	conglomerado suportado por clastos com estratificação cruzada acanalada
Sm	arenito fino a muito grosso, chegando a conglomerático, com estrutura maciça
Sh	arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela
St	arenito fino a muito grosso, chegando a conglomerático, com estratificação cruzada acanalada
Fm	argilito maciço

Tabela 5.1: Fácies sedimentares encontradas nos depósitos terciários da área de Jundiá (codificação de Miall 1996, modificada).

➤ Fácies **Dm**

A fácies **Dm** é composta por diamictitos formados por uma massa argilo-arenosa com grânulos e seixos de quartzito bastante angulosos distribuídos aleatoriamente. A quantidade de matriz varia em torno de 60 a 80%, tendo forte predomínio em relação aos clastos. Ocasionalmente os seixos aparecem concentrados em níveis descontínuos e recorrentes. Trata-se de uma rocha compacta, com estrutura maciça e coloração acinzentada, compondo pacotes que variam de 2 a 6 metros de espessura.

➤ Fácies **Gmm**

A fácies **Gmm** é formada por conglomerados suportados pela matriz com estrutura maciça. Os clastos, compostos por quartzito, têm formas angulosas a subangulosas de dimensões que variam de 2 a 10 centímetros, podendo chegar a 20 ou 30 centímetros (blocos até 50 centímetros também foram encontrados, mas são raros). Eles estão distribuídos aleatoriamente em matriz argilo-arenosa maciça, cujas proporções que variam de 30 a 40%

(foto 5.2-a). É comum a presença de fragmentos de gnaiss próximo ao contato com o embasamento. Muitas vezes aparecem também “bolas de argila”, evidenciando a ocorrência de retrabalhamento. Formam camadas com 1 a 3 metros de espessura, mas sua ocorrência é limitada.

➤ **Fácies Gcm**

A fácies **Gcm** compreende conglomerados suportados por clastos, maciço, com clastos de quartzito subangulosos a subarredondados sem organização ou estratificação interna (foto 5.2-b). A matriz, de granulometria arenosa média a grossa, compõe 5 a 10% da rocha, caracterizando a estrutura suportada por clastos. Ocasionalmente aparecem fragmentos de gnaiss do embasamento cristalino. A má seleção de grãos é uma característica marcante; suas dimensões variam de menos de 1 centímetro até 10 a 20 centímetros (também foram encontrados blocos maiores, de até 40 centímetros). As camadas possuem dimensões que variam de 0,5 a 2 metros de espessura, sendo encontradas generalizadamente pela área.

➤ **Fácies Gh**

Os conglomerados da fácies **Gh** são suportados por clastos comumente imbricados e com estratificação incipiente. Os clastos de quartzito apresentam um grau de arredondamento maior que o das fácies anteriores, mas a granulação ainda varia bastante, predominando dimensões entre 5 e 10 centímetros (foto 5.2-c). A matriz é quase inexistente, sendo a estrutura suportada pelos clastos. Geralmente ocorrem em camadas de 30 a 50 centímetros, mas podem chegar a 1,5 metros de espessura.

➤ **Fácies Gt**

A fácies **Gt** é caracterizada por conglomerados suportados por clastos e estratificação cruzada acanalada (foto 5.2-d). Os clastos de quartzito apresentam formas arredondadas a subarredondadas com granulometria mais homogênea do que nas fácies anteriores. Predominam dimensões em torno de 1 a 5 centímetros, podendo ocorrer grãos maiores (de até 10 ou 20 centímetros) na base dos estratos, conferindo à rocha uma gradação normal. Em certos pontos há pequena porcentagem (1 - 5%) de matriz arenosa fina a grossa. Os estratos possuem dimensões de 1 a 2,5 metros e sua ocorrência é restrita.

➤ **Fácies Sm**

A fácies **Sm** é composta por arenitos finos a muito grossos, chegando a conglomeráticos, com estrutura maciça. São arenitos mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo angulosos dispersos aleatoriamente. Os espaços intergrãos são preenchidos por matriz argilosa, concedendo à rocha uma coloração acinzentada. Não apresentam estratificação, porém muitas vezes há gradação normal quando a fácies transiciona para argilitos maciços (fácies **Fm**) em direção ao topo. As camadas têm dimensões que variam de 0,5 a 1 metro de espessura.

➤ **Fácies Sh**

A fácies **Sh** comporta arenitos muito finos a médios, bem selecionados, com estratificação plano-paralela (foto 5.2-e). Compõem camadas milimétricas a centimétricas que não ultrapassam 1 metro de espessura, com cores variando do amarelo claro ao branco. Há gradação normal, muitas vezes chegando a transicionar para argilitos maciços (fácies **Fm**) no topo dos estratos.

➤ **Fácies St**

Esta fácies é composta por arenitos finos a muito grossos, podendo chegar a conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e gradação normal (foto 5.2-f). Os níveis de arenito conglomerático se concentram na base dos estratos e gradam rapidamente para arenito mais fino e bem selecionado em direção ao topo. Os pacotes, de ocorrência restrita, apresentam cor amarelo avermelhado e espessuras que variam de 0,5 a 1 metro.

➤ **Fácies Fm**

A fácies **Fm** é formada por argilitos maciços compondo camadas de espessuras milimétricas a centimétricas chegando, no máximo, a 1 metro de espessura. Podem ser puros ou siltosos, com coloração que varia do cinza ao cinza claro. Os níveis milimétricos ocorrem associados às fácies **Sm** e **Sh**, no topo de seqüências granodecrescente ascendentes, ou formam lentes nos pacotes de diamictitos da fácies **Dm**.



Foto 5.2 (a): Fácies **Gmm**: conglomerado suportado por matriz, maciço (ponto 137).



Foto 5.2 (b): Fácies **Gcm**: conglomerado suportado por clastos, maciço (ponto 198).



Foto 5.2 (c): Fácies **Gh**: conglomerado suportado por clastos com estratificação incipiente e imbricação (ponto 74).



Foto 5.2 (d): Fácies **Gt**: conglomerado suportado por clastos com estratificação cruzada acanalada (ponto 9).



Foto 5.2 (e): Fácies **Sh**: arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela (ponto 47).



Foto 5.2 (f): Fácies **St**: arenito fino a muito grosso, até conglomerático, com estratificação cruzada acanalada (ponto 9).

5.2.2. Associação de fácies

Foram identificadas na área quatro diferentes associações de fácies. Elas foram definidas com base em “seções-tipo” levantadas em pontos onde afloram as seqüências mais completas. As ocorrências presentes no restante da área apresentam fácies isoladas ou partes do empilhamento padrão. A figura 5.3 mostra o arranjo vertical e lateral das associações faciológicas, descritas a seguir.

Associação I

Esta associação é formada pelas fácies **Dm** (diamictito maciço), **Gmm** (conglomerado maciço suportado por matriz), **Gcm** (conglomerado maciço suportado por clastos) e, em menores proporções, **Fm** (argilito maciço).

Há intercalação entre as fácies **Dm** e **Gmm** ou entre **Dm** e **Gcm**, formando espessos pacotes com espessuras métricas (2 a 10 metros) que predominam em relação aos demais. A fácies **Fm** ocorre sob a forma de camadas com menos de 1 metro de espessura intercaladas nas fácies anteriores, bem como sob a forma de lentes milimétricas a centimétricas (até 20 centímetros) interdigitadas entre camadas **Dm**.

Geralmente, a associação I assenta-se discordantemente sobre o embasamento cristalino, como acontece nas seções-tipo 1, 3 e 4 (figura 5.3). Localmente, ela se sobrepõe às fácies da associação II (seção-tipo 2) ou tem caráter recorrente, reaparecendo no topo da seqüência, sobreposta à associação III (seções-tipo 3 e 4). Sua presença é mais marcante em relação às outras associações, distribuindo-se em torno da Serra do Japi e nas proximidades do rio Jundiaí.

As fácies **Gmm** e **Dm** são interpretadas como sendo formadas por fluxo de detritos e fluxo de lama, cuja diferença reside na porcentagem de argila, consideravelmente maior no segundo tipo (Nilsen 1982). O transporte se dá sob a forma de fluxos viscosos que depositam argila juntamente com grãos de tamanhos variados, resultando em depósitos mal selecionados e pobres em estruturas sedimentares.

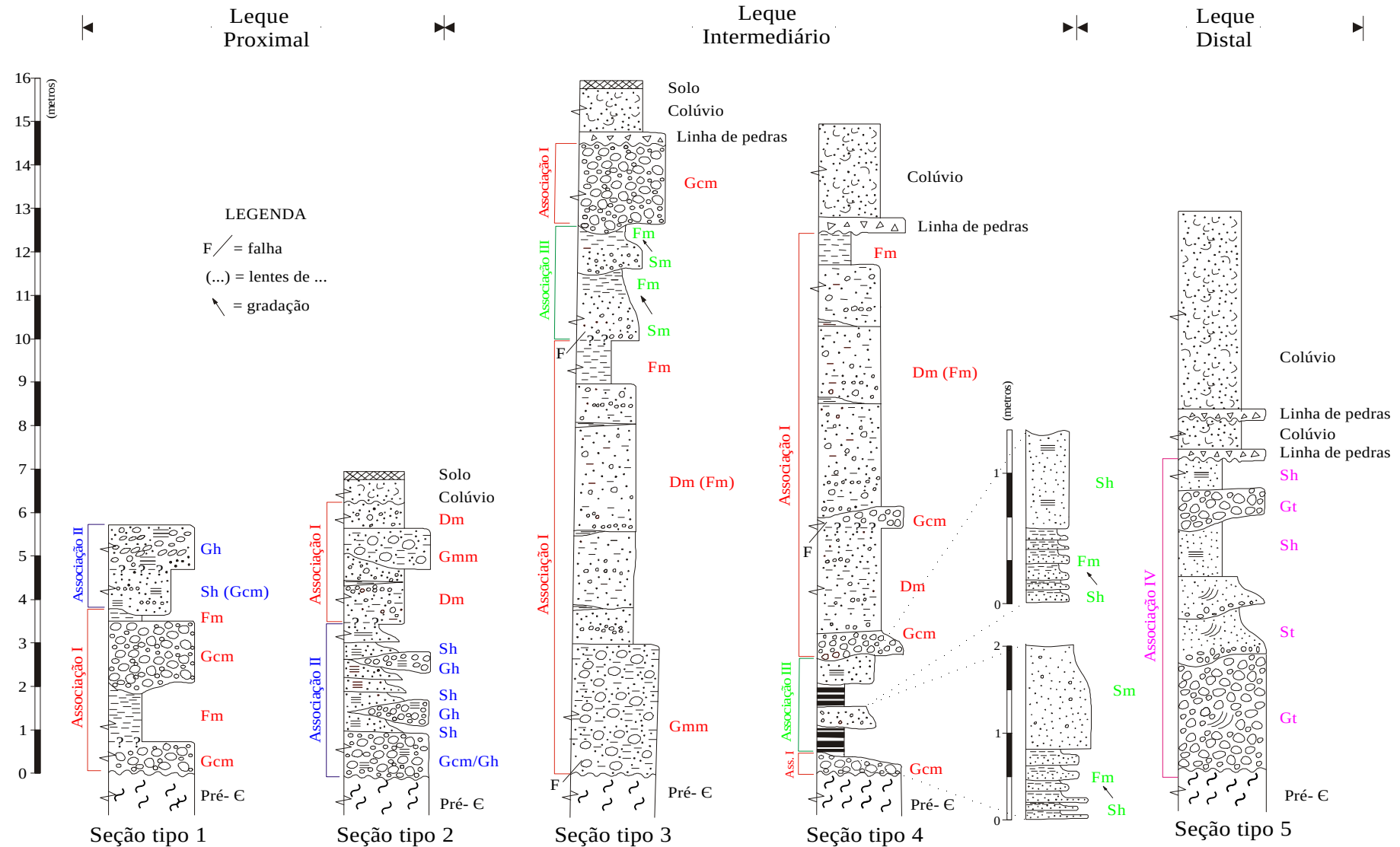


Figura 5.3: Arranjo vertical e lateral das associações faciológicas encontradas nos depósitos terciários da área de Jundiá.

Apesar de constituírem depósitos caracteristicamente isotrópicos, gradações normais e inversas e alinhamento de clastos podem se formar nos fluxos menos viscosos (Bull 1972 in Galloway & Hobday 1982), como acontece na fácies **Dm**.

A fácies **Gcm** também pode ser formada por fluxo de detritos quando há falta de sedimentos finos na área fonte, mas não deve ser descartada a possibilidade de ter sido depositada por fluxo turbulento, como carga de fundo inerte em canais cascalhentos de alta energia (Miall 1996).

A origem da fácies **Fm** pode estar ligada à formação de corpos d'água que se acumulam após o fluxo de massa, processando-se a decantação dos finos. Estas feições são comuns quando há interdigitação de lobos deposicionais e formação de pequenas depressões que posteriormente são preenchidas por outros fluxos.

O contato inferior entre as camadas formadas por fluxo de detritos e as demais é sempre erosivo. Um exemplo é ilustrado na foto 5.3-a, onde uma camada de argilito correspondente à fácies **Fm** é erodida e deformada pela superposição da fácies **Gcm**, formada por fluxo de detritos.

Esta associação de fácies é comum nas porções proximais e intermediárias de leques aluviais, onde se formam os lobos deposicionais. Constitui uma importante característica de leques de ambiente semi-árido, onde as encostas são desprotegidas pela presença de vegetação esparsa e o clima é sujeito a chuvas sazonais ou irregulares (Nilsen 1982, Collinson 1986, Galloway & Hobday 1983).

Associação II

A associação II é caracterizada pela intercalação entre as fácies **Gh** (conglomerado suportado por clastos com estratificação incipiente e imbricação) e **Sh** (arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela), podendo também estar presente a fácies **Gcm** (conglomerado suportado por clastos, maciço). Elas formam camadas lenticulares de dimensões que variam de 30 centímetros a 1 metro.

Esta associação é representada nas seções-tipo 1 e 2 (figura 5.3), onde ocorre em contato inferior discordante com o embasamento cristalino, sotoposta à associação I. Sua presença se limita às proximidades da Serra do Japi, sendo que muitas vezes é encontrada apenas a fácies **Gcm** associada a **Gh**, como resquícios de um empilhamento antigo.

A geometria lenticular dos estratos, a presença de estratificação plano-paralela e a imbricação dos clastos denota a alta energia do fluxo aquoso responsável por sua formação (Nilsen 1982). Estas fácies são depositadas em fundo de canais de alta energia, retilíneos ou do tipo *braided*, situados nas partes proximais ou distais de leques aluviais. São canais largos, rasos e temporários, presentes em épocas de chuva. Muitas vezes eles podem ser assoreados por fluxos de detritos ou de lama (associação I), quando há retomada de pulsos tectônicos.

Associação III

A associação III compreende as fácies **Sm** (arenito fino a muito grosso, chegando a conglomerático, maciço) e **Sh** (arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela), geralmente transicionando para **Fm** (argilito maciço) em seqüências granodecrescente ascendentes. A transição de **Sm** para **Fm** se faz em estratos com espessuras em torno de 1 metro, enquanto a transição de **Sh** para **Fm** ocorre em níveis milimétricos a centimétricos (não ultrapassando 20 centímetros). Estes níveis podem estar intercalados em camadas mais espessas (0,5 a 1 metro de espessura) correspondentes às fácies **Sm** e **Sh** não gradacionais.

As seções-tipo 3 e 4 mostram este padrão de empilhamento (figura 5.3), onde a associação III aparece de forma subordinada e intercalada em seqüências da associação I. Está presente nas proximidades do rio Jundiaí e em posição intermediária entre este e a Serra do Japi.

Esta associação pode ser interpretada como depósitos de transbordamento de canal (ou “inunditos”) formados durante fases de cheia, quando a água carregando detritos extravasa dos canais e deposita o material em lençóis lobados. O fluxo aquoso de alta energia e não canalizado deposita a areia, estratificada ou não. Em seguida, com a perda de energia, o fluxo pára e a carga em suspensão é decantada sob a forma de níveis argilosos. Muitas vezes o contato inferior entre as camadas é erosivo, havendo deformação do nível argiloso pelo fluxo de areia fluidizada (foto 5.3-b).

Estes depósitos podem estar presentes na porção intermediária de um sistema de leques aluviais, onde o declive já é menos acentuado e ocorre coalescência entre os leques.



Foto 5.3 (a): Associação I: a camada inferior de argilito (**Fm**) é erodida e deformada devido à alta energia de um fluxo de detritos (**Gcm/Gmm**). A camada de arenito conglomerático (**Sh**), presente no topo, pertence à associação II (ponto 76).



Foto 5.3 (b): Associação III: nas camadas granodecrescente ascendentes (**Sm** → **Fm**) o nível inferior de argila é erodido e deformado pelo fluxo de areia fluidizada (ponto 117).

Associação IV

A associação IV ocorre de forma restrita, tendo sido observada apenas uma exposição desta seqüência no ponto 9 (seção-tipo 5 - figura 5.3). Nela estão relacionadas as fácies **Gt** (conglomerado suportado por clastos com estratificação cruzada acanalada), **St** (arenito fino a muito grosso, chegando a conglomerático, com estratificação cruzada acanalada) e **Sh** (arenito muito fino a médio com estratificação plano-paralela). Estas fácies ocorrem intercaladas sob a forma de camadas lenticulares com contato inferior erosivo e espessuras que variam de 0,5 a 2 metros.

A presença de estratificação cruzada acanalada nesta associação denota a ação de fluxo canalizado de alta energia. Porém, aqui o grau de energia é relativamente menor do que nas associações anteriores, onde predominam fluxos de detritos e há maior quantidade de fácies conglomeráticas. Cabe ainda salientar a grande extensão vertical deste pacote, significativamente superior aos depósitos de corrente canalizada encontrados na associação II.

Estes fatores sugerem duas possibilidades interpretativas. Estas camadas podem corresponder às fácies distais formadas em um canal principal de um sistema de leques aluviais ou podem indicar a existência de um sistema fluvial distal, terminal ao sistema de leques.

5.2.3. Ambiente Depositional

Como mencionado anteriormente, os depósitos terciários foram sujeitos a falhamento e basculamento de blocos e hoje aparecem sob a forma de restos isolados, constituindo, muitas vezes, ocorrências pontuais. Contudo, considera-se ainda possível traçar um esboço da distribuição faciológica anteriormente existente, na tentativa de se montar o quadro paleogeográfico presente na formação destes depósitos. Porém, convém mencionar que a remoção dos pacotes superiores limita a análise paleoambiental às fases iniciais de implantação do sistema.

As informações apresentadas acima sugerem a existência de um sistema de leques aluviais com área fonte na Serra do Japi. No Capítulo 4 são listadas várias características que, segundo Nilsen (1982) constituem critérios decisivos para o reconhecimento de seqüências de leques aluviais antigos. Delas, mais da metade estão presentes nestes depósitos, o que não deixa dúvidas quanto ao sistema deposicional ao qual pertencem.

Várias características permitem incluí-los em um sistema de leques aluviais de clima semi-árido. Segundo os preceitos de Galloway & Hobday (1983), a relativa abundância de depósitos formados por fluxos gravitacionais, a limitada extensão em área, a pequena seleção de grãos, a imaturidade textural e a relativa carência de estruturas sedimentares são fatores suficientemente fortes para apoiar esta afirmação.

A origem deste sistema está ligada ao desenvolvimento de falhas normais que ocasionaram a formação das escarpas da Serra do Japi e o abatimento da porção central da área, correspondente à bacia onde ocorreu a deposição. A composição dos grãos, formados basicamente por quartzito, é um forte indício da área fonte, já que nas proximidades não existe outro corpo quartzítico tão expressivo quanto aquele que sustenta esta serra. Outro fator que corrobora esta afirmação é a distribuição lateral das associações faciológicas.

As fácies da associação I, formadas predominantemente por fluxo de detritos, são típicas das porções proximal e intermediária de um sistema de leques aluviais. Na área de estudo, elas ocorrem bordejando a Serra do Japi e nas proximidades do rio Jundiá.

Juntamente a ela, mas restrita à parte proximal, aparece a associação II, correspondente a canais temporários que corriam em direção ao centro da bacia. Na parte intermediária ainda predominam os processos de fluxo de detritos, mas também marcam presença os depósitos de transbordamento de canal correspondentes à associação III. Provavelmente nesta porção havia também depósitos de corrente canalizada, que posteriormente foram erodidos, não permanecendo no registro estratigráfico. O depósito de canal mais expressivo (Associação IV) toma lugar na parte distal do sistema. Ele pode corresponder a um canal principal ou a um sistema fluvial terminal. Este canal estaria posicionado longitudinalmente ao sistema de leques aluviais, em uma posição semelhante ao atual curso do rio Jundiaí, drenando de leste para oeste em direção à bacia do Paraná.

Na borda norte da bacia, o registro estratigráfico não é suficiente para detalhar os possíveis sub-ambientes. Os depósitos formados nesta faixa teriam pequena extensão em área e em volume de sedimentos, já que as falhas ali atuantes ocasionaram um desnível consideravelmente menor do que o da borda sul. Na altura da Serra do Jardim foram encontradas ocorrências pontuais de cobertura sedimentar formada por fluxo de detritos semelhantes à fácies **Dm**. Porém, a distinção entre estes depósitos e as coberturas coluvionares é dificultada pela ausência de outras fácies associadas. Cabe salientar que na formação das coberturas coluvionares também atuam processos de fluxo de detritos, tornando-as muitas vezes semelhantes aos depósitos de leques aluviais. Uma possibilidade é a existência de um sistema de leques restritos, onde não há espaço físico suficiente para o desenvolvimento dos mesmos, estando presentes apenas as fácies proximais. Tal sistema terminaria diretamente no fluvial correspondente à associação IV, distal aos leques oriundos da Serra do Japi.

O padrão de preenchimento inferido compreende canais transversais ao eixo da bacia, fluindo diretamente da área fonte soerguida e terminando em um canal principal que flui longitudinalmente ao eixo da bacia (figura 5.4). Este quadro pode ser encaixado, em parte, no modelo 6 da classificação de Miall (1981) para bacias aluviais (Capítulo 4). A diferença, no caso da bacia de Jundiaí, é que o sistema deltaico distal não ocorre, sendo a deposição de caráter estritamente continental. O sistema fluvial terminal aos leques aluviais constituiria o nível de base local na fase de formação destes depósitos.

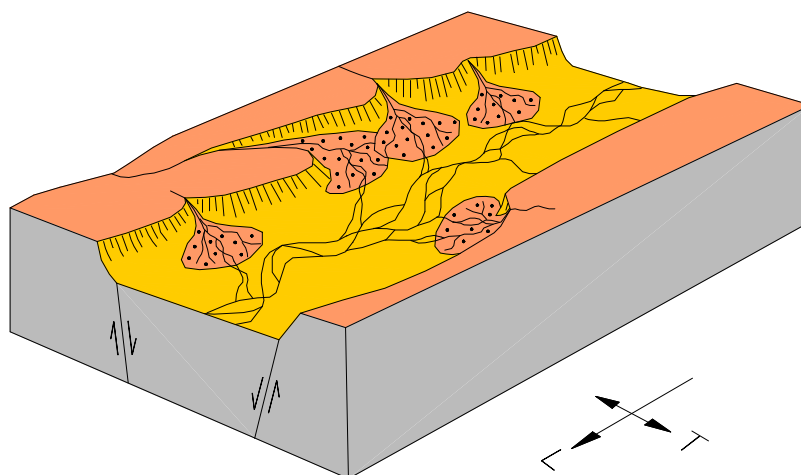


Figura 5.4: Modelo de preenchimento de bacia aluvial (modificado de Miall 1981).

Este é o modelo adotado para explicar o paleoambiente de formação das seqüências observadas na área de Jundiaí, mas não deve-se descartar a possibilidade da presença original de um sistema mais abrangente, chegando à região de Atibaia, a leste da área estudada. Nesta região, estão presentes depósitos que poderiam constituir fácies de um sistema lacustre, terminal aos leques aluviais aqui descritos. Porém, a ausência de restos de seqüências preservadas entre as áreas de Jundiaí e de Atibaia constitui um fator limitante para tal abordagem.

5.3. DEPÓSITOS COLUVIONARES

Abrangendo grande parte da área estudada, foram encontradas coberturas inconsolidadas compostas por uma linha de pedras basal, recoberta por material argilo-arenoso maciço com grânulos de quartzo milimétricos e angulosos dispersos. Ocasionalmente, os grânulos de quartzo da camada superior aparecem organizados em níveis descontínuos e sub-paralelos (foto 5.4-a).

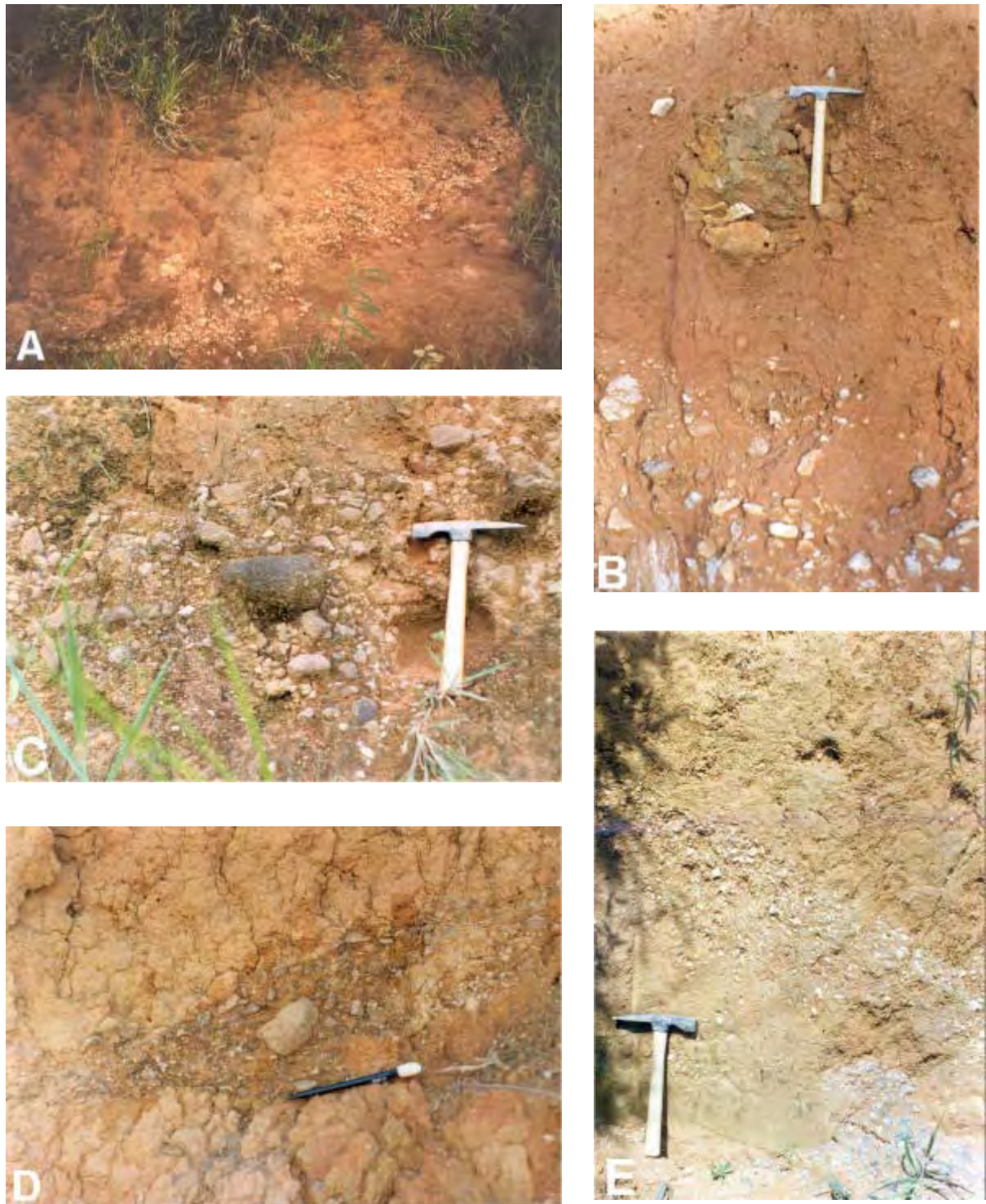
As linhas de pedras são compostas basicamente por fragmentos de quartzo bastante angulosos, de dimensões variáveis e sem estratificação. Porém, fragmentos de todos os litotipos presentes na área podem ser encontrados nestes níveis. Na foto 5.4-b, um bloco de rocha básica aparece em meio ao material areno-argiloso maciço, sobrepostos a um nível de fragmentos de gnaiss e de quartzo angulosos. Também foram encontrados fragmentos de argilito nestes níveis.

A presença de seixos de quartzito subarredondados oriundos dos depósitos terciários, traz dificuldades na distinção entre estas unidades pois, neste caso, a linha de pedras torna-se muito semelhante ao nível conglomerático basal dos depósitos terciários (foto 5.4-c). Porém, a diferença básica está no fato de, na linha de pedras, haver predominância de fragmentos muito angulosos de quartzo, sem nenhuma organização ou estratificação interna. Além disso, é comum a presença de fragmentos de crosta laterítica que, nos depósitos terciários encontra-se *in situ*. A foto 5.4-d mostra uma linha de pedras de pequena espessura onde um seixo de quartzito subarredondado aparece envolto por fragmentos lateríticos.

A espessura das linhas de pedras varia de alguns centímetros até 1 metro, predominando as camadas de 30 a 50 centímetros. A composição dos grãos reflete a composição da rocha subjacente. Nos locais onde os gnaisses são ricos em veios de quartzo, as linhas mostram predominância de fragmentos dos mesmos, evidenciando pequeno ou nenhum transporte.

O material coluvionar que se sobrepõe às linhas de pedras tem uma típica coloração marrom avermelhado, podendo variar para castanho esverdeado. Grânulos de quartzo angulosos estão dispersos aleatoriamente em uma matriz argilo-arenosa ou argilo-siltosa, concedendo à camada estrutura maciça. Porém, algumas vezes, aparecem fragmentos de quartzo organizados em níveis centimétricos, podendo inclusive mostrar granodecrescência ou granocrescência ascendente (foto 5.4-e). Algumas vezes estão presentes grãos maiores, de 5 a 10 centímetros, podendo chegar a 30 ou 40 centímetros (foto 5.4-b).

As coberturas coluvionares recobrem rochas do embasamento cristalino, dos depósitos paleozóicos e dos sedimentos terciários. Sua distribuição parece ser vinculada à estruturação do relevo atual, estando presentes sempre que as encostas adquirem uma declividade mais suave. Normalmente, no topo das elevações aparece apenas o nível de pedras e o material superior se espessa em direção às encostas. Porém, em outras situações, a linha de pedras e o material que as recobrem se inclinam em direção oposta ao mergulho das vertentes, indicando atuação de falhamentos e conseqüentes basculamentos.



Fotos 5.4: (a) Cobertura coluvionar composta por linha de pedras basal, recoberta por material areno-argiloso com grânulos de quartzo angulosos organizados em níveis descontínuos e sub-paralelos (ponto 12); (b) Fragmento de rocha básica em meio a material coluvionar, sobrepostos a nível de fragmentos de gnaiss e de quartzo angulosos (ponto 36); (c) Linha de pedras composta por fragmentos de quartzo e seixos de quartzito dos depósitos terciários (ponto 35); (d) Linha de pedras formada por fragmentos de crosta laterítica envolvendo um seixo de quartzito subarredondado dos depósitos terciários (ponto 35-A); (e) Cobertura coluvionar com nível de grânulos em granocrescência ascendente (ponto 123).

5.4. DEPÓSITOS ALUVIONARES

Os depósitos aluvionares presentes na área ocorrem ao longo das drenagens principais da bacia do rio Jundiaí. São compostos por cascalhos, areias e argilas que têm sido explorados para a indústria cerâmica e para construção civil. Em estoques de mineração, foram observadas pilhas de cascalhos compostos por quartzito, subarredondados a arredondados, com dimensões variando de 5 a 20 centímetros. Suas características indicam a procedência destes sedimentos, oriundos da erosão e retrabalhamento dos depósitos terciários, bem como dos demais litotipos presentes na área. De forma geral, toda a área está atualmente sujeita aos processos erosivos, sendo as planícies aluvionares o único ambiente de deposição recente.

A presença destes depósitos é bastante restrita na região. Porém, na área de Jundiaí eles ocorrem concentrados na zona central rebaixada, limitada pelos altos topográficos correspondentes à Serra do Japi, Serra dos Cristais, Serra do Jardim e pelo Maciço Granítico de Itu. Quando a rede de drenagem atinge o granito, os depósitos aluvionares são interrompidos, evidenciando a ocorrência de um barramento devido à instalação de escarpas de falhas na borda do maciço. A distribuição destes depósitos, juntamente com a rede de drenagem, acompanham direções estruturais importantes presentes no quadro estrutural da área. Este assunto é abordado no próximo capítulo, referente à Geologia Estrutural (Capítulo 6).

CAPÍTULO 6

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O estudo da geologia estrutural da área foi efetuado com base na análise de feições estruturais macroregionais observadas em imagem de radar (escala 1:250.000), feições macroscópicas extraídas de fotografias aéreas (escala 1:60.000) e de bases cartográficas (escala 1:50.000), além de feições mesoscópicas obtidas nos trabalhos de campo.

O termo “lineamento” é utilizado aqui, conforme as definições de Sabin’s (1978 in Liu 1987), para indicar “feições lineares geomórficas ou tonais da superfície terrestre que podem representar uma zona de fraqueza estrutural”. As feições geomórficas características dos lineamentos são os cursos d’água retilíneos e os segmentos alinhados de vales, podendo também se manifestar nas formas de relevo, nos limites entre diferentes tipos de terrenos ou em quebras topográficas. Um lineamento tonal pode ser um limite retilíneo entre áreas de tons contrastantes, refletidos por diferenças na vegetação, no teor de umidade ou na composição dos solos e rochas.

Soares & Fiori (1976) definem “alinhamento” como “um conjunto de feições lineares, retilíneas ou curvas, que refletem uma forte estruturação dos elementos de relevo”. Os elementos retilíneos da drenagem e do relevo são consideradas lineações, enquanto sua disposição em linha reta constitui um alinhamento.

Assim, no presente trabalho, o termo alinhamento é utilizado para as feições regionais e o termo lineamento para as feições de escala macroscópica.

6.1. O QUADRO MACROREGIONAL

A análise da imagem de radar fornece uma clara visualização das feições macroregionais da área de estudo. Através dela, foram reconhecidos os grandes alinhamentos regionais, bem como as feições lineares menos contínuas cuja presença é marcante em toda a região (figura 6.1).



Figura 6.1: Mapa de alinhamentos regionais produzido a partir da imagem de radar em escala 1:250.000 (① Falha de Itu; ② Falha de Jundiuvira; ③ Falha de Piraí; ④ Falha do Cururu; ⑤ Falha de Cachoeira).

Os grandes alinhamentos já constam no Mapa Geológico do Estado de São Paulo (figura 3.1, Bistrichi et al. 1981) com denominações específicas. Os principais e os mais contínuos são as Falhas de Itu ① e Jundiuvira ②, que constituem uma zona de cisalhamento transcorrente dextral (Hackspacher et al. 1989). Os três menores são as falhas de Pirai ③, do Cururu ④ e de Cachoeira ⑤, que formam, juntamente com a Falha de Itu, um hemi-leque que segmenta a parte sudoeste da área.

Cortando a porção nordeste, com direção NW-SE, há um sexto alinhamento bem marcado que não aparece nos mapas regionais consultados. No mapa topográfico apresentado a seguir, este alinhamento coincide com as escarpas da Serra do Jardim e de outras pequenas elevações que a acompanham.

É muito clara a disposição destes alinhamentos seguindo *trends* NE-SW e NW-SE. A área de interesse está situada entre feixes orientados nestas direções, limitada pelos alinhamentos correspondentes às falhas de Itu e Jundiuvira, à Serra do Jardim e alinhamentos menores de direção NE-SW.

Os alinhamentos menores também acompanham direções preferenciais NE-SW e NW-SE. A parte central da área, com relevo mais suave, apresenta uma densidade de lineamentos consideravelmente menor. Esta faixa foi detalhada através das fotografias aéreas em escala 1:60.000, resultando no mapa de lineamentos apresentado no próximo item.

6.2. O QUADRO MACROSCÓPICO

O estudo das feições macroscópicas foi realizado através da análise de informações extraídas dos mapas topográfico, de drenagem e de lineamentos. O cruzamento destes dados permitiu o reconhecimento dos principais feixes estruturais presentes no terreno, que constituem os prováveis elementos controladores na formação, deformação e preservação dos depósitos sedimentares.

6.2.1. Compartimentação Geomorfológica

No mapa topográfico da área (figura 6.2) pode-se observar os fortes lineamentos morfológicos que delimitam a zona de ocorrência dos depósitos sedimentares. Esta zona corresponde à porção central rebaixada, em torno da qual se situam os altos topográficos representados pela Serra do Japi, pelo Maciço Granítico de Itu, pela Serra do Jardim (e elevações associadas) e pela Serra dos Cristais.

Com base nas formas de relevo e utilizando informações do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo em escala 1:1.000.000 (Ponçano et al. 1981) (figura 3.7), foram separados os cinco compartimentos geomorfológicos esquematizados na figura 6.3 (a). Na figura 6.3 (b), é apresentado um bloco-diagrama tridimensional da área, mostrando uma perspectiva do terreno onde pode ser observada a estruturação dos diferentes compartimentos. Segue a descrição dos mesmos.

➤ Compartimento ① : Serra do Japi e Serra dos Cristais

Este compartimento apresenta serras de topos aplainados, por vezes angulosos, e vertentes côncavas a retilíneas. As altitudes variam de 900 a 1.200 metros, sendo os topos correspondentes à Superfície do Japi, correlacionável à Superfície Sul-Americana (Capítulo 3). As vertentes da Serra do Japi estão fortemente orientadas na direção NW-SE, com inflexões para E-W. Estas direções coincidem com os falhamentos antigos (figura 6.1), ou seja, com as falhas de Itu, do Piraí, do Cururu e de Cachoeira, que se infletem no sentido da falha de Jundiuvira. Lineamentos NE-SW também estão presentes, porém são menos marcantes. Um forte lineamento de direção NNE-SSW marca o limite oeste desta serra, coincidindo com a orientação dos limites do compartimento 2 . A Serra dos Cristais apresenta escarpas alinhadas na direção E-W, seguindo o direcionamento da falha de Jundiuvira neste trecho.

➤ Compartimento ②: Maciço Granítico de Itu

Nesta porção aparecem morros de topos achatados com altitudes que não ultrapassam os 820 metros. As encostas são retilíneas a convexas e se alinham na direção NNE-SSW. Representa uma feição geomórfica importante, funcionando como uma soleira que barra a sedimentação recente do rio Jundiá. Este rio, ao penetrar no maciço, forma um pequeno *canyon* de orientação E-W que logo desvia para NW-SE, seguindo o traçado do hemi-leque de falhas antigas que também cortam o granito.

➤ Compartimento ③: Mar de Morros

Este compartimento coincide com uma unidade do Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo em escala 1:1.000.000 (Ponçano et al. 1981) definida como “um conjunto de

formas em ‘meia laranja’ ”. Apresenta topos arredondados e vertentes convexas a retilíneas. As escarpas se alinham, na altura da Serra do Jardim, segundo a direção NW-SE, havendo também lineamentos de direção NE-SW. Os rios Jundiaí e Jundiaí-Mirim seccionam o compartimento na direção E-W, percorrendo trechos onde as escarpas se alinham segundo as direções NE-SW e NW-SE consecutivamente. As maiores altitudes chegam a 900 metros.

➤ Compartimento ④: Morrotes

Este compartimento se destaca nas imagens de sensores remotos como um terreno de relevo mais suave e elevações inferiores a 800 metros. São morrotes de topos arredondados e vertentes convexas, muitas vezes alongados na direção N-S. Os depósitos terciários e as maiores espessuras das coberturas coluvionares se distribuem ao longo deste compartimento.

➤ Compartimento ⑤: Planície Aluvionar

Este compartimento constitui a parte plana da área, correspondendo aos depósitos aluvionares das drenagens principais. É condicionado pelas mesmas orientações presentes nos demais compartimentos, porém a tendência N-S torna-se mais importante. A unidade é estrangulada quando atinge o Maciço Granítico de Itu, onde há a formação do pequeno *canyon* que encaixa o rio Jundiaí.

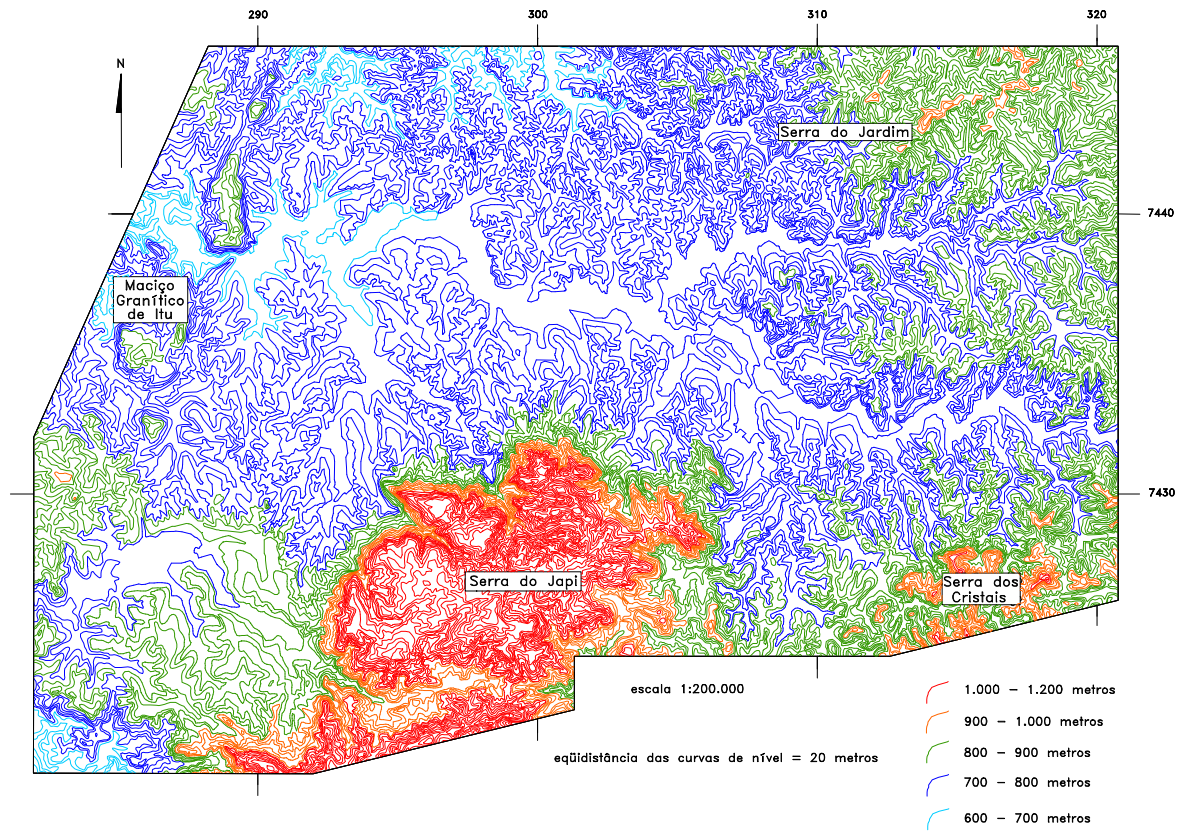


Figura 6.2: Mapa topográfico da área.

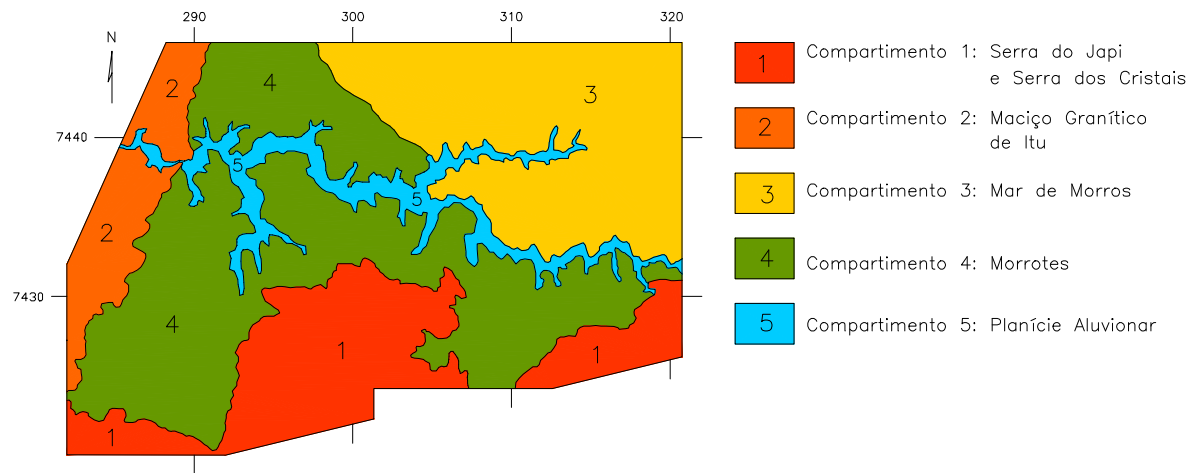


Figura 6.3 (a): Divisão da área em compartimentos geomorfológicos.

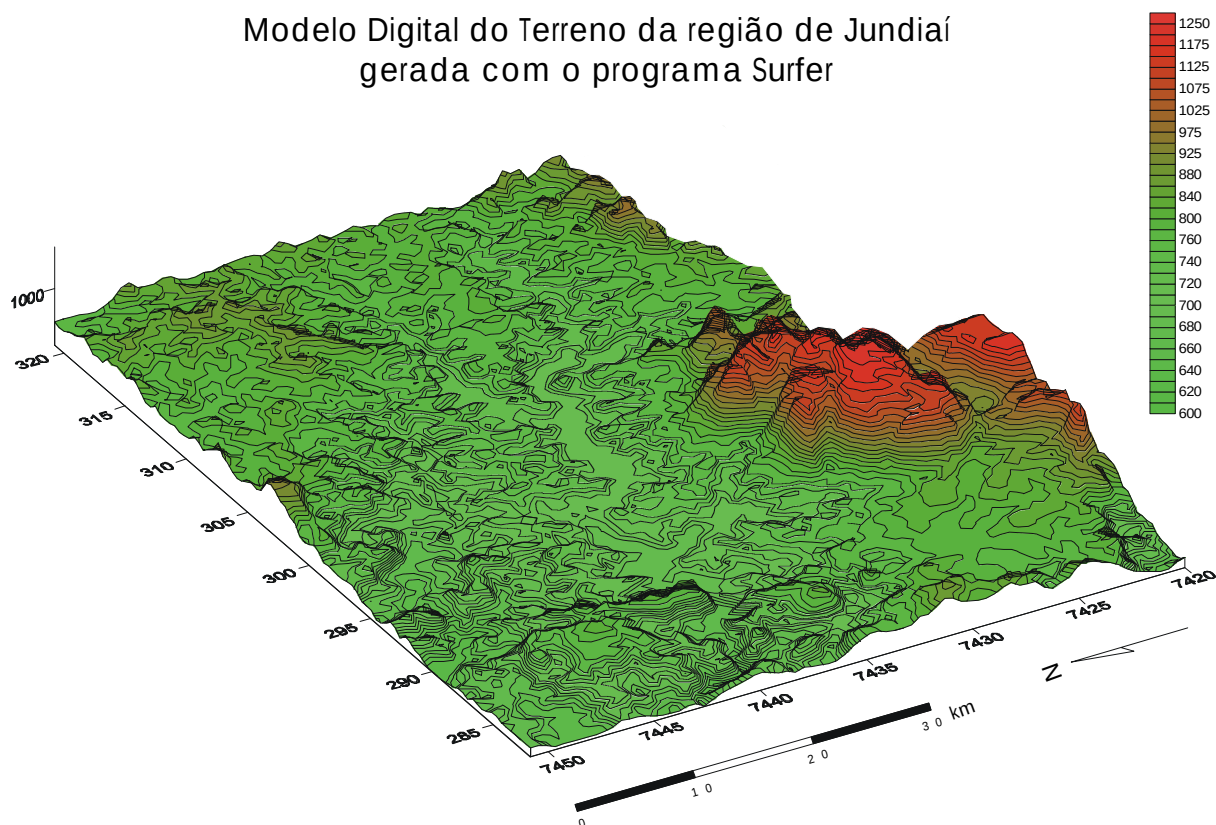


Figura 6.3 (b): Bloco-diagrama mostrando as formas de relevo nos diferentes compartimentos geomorfológicos (① Serra do Japi e Serra dos Cristais; ② Maciço Granítico de Itu; ③ Mar de Morros; ④ Morrotes e ⑤ Planície Aluvionar).

6.2.2. Rede de Drenagem

O mapa de drenagem está ilustrado na figura 6.4. Os padrões observados na rede de drenagem são do tipo sub-paralelo a paralelo, retangular e dendrítico. A densidade é média a alta na maior parte da área; porém, aparecem zonas de baixa densidade que acompanham as drenagens principais. Estas zonas coincidem com as áreas de ocorrência das coberturas coluvionares, o que é facilmente entendido quando se observa o material bastante inconsolidado que compõe estas unidades.

O padrão de lineamentos refletido pelo mapa de drenagem é semelhante àquele observado no mapa topográfico, com direções NW-SE, NE-SW e E-W. Porém, aparecem também outros lineamentos de direção N-S, como pode ser visualizado na figura 6.5, onde foram traçados os trechos retilíneos da rede de drenagem e demarcados os feixes mais importantes.

O diagrama de roseta mostra o predomínio do *trend* E-W, seguido pelo N-S e, de forma subordinada, o NE-SW e o NW-SE. Os traços E-W e N-S, apesar de mais numerosos, são menos contínuos e mais distribuídos. Já os lineamentos NE-SW e NW-SE são mais contínuos e se agrupam formando feixes mais destacados.

Os trechos retilíneos dos canais de primeira ordem foram traçados separadamente e construído o diagrama de roseta (figura 6.6). Percebe-se uma forte tendência de orientações E-W e N-S, além de *trends* mais difusos NE-SW e NW-SE.

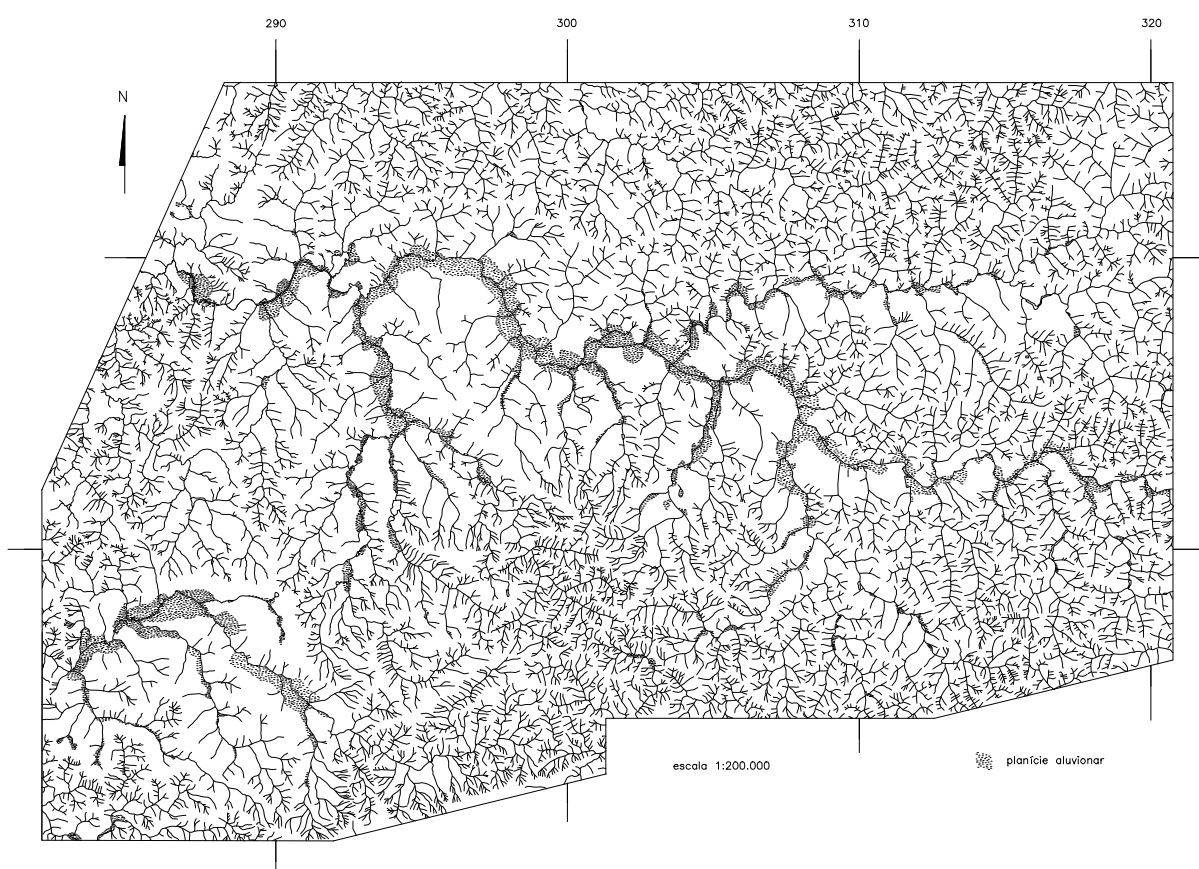


Figura 6.4: Mapa da rede de drenagem.

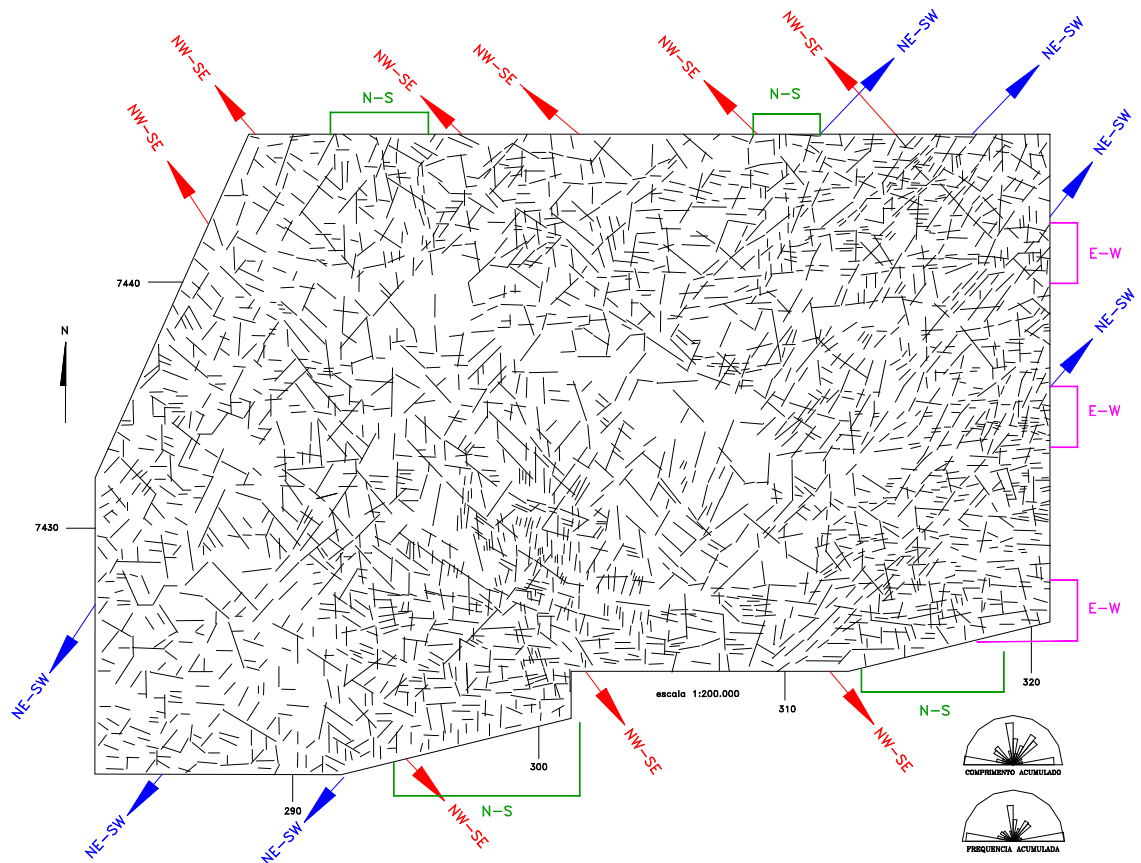


Figura 6.5: Lineamentos de drenagem.

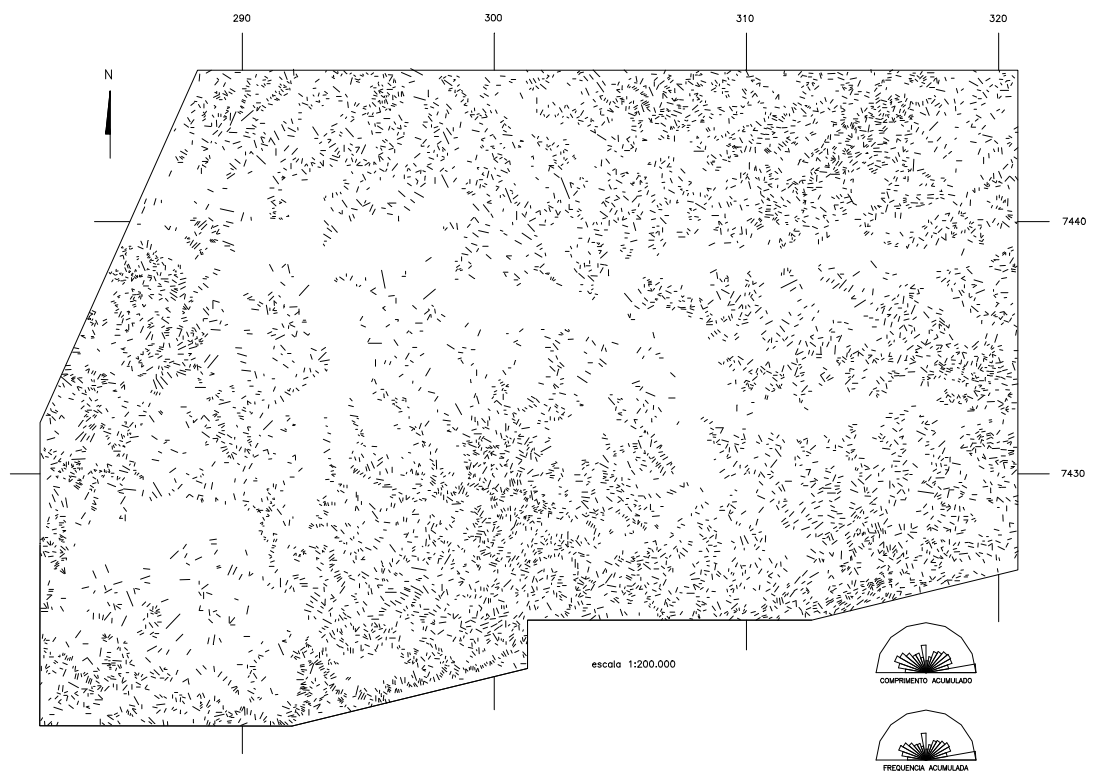


Figura 6.6: Canais de primeira ordem.

6.2.3. Lineamentos

As feições lineares extraídas das fotografias aéreas incluem lineamentos de drenagem e de cristas e feições retilíneas de vales e encostas. O resultado da fotoanálise é apresentado na figura 6.7, juntamente com o diagrama de rosetas. Estão presentes *trends* de direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S. Seguindo a metodologia de Liu (1987), estes conjuntos foram separados em mapas diferentes e são apresentados nas figuras 6.8, 6.9, 6.10 e 6.11, respectivamente.

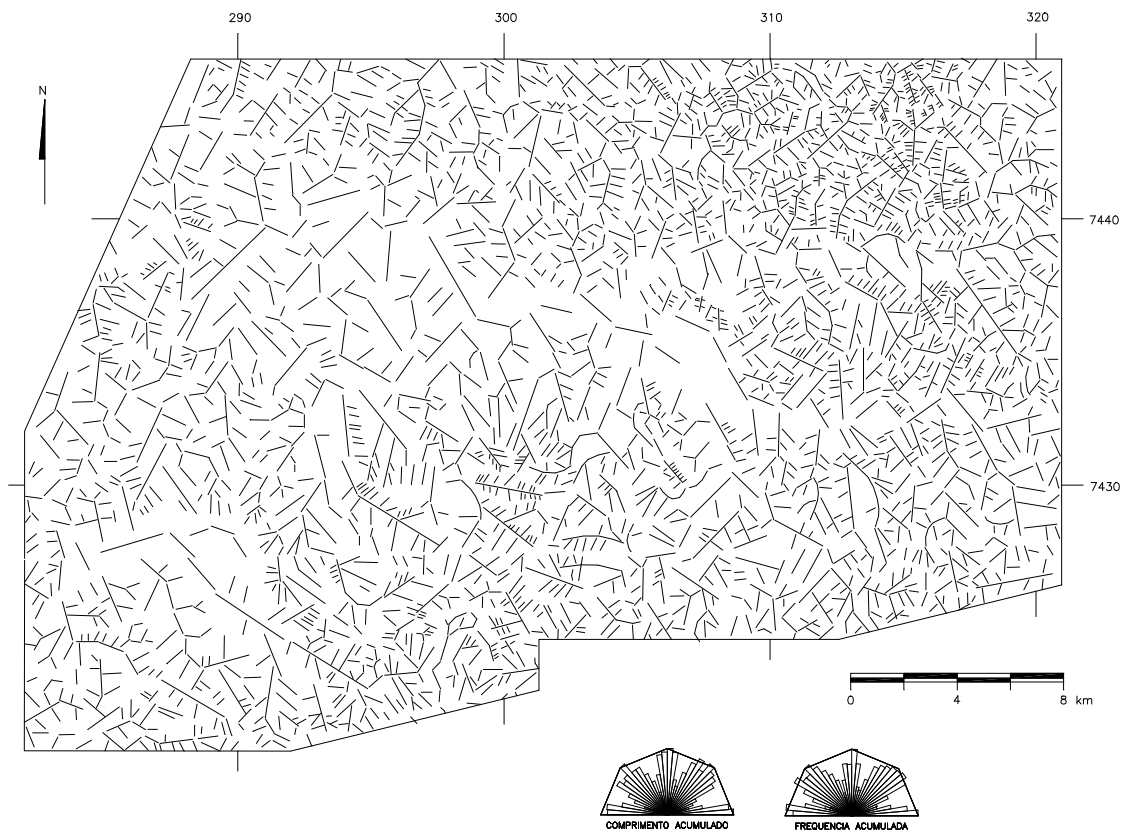


Figura 6.7: Mapa de lineamentos (geral).

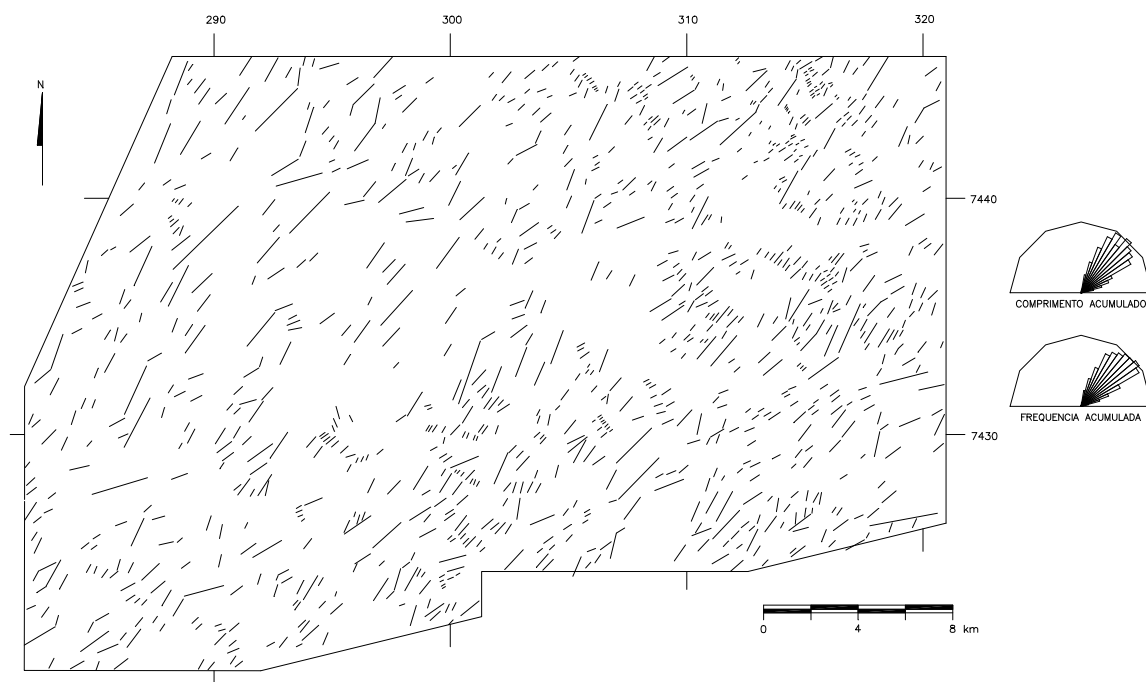


Figura 6.8: Mapa de lineamentos NE-SW.

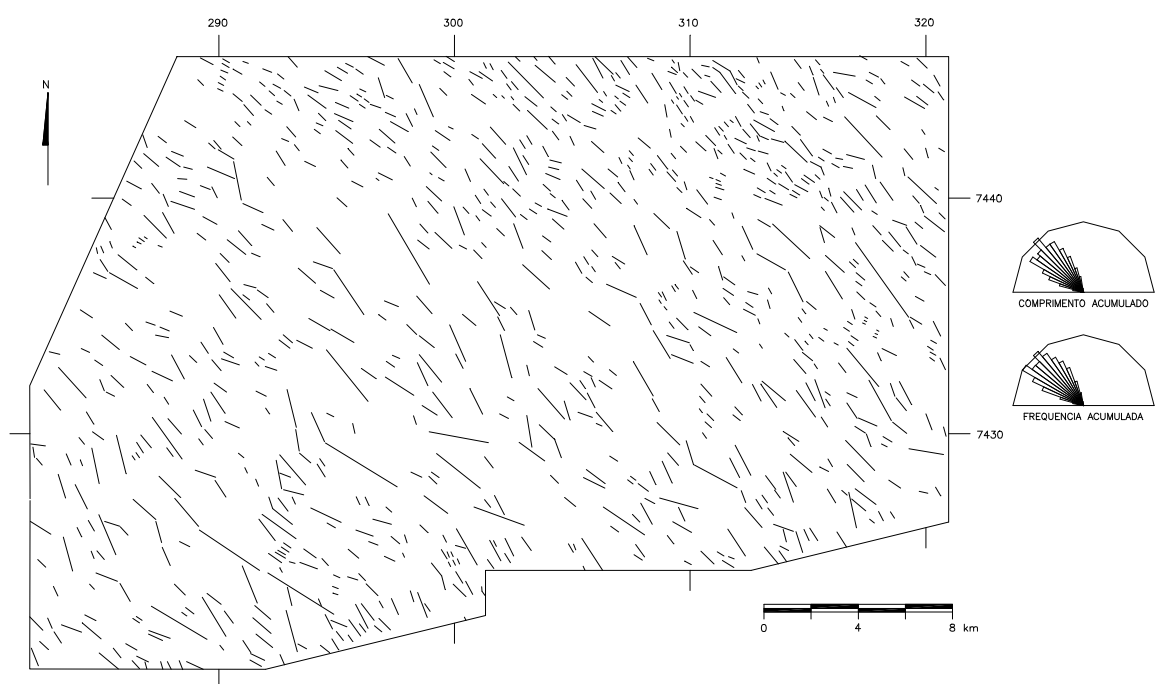


Figura 6.9: Mapa de lineamentos NW-SE.

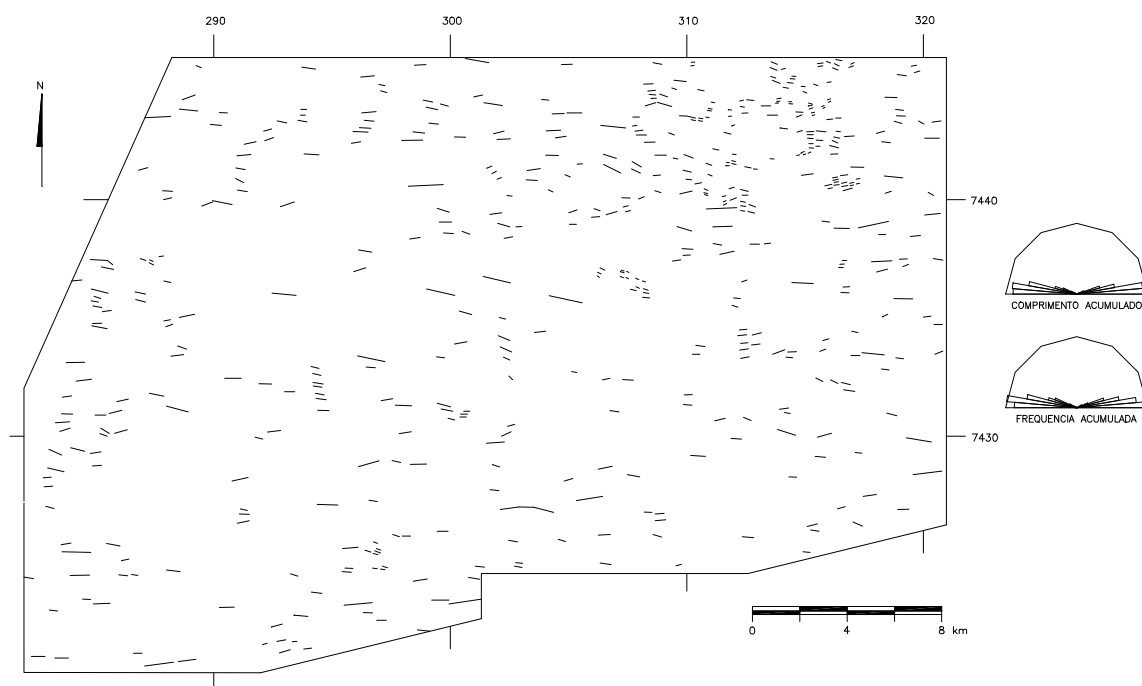


Figura 6.10: Mapa de lineamentos E-W.

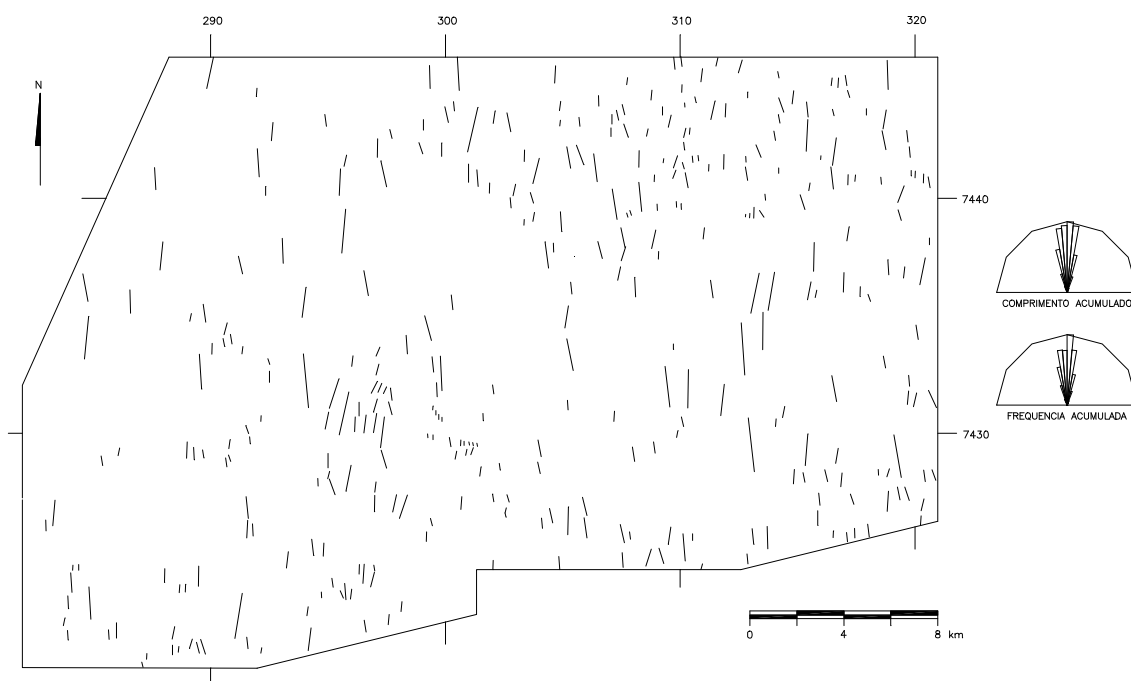


Figura 6.11: Mapa de lineamentos N-S.

6.2.4. Feixes de Falhas e Lineamentos

Com a sobreposição dos mapas topográfico, de drenagem e de lineamentos foram definidos os traços de possíveis falhamentos que compartimentam o terreno e controlam a formação e deformação dos depósitos sedimentares. Estas estruturas se agrupam formando feixes de direções NE-SW, NW-SE, E-W e N-S.

Trabalhos de campo ao longo destes traços levaram à confirmação ou não de movimentação ao longo destas linhas (figura 6.12) e à caracterização da tipologia das falhas. Estes dados são apresentados a seguir, no estudo do quadro mesoscópico da área.

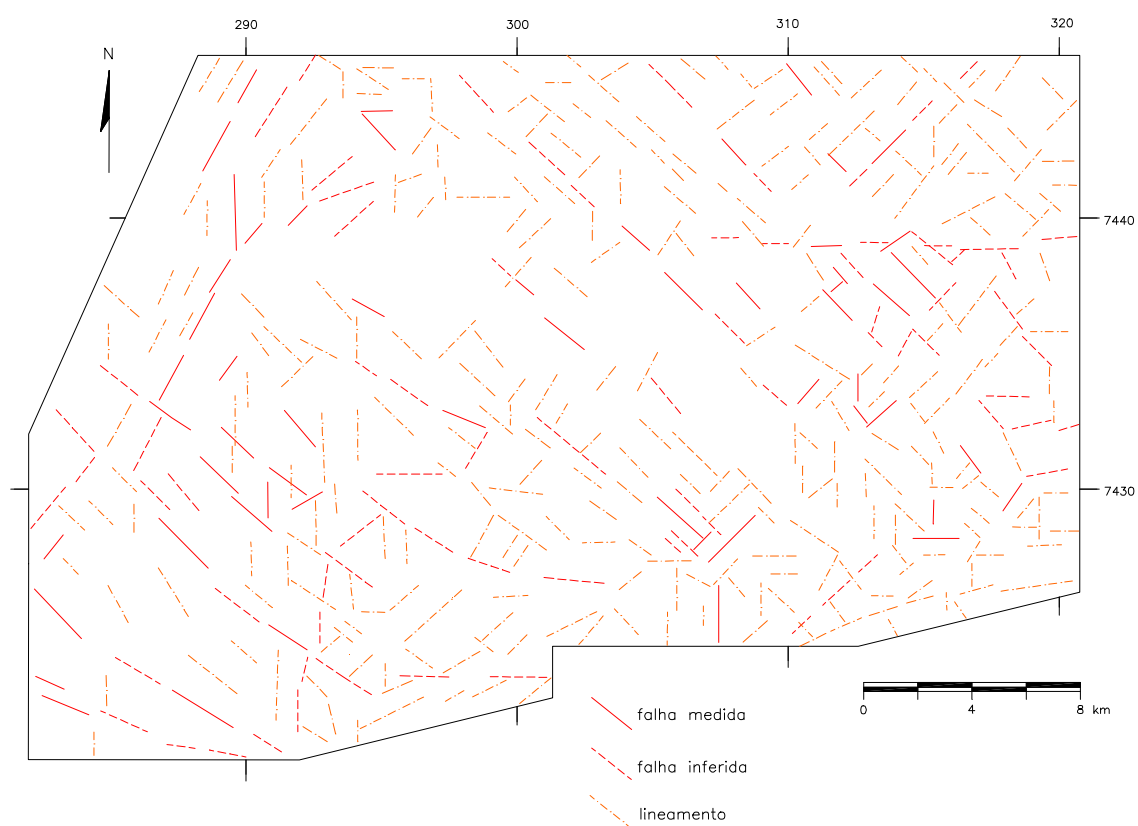


Figura 6.12: Feixes de falhas e lineamentos.

6.3. O QUADRO MESOSCÓPICO

Para o estudo do quadro mesoscópico da área foram coletadas medidas estruturais de falhas e fraturas que ocorrem em todos os litotipos presentes. Inicialmente, é feito o tratamento das fraturas, de acordo com a unidade litológica afetada. Posteriormente, é feito um estudo do aspecto geral de orientação das falhas, de acordo com a unidade litológica e com o tipo de movimentação. Por último, as falhas do embasamento são tratadas em separado, conforme a divisão em domínios estruturais definidos a partir dos dados expostos no quadro macroscópico. Torna-se possível, então, caracterizar o quadro geométrico da área estudada.

6.3.1. Fraturas

As fraturas são abundantes, principalmente nos litotipos do embasamento pré-cambriano e dos depósitos paleozóicos (Grupo Itararé) (foto 6.1-a). Os depósitos terciários e as coberturas coluvionares também mostram um considerável número de fraturas, porém somente podem ser medidas onde o material apresenta um grau de consolidação razoável (fotos 6.1-b e 6.1-c). No estereograma da figura 6.13 foram plotados os polos de todas as fraturas medidas, onde aparecem duas famílias principais de direção NE-SW e NW-SE, ambas com alto ângulo de mergulho.

Figura 6.13: Projeção estereográfica dos polos das fraturas medidas em toda a área (projeção no hemisfério inferior).

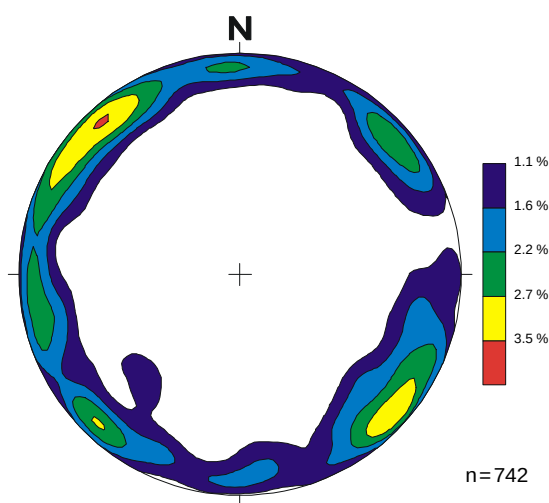


Foto 6.1 (a): Folhelhos do Grupo Itararé intensamente fraturados (ponto 128).



Foto 6.1 (b): Fratura nos depósitos terciários (arenito) preenchida por material lateritizado (ponto 1).

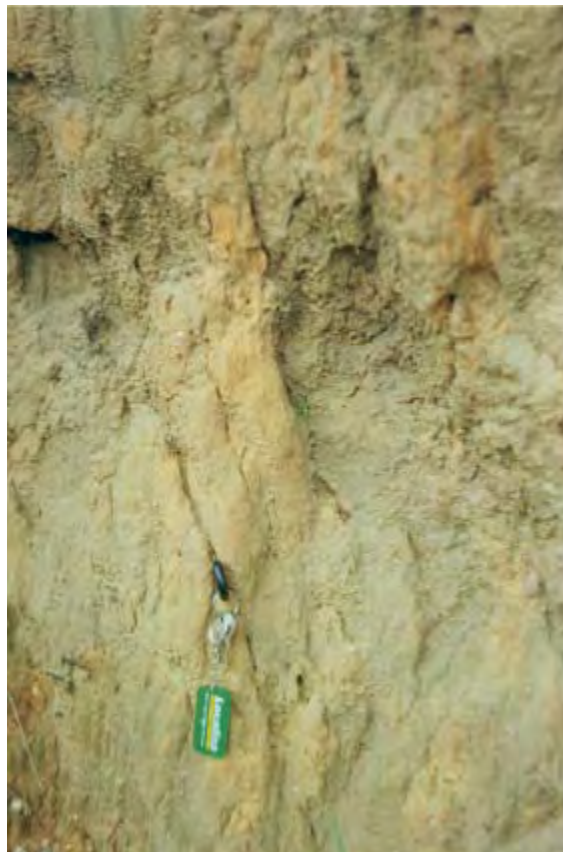
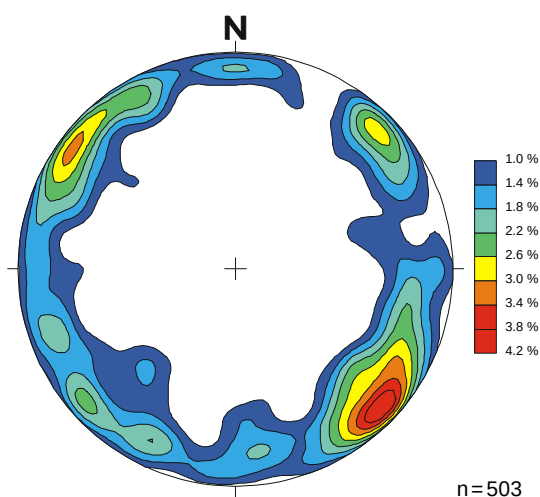


Foto 6.1 (c): Fraturas nas coberturas coluvionares (ponto 147).

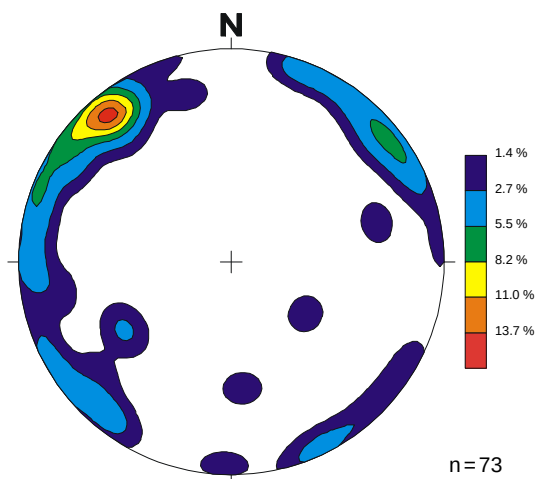
O padrão de fraturamento do embasamento mostra duas famílias principais com alto ângulo de mergulho. A mais importante apresenta direção NE-SW, sendo seguida por outra menos freqüente de direção NW-SE (figura 6.14).

Figura 6.14: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam o embasamento cristalino (projeção no hemisfério inferior).



O Grupo Itararé apresenta um padrão de fraturamento muito semelhante ao do embasamento cristalino. A família de direção NE-SW é a mais importante, existindo também outra menos significativa orientada a NW-SE, ambas com alto ângulo de mergulho (figura 6.15).

Figura 6.15: Projeção estereográfica dos polos das fraturas no Grupo Itararé (projeção no hemisfério inferior).



Nos sedimentos cenozóicos existem três famílias principais, a mais importante de direção NNW-SSE, a segunda ENE-WSW e a terceira NNE-SSW (figura 6.16). Há ainda uma família um pouco menos marcada, mas ainda importante, de direção NW-SE. Todas elas apresentam alto ângulo de mergulho.

Estes dados foram separados para verificar possíveis diferenças entre as fraturas que afetam os depósitos terciários e as coberturas coluvionares (figuras 6.17 e 6.18). Percebe-se que nos depósitos terciários e nas coberturas coluvionares estão presentes as mesmas famílias; porém, a família de direção NNE-SSW é mais importante nos depósitos terciários e a de direção NNW-SSE torna-se mais marcante nos depósitos mais recentes, ou seja, nas coberturas coluvionares. Nestes também são mais numerosas as fraturas da família NW-SE.

Figura 6.16: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam os sedimentos cenozóicos (projeção no hemisfério inferior).

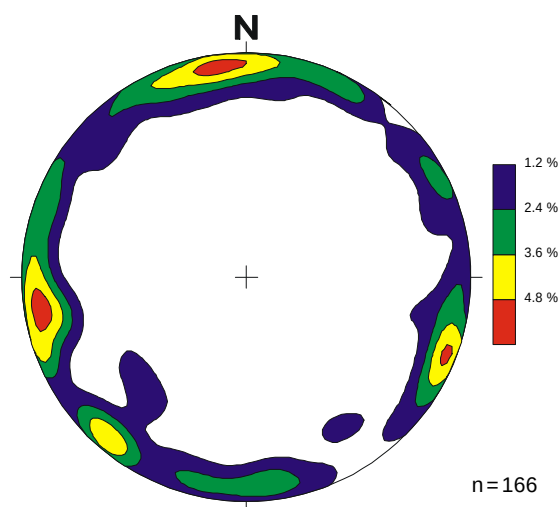


Figura 6.17: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam os sedimentos terciários (projeção no hemisfério inferior).

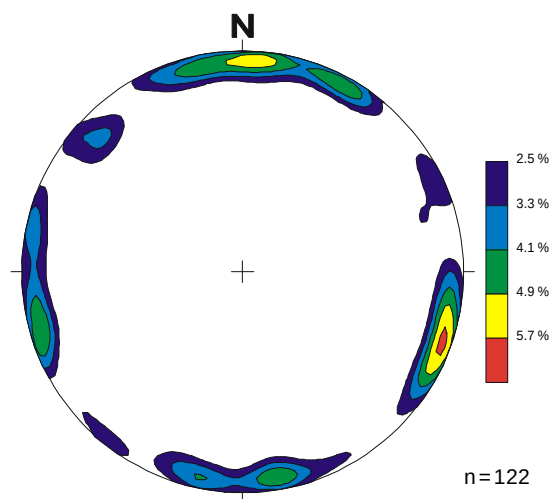
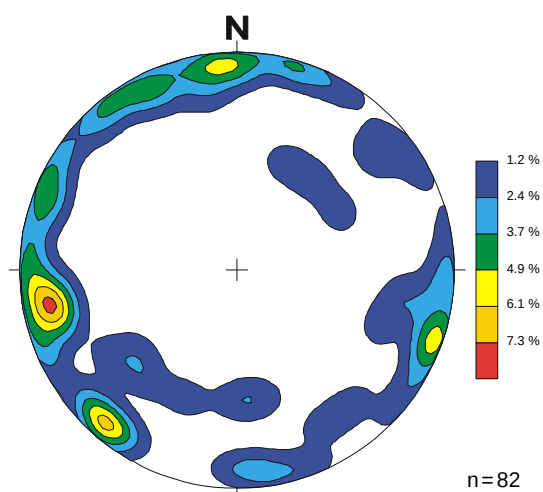


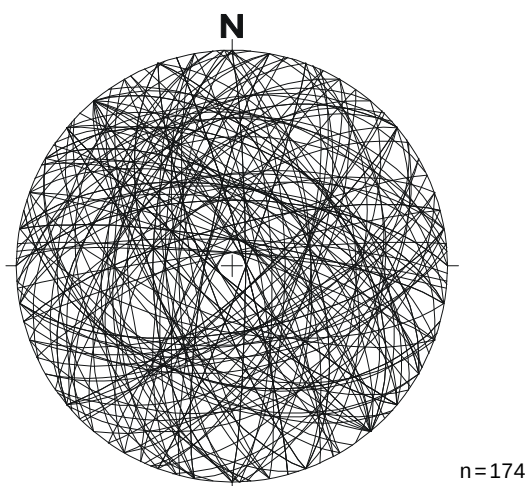
Figura 6.18: Projeção estereográfica dos polos das fraturas que afetam as coberturas coluvionares (projeção no hemisfério inferior).



6.3.2. Falhas

Na figura 6.19 é apresentado um estereograma geral das falhas encontradas. Percebe-se uma grande dispersão de orientações, motivo pelo qual estes dados são analisados a seguir separadamente, de acordo com a unidade afetada e o tipo de falha.

Figura 6.19: Projeção estereográfica de todas as falhas encontradas na área (projeção no hemisfério inferior).



As falhas que afetam o embasamento cristalino são do tipo normal, inversa e transcorrente dextral e sinistral. Algumas destas falhas, principalmente as de direção NW-SE, contituem ou ocorrem sobre zonas cataclásticas com alto ângulo de mergulho, como ilustrado na foto 6.2-a. Na foto 6.2-b aparece um plano de falha muito bem marcado e, ao lado, um detalhe (foto 6.2-c), mostrando estruturas anastomosadas e sigmoidais que denotam sua movimentação normal.

As falhas normais no embasamento apresentam dois máximos principais de direção NW-SE e médio ângulo de mergulho, além de dois conjuntos menores ENE-WSW e NNW-SSE (figura 6.20). Já as falhas inversas mostram uma dispersão maior, com um máximo de direção NE-SW e dois subordinados NNW-SSE e WNW-ESE (figura 6.21). Quanto às falhas transcorrentes, estão presentes dois conjuntos principais; um de direção NW-SE com alto ângulo de mergulho e outro E-W de médio a alto ângulo, além de um terceiro NNE-SSW e outro menor NE-SW (figura 6.22).

Figura 6.20: Projeção estereográfica dos polos das falhas normais que afetam o embasamento cristalino (projeção no hemisfério inferior).

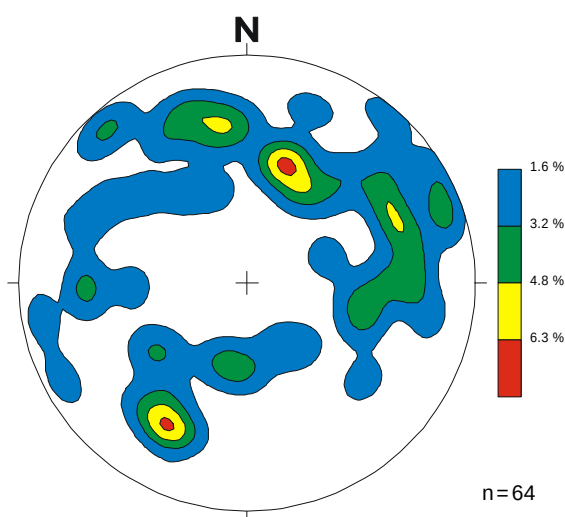


Figura 6.21: Projeção estereográfica dos polos das falhas inversas que afetam o embasamento cristalino (projeção no hemisfério inferior).

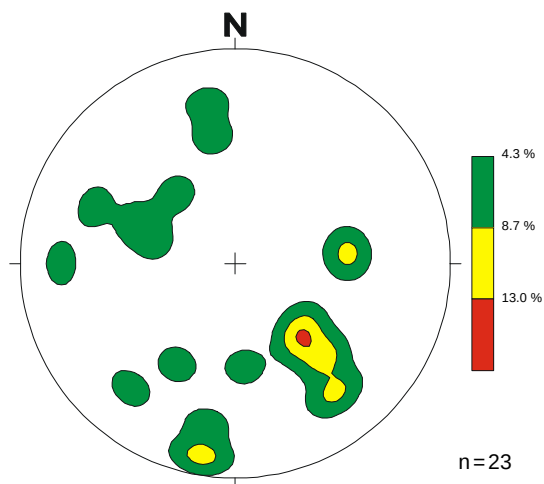


Figura 6.22: Projeção estereográfica dos polos das falhas transcorrentes que afetam o embasamento cristalino (projeção no hemisfério inferior).

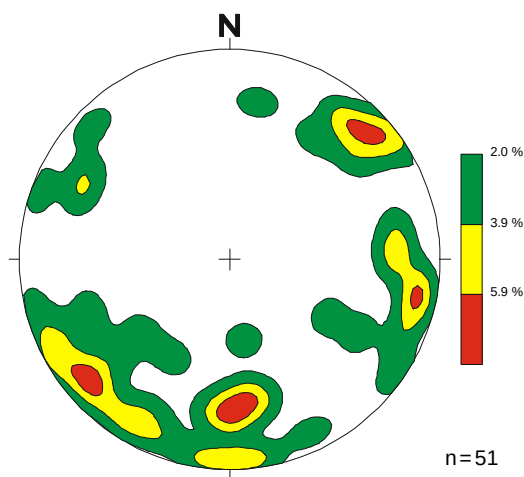




Foto 6.2 (a): Zona cataclástica afetando gnaisses do embasamento cristalino (ponto 147).

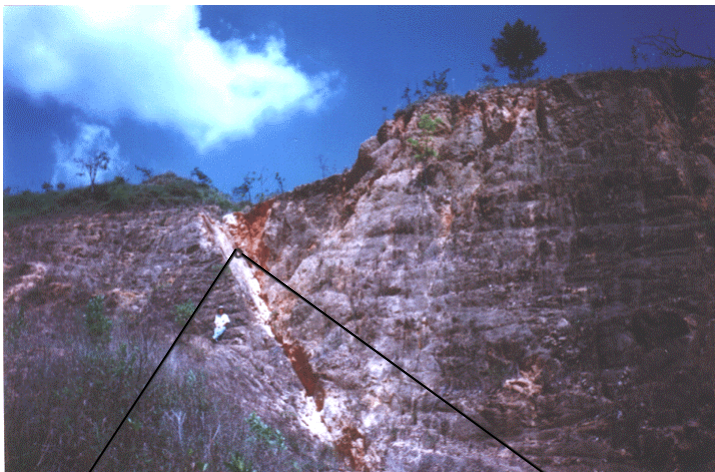


Foto 6.2 (b): Falha normal em rochas graníticas (ponto 37).



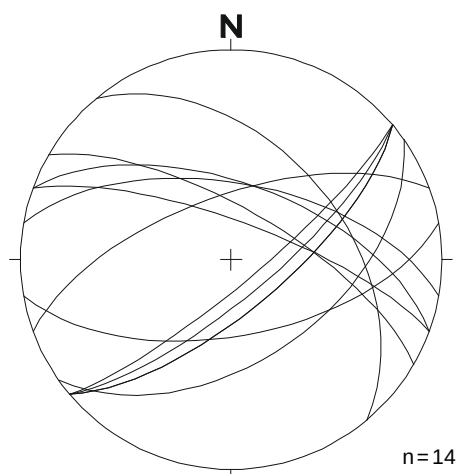
Foto 6.2 (c): Detalhe da foto anterior mostrando arranjo anastomosado dos planos de falha, formando sigmóides que indicam a movimentação normal (ponto 37).

No Grupo Itararé foram encontradas poucas falhas normais, muitas vezes compondo estruturas em flor negativa (foto 6.3). Nas direções das estruturas predomina um conjunto NE-SW com mergulho de médio a alto ângulo e, de forma mais dispersa, conjuntos WNW-ESE, ENE-WSW e NW-SE com médio ângulo de mergulho (figura 6.23).

Foto 6.3: Estrutura em flor negativa afetando ritmitos do Grupo Itararé (ponto 120).



Figura 6.23: Projeção estereográfica das falhas normais que afetam o Grupo Itararé (projeção no hemisfério inferior).



Falhas normais também ocorrem nos sedimentos terciários e nas coberturas coluvionares.

Nos sedimentos terciários o conjunto predominante tem direção NNW-SSE, seguido por outro de direção NNE-SSW, ambos com médio a alto ângulo de mergulho (figura 6.24). De forma subordinada, aparecem ainda as direções NW-SE e ENE-WSW. Na foto 6.4 (a) aparece uma seqüência sedimentar falhada, onde uma camada de argilito é afetada por falhas normais NNE-SSW promovendo o abatimento da camada superior de arenito.

Nas coberturas coluvionares a direção predominante também é NNW-SSE, seguida por NE-SW e ESE-WNW (figura 6.25). As fotos 6.4 (b) e 6.4 (c) mostram como as falhas normais deslocam os níveis de fragmentos que compõem as linhas de pedras.

Figura 6.24: Projeção estereográfica das falhas normais nos sedimentos terciários (projeção no hemisfério inferior).

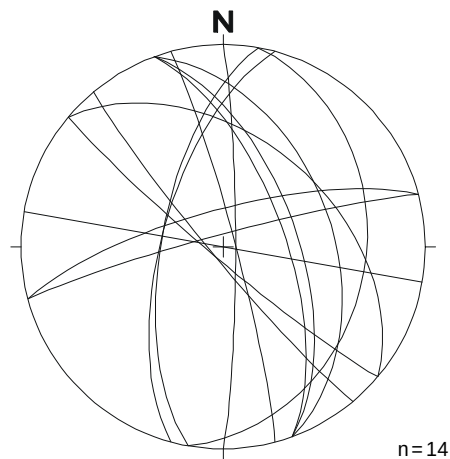


Figura 6.25: Projeção estereográfica das falhas normais que afetam as coberturas coluvionares (projeção no hemisfério inferior).

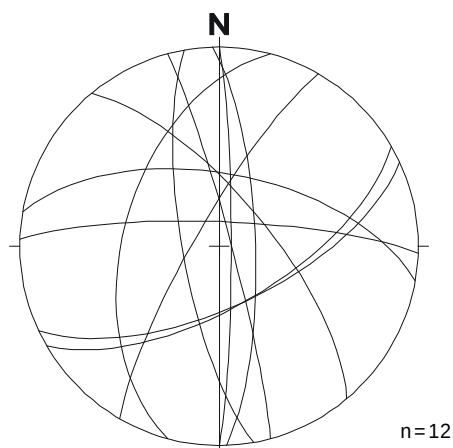




Foto 6.4 (a): Camada de argilito dos depósitos terciários afetada por falhas normais (ponto 3).



Foto 6.4 (b): Falha normal afetando a linha de pedras (ponto 35-A).



Foto 6.4 (c): Falhas normais afetando linha de pedras (ponto 137).

6.3.3. Domínios Estruturais

A divisão da área em diferentes domínios estruturais foi feita por meio da associação entre os dados levantados no quadro macroscópico. Existe um relacionamento entre os limites dos compartimentos geomorfológicos (figuras 6.3), com os feixes de lineamentos de drenagem (figura 6.5) e os feixes de falhas (figura 6.12). Estas feições, por sua vez, limitam a área onde se concentram as coberturas sedimentares (figura 5.1), fornecendo indícios do controle estrutural atuante na formação, deformação e preservação das mesmas.

Assim, de acordo com o agrupamento e orientação das estruturas, a área é dividida em quatro domínios estruturais (figura 6.26), caracterizados com o levantamento de falhas e estrias, principalmente ao longo de seus limites. A seguir, é apresentado o tratamento dos dados, conforme o tipo de falha, na descrição de cada domínio.

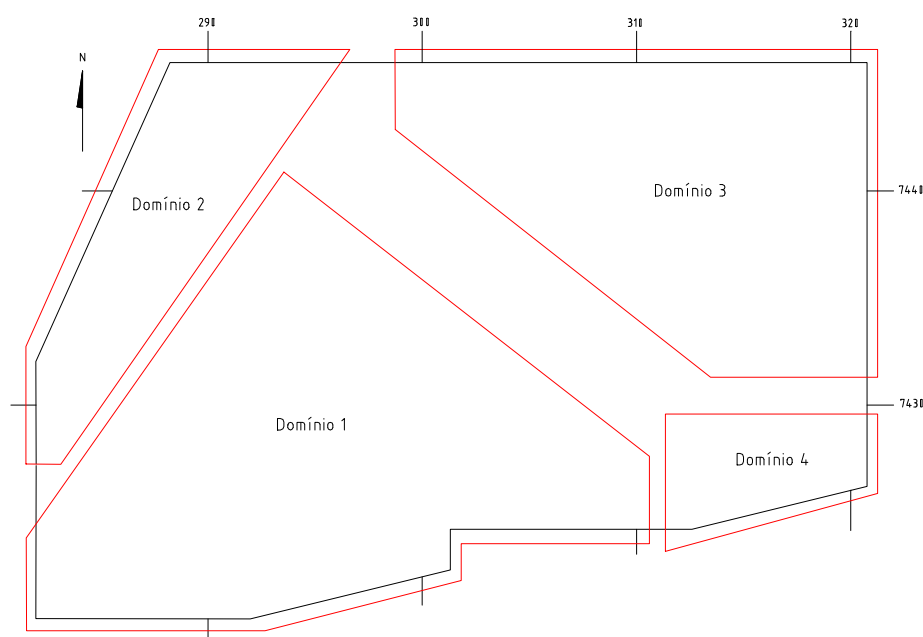


Figura 6.26: Domínios estruturais definidos para a área.

Domínio 1

O domínio 1 é caracterizado pelo predomínio de falhas normais de direção NW-SE. Subordinadamente, foram encontradas falhas transcorrentes dextrais WNW-ESE a NW-SE e, em menor número, falhas transcorrentes sinistrais NNW-SSE e falhas inversas E-W. A figura 6.27 mostra os estereogramas das falhas encontradas neste domínio.

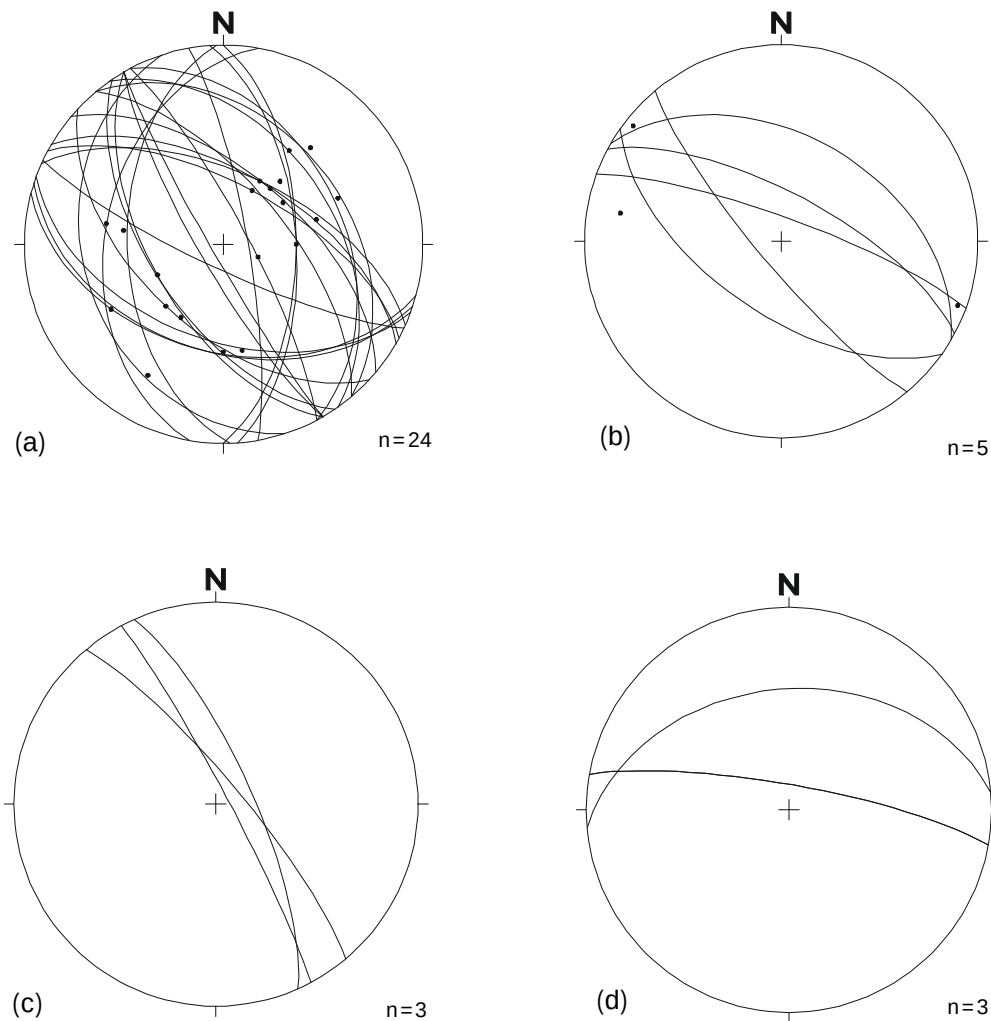


Figura 6.27: Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das falhas no domínio 1.

(a) falhas normais; (b) falhas transcorrentes dextrais; (c) falhas transcorrentes sinistrais e (d) falhas inversas.

Este arranjo controla a orientação das escarpas da Serra do Japi e promove o abatimento da área central, onde se depositaram as coberturas sedimentares. Ele deve estar associado a uma história de reativação de estruturas antigas. O feixe formado pelas falhas de Itu, do Pirai, de Cachoeira e do Cururu, considerado como do Proterozóico Superior, coincide com a direção das falhas normais deste domínio. Além disso, os lineamentos de drenagem são totalmente concordantes com esta estruturação.

A preservação de restos de sedimentos terciários sob coberturas coluvionares é notável na porção sudoeste deste domínio. As falhas normais NW-SE promoveram basculamento de blocos, controlando a disposição atual destes depósitos. Assim, em um perfil NE-SW, aparece uma seqüência de encostas suaves, recobertas por colúvio, seguidas por escarpamentos mais íngremes onde aflora o embasamento. No topo aparecem os restos preservados (geralmente o nível conglomerático basal) dos depósitos terciários (figura 6.28).

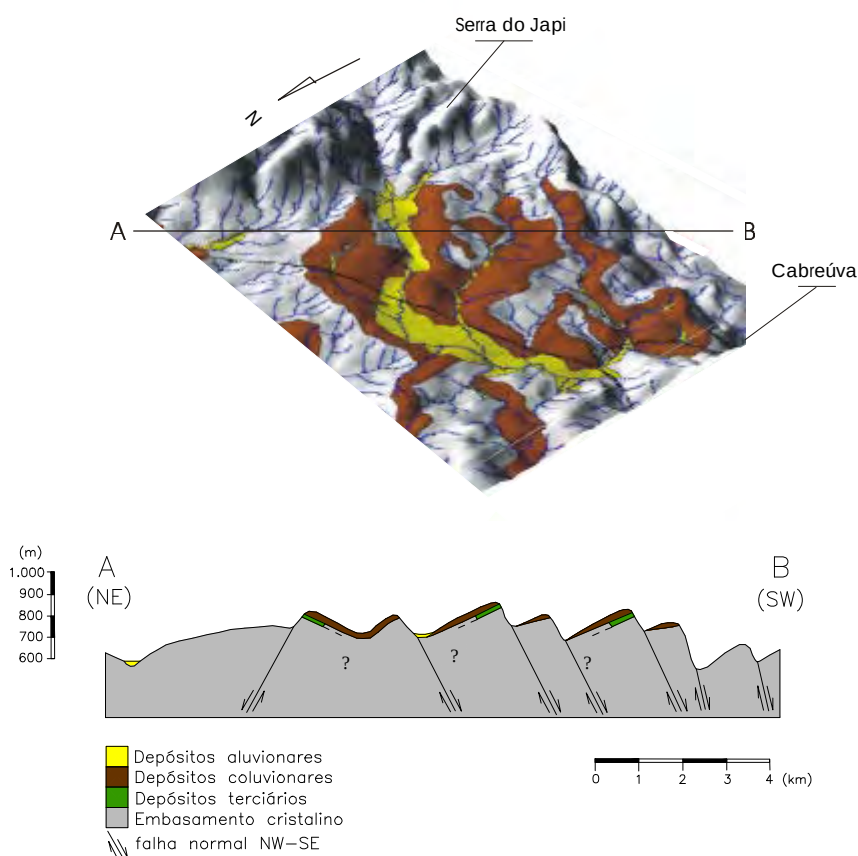


Figura 6.28: Detalhe do modelo digital do terreno e perfil mostrando basculamento de blocos pela atuação de falhas normais NW-SE.

Domínio 2

No domínio 2 ocorrem falhas normais de direção ENE-WSW a NE-SW e falhas inversas NE-SW a NNE-SSW (figura 6.29). As falhas transcorrentes dextrais aparecem com várias orientações, sendo as principais NW-SE, NNE-SSW, E-W e ENE-WSW. Em menor número, há também falhas transcorrentes sinistrais de direção NNW-SSE a NW-SE.

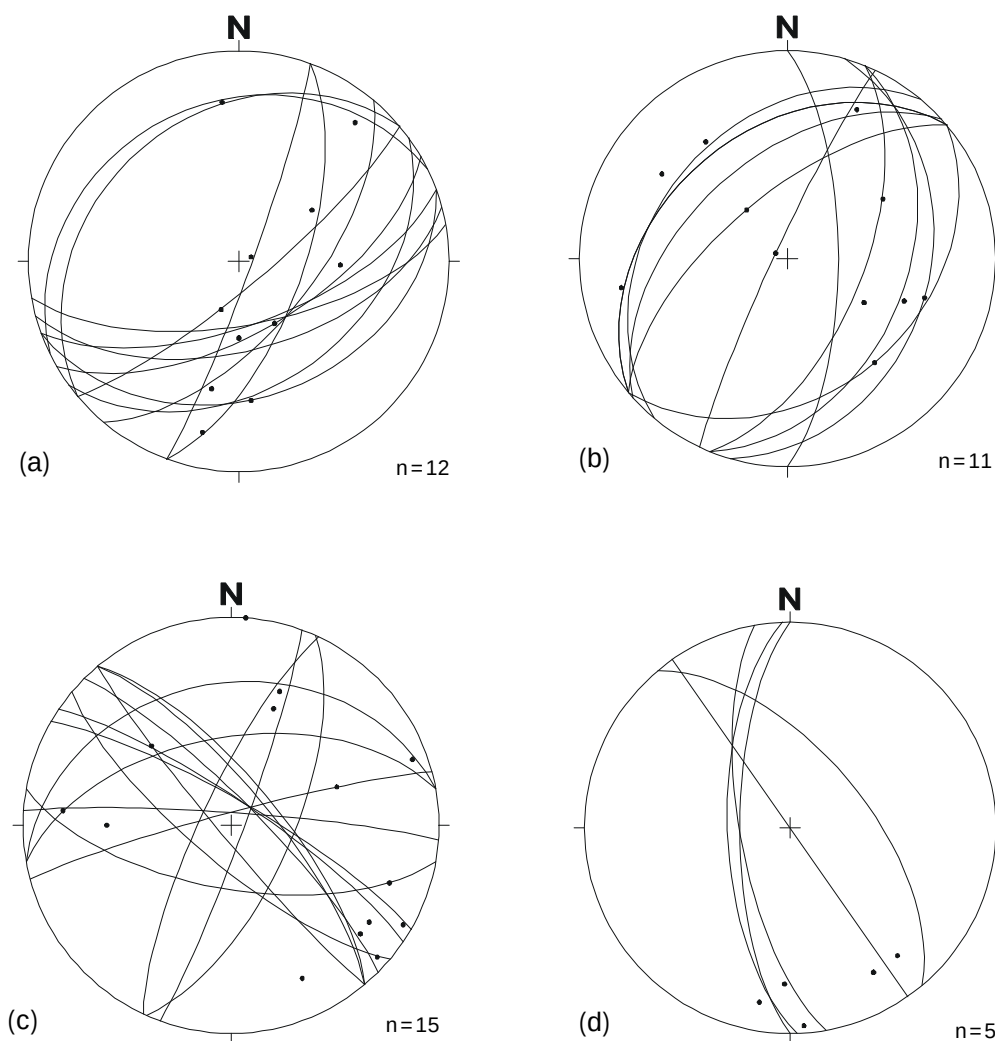


Figura 6.29: Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das falhas no domínio 2.

(a) falhas normais; (b) falhas inversas; (c) falhas transcorrentes dextrais e (d) falhas transcorrentes sinistrais.

Este domínio é caracterizado por altos topográficos em sua borda leste, com escarpas alinhadas de N-S a NNE-SSW. Estes traços são controlados por feições antigas sujeitas a reativações.

Estas feições constituem zonas miloníticas antigas (Proterozóico Superior) associadas à implantação das grandes zonas transcorrentes do sudeste brasileiro. Estas zonas acarretaram a deformação dos maciços graníticos, como ocorre com o Maciço Granítico Itu, onde há o desenvolvimento de rochas miloníticas.

Movimentos de reativação nestas zonas podem ter sido provocados pela atuação de falhas normais regionais de direção NE-SW, associadas à implantação do sistema de bacias terciárias da região Sudeste do Brasil. Este evento se relaciona aos estádios tardios da abertura do Oceano Atlântico, com distensão NW-SE, reativação normal das falhas transcorrentes pré-existentes e formação de bacias sedimentares.

Posteriormente, na implantação do sistema mais recente, ocorre a formação de falhas inversas de direção NE-SW, aproveitando os planos de fraqueza pré-existentes, com possível inversão de algumas falhas normais originadas no processo anterior.

Domínio 3

No domínio 3 as falhas normais predominam, sendo a maior parte de direção NW-SE, com algumas orientadas a NE-SW. Em menor escala aparecem falhas inversas de direção N-S, NE-SW e ENE-WSW, além das transcorrentes dextrais variando de NW-SE a NNW-SSE (figura 6.30).

Os traços principais controlados por estes sistemas de falhas são lineamentos NW-SE, que delimitam blocos abatidos sistematicamente a SW. Os blocos escalonados formam os altos topográficos alinhados correspondentes à Serra do Jardim e elevações associadas. Da mesma forma que no domínio 1, controlam a formação e preservação das coberturas sedimentares.

As falhas de orientação NE-SW também influenciam nos alinhamentos de relevo, com formação de altos topográficos orientados nesta direção. Seu papel é fundamental na preservação das rochas de origem glacial correspondentes ao Grupo Itararé. Estes depósitos ocorrem sob a forma de pequenos corpos com formato grosseiramente retangular, totalmente

encaixados nos feixes estruturais. As falhas e fraturas encontradas nestes depósitos concordam exatamente com estas orientações.

Finalmente, há o controle na sedimentação atual e na implantação dos sistemas de drenagem. Os rios Jundiaí e Jundiaí-Mirim percorrem pequenos trechos consecutivamente orientados a NW-SE e NE-SW, dando a mesma forma à sua planície aluvionar.

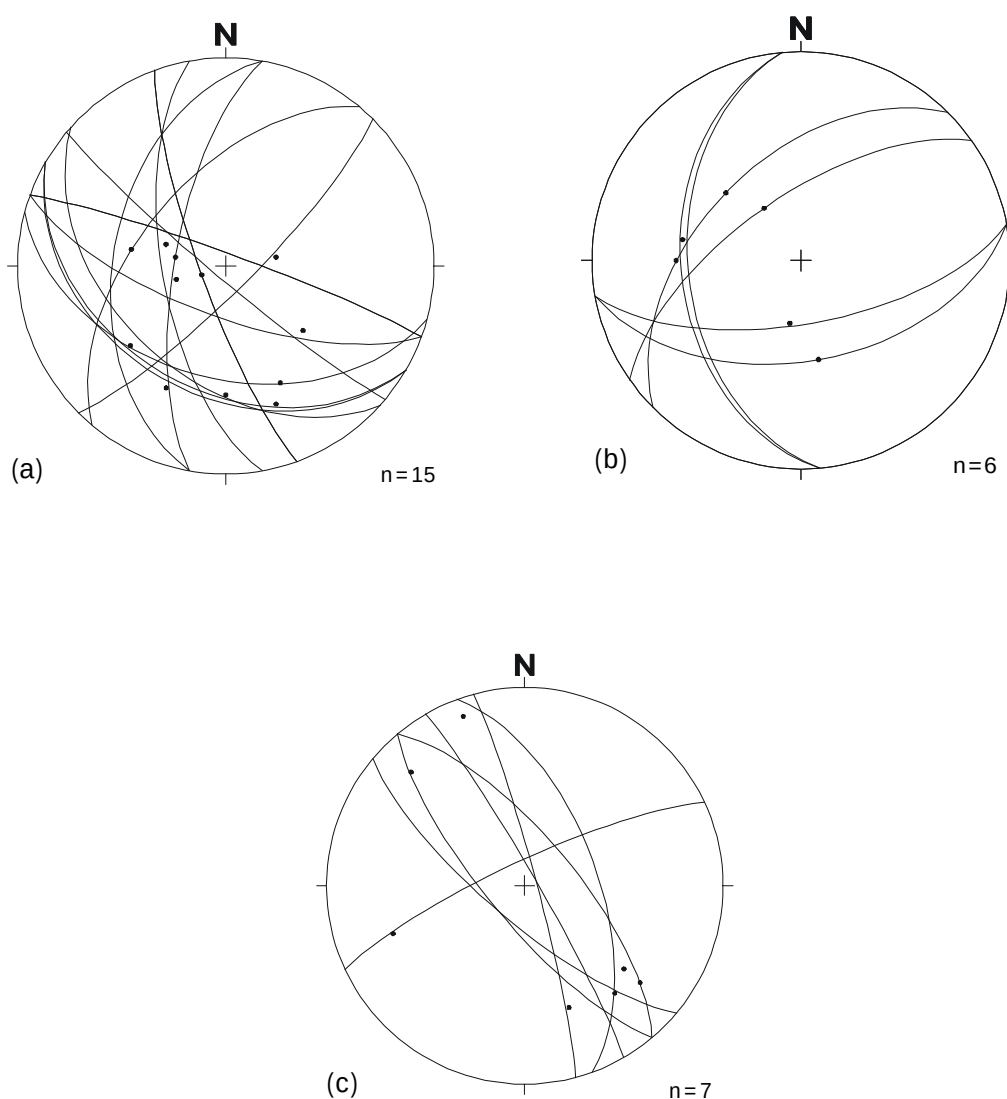


Figura 6.30: Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das falhas no domínio 3.

(a) falhas normais; (b) falhas inversas e (c) falhas transcorrentes dextrais.

Domínio 4

Apenas falhas transcorrentes foram registradas no domínio 4. Predominam as transcorrentes dextrais, com direção E-W, existindo também algumas sinistras de direção NNE-SSW (figura 6.31).

Estas falhas estão associadas à Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira, que neste trecho segue uma direção aproximadamente E-W. Formam-se altos topográficos com escarpas alinhadas que limitam a área de ocorrência das coberturas cenozóicas na região. Além disso, a partir desta zona em direção a sul, há uma mudança essencial no padrão de relevo, o qual torna-se consideravelmente mais acidentado.

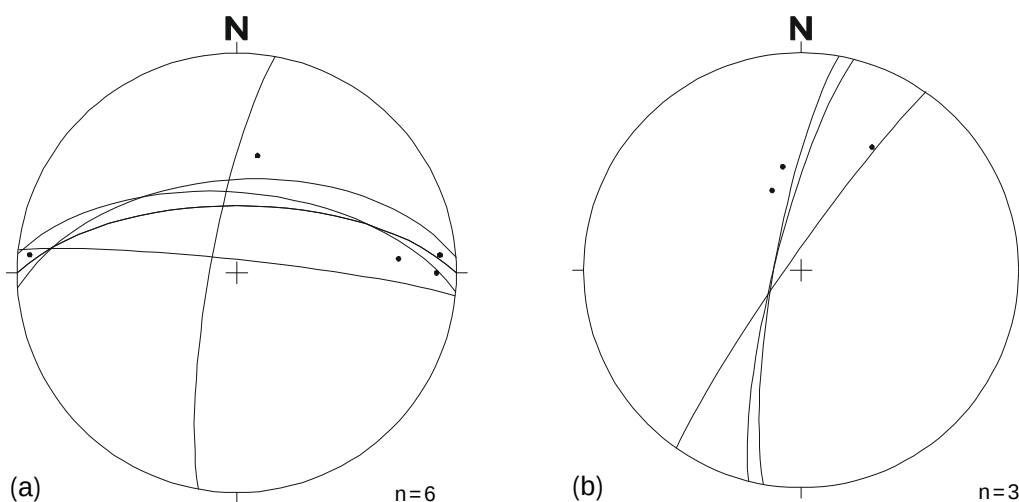


Figura 6.31: Projeção estereográfica (hemisfério inferior) das falhas no domínio 4.

(a) falhas transcorrentes dextrais e (b) falhas transcorrentes sinistras.

6.4. INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Na análise do quadro estrutural apresentado acima, nota-se uma nítida concordância entre as principais famílias de fraturas presentes nos litotipos mais jovens (depósitos terciários e coberturas coluvionares) e os feixes de lineamentos de drenagem (figura 6.5). Inclusive, em ambos os casos, há um franco predomínio das orientações E-W e N-S sobre as NE-SW e NW-SE. Os canais de primeira ordem (figura 6.6), considerados reflexo do arranjo mais recente no sistema de drenagem, também apresentam uma forte orientação preferencial segundo as direções E-W e N-S.

Os lineamentos extraídos das fotografias aéreas (figuras 6.7 a 6.11) igualmente mostram as mesmas direções preferenciais; porém, aqui, as feições NE-SW e NW-SE são mais fortes. Estas direções coincidem com as famílias de fraturas do embasamento cristalino.

As feições morfológicas alinhadas presentes no mapa topográfico (figura 6.2) que, em suma, correspondem aos limites dos compartimentos geomorfológicos (figuras 6.3), refletem as orientações das famílias de fraturas do embasamento.

Comparando-se as atitudes das estruturas obtidas em campo com os feixes de falhas e lineamentos macroscópicos (figura 6.12), percebe-se que as falhas normais estão presentes preferencialmente nos feixes NW-SE e as falhas inversas preferencialmente nos feixes NE-SW. Estas direções, principalmente a NE-SW, coincidem com as famílias de fraturas do embasamento cristalino e do Grupo Itararé. Já as falhas transcorrentes aparecem preferencialmente nos feixes E-W e NW-SE e, em menor escala, nos feixes N-S e NE-SW. Destas, as três primeiras direções (E-W, N-S e NW-SE) coincidem com as famílias de fraturas dos depósitos cenozóicos.

Por último, uma importante correlação a ser destacada é a existente entre o mapa de feixes de falhas e lineamentos (figura 6.12) e o mapa de distribuição dos depósitos sedimentares (figura 5.1). Há um forte controle estrutural sobre a área de ocorrência destes depósitos, bem como na própria delimitação dos corpos, o que pode ser observado na figura 6.32. Os limites do Grupo Itararé encaixam-se entre feixes de direção NE-SW e NW-SE, os quais coincidem também com o contorno das coberturas coluvionares em muitas partes da área, principalmente nas porções nordeste e noroeste. Em muitos locais, observa-se também o controle das feições E-W e N-S sobre os depósitos coluvionares, mas de forma mais marcante sobre os depósitos aluvionares.

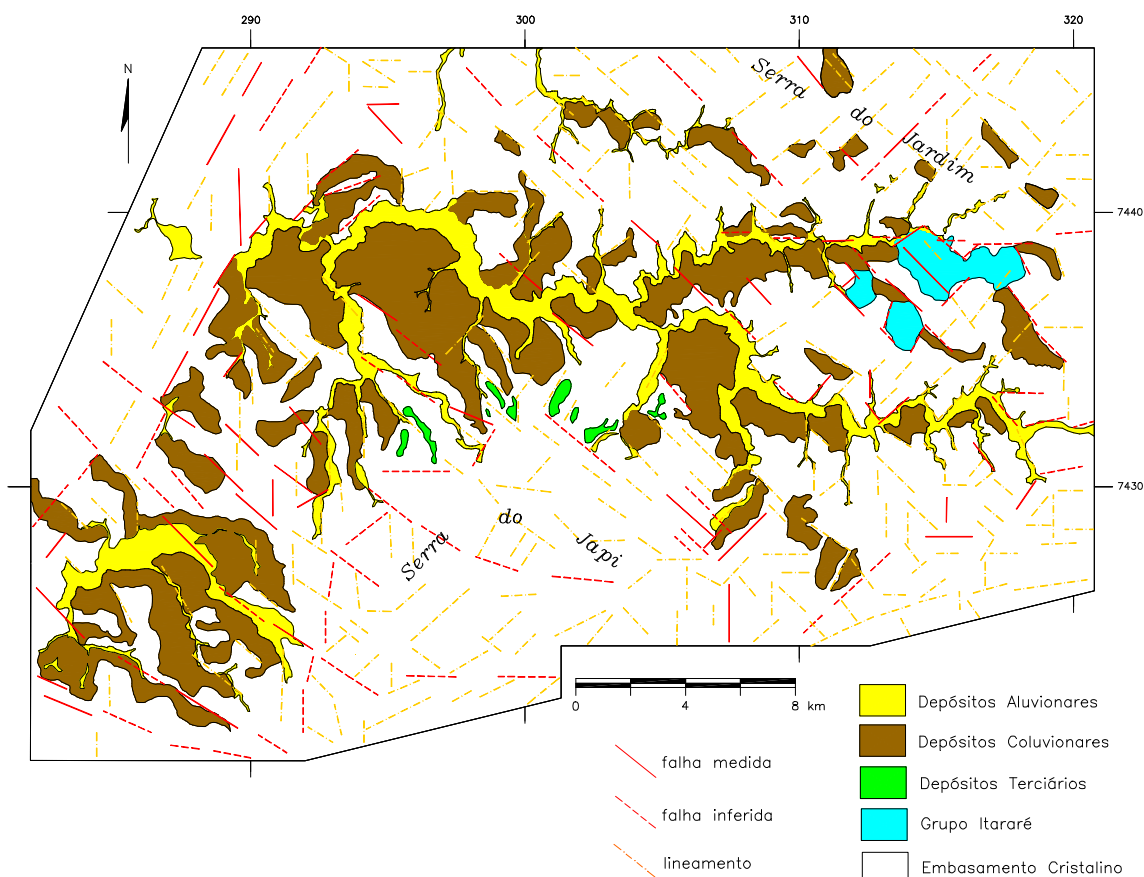


Figura 6.32: Controle estrutural sobre os depósitos sedimentares.

6.5. O QUADRO GEOMÉTRICO

Em posse das informações acima, torna-se possível construir o quadro geométrico da área, definido por altos topográficos contornando uma zona abatida onde se concentram os depósitos sedimentares cenozóicos (figura 6.33).

O papel das falhas normais de direção NW-SE presentes nos domínios 1 e 3 (altos topográficos a sudoeste e nordeste) foi crucial no abatimento da área central.

O alto topográfico na porção oeste da área, correspondente ao Maciço Granítico de Itu, provavelmente está associado à atuação de falhas inversas NNE-SSW que causaram a inversão de planos de falhas normais preexistentes.

Nos altos topográficos da parte nordeste (Serra do Jardim), além do controle pelos falhamentos normais NW-SE que causaram o abatimento da parte central, há o controle pelas falhas NE-SW que também ocasionaram abatimento de blocos. Este último pode ter sido contemporâneo ao processo descrito acima ou mais antigo, relacionando-se à abertura do Oceano Atlântico.

A implantação de toda a bacia do rio Jundiá é controlada por este arranjo. Ela toma lugar na zona rebaixada central, drenando a partir dos referidos altos topográficos que funcionam como divisores de águas entre esta bacia e as vizinhas.

Esta estruturação define zonas sujeitas a sedimentação e preservação de sedimentos e zonas sujeitas a erosão. A preservação dos depósitos paleozóicos foi possibilitada por abatimento de blocos, quando atuaram falhas normais NE-SW, na fase inicial de formação deste quadro.

A origem dos depósitos terciários está ligada ao desenvolvimento de leques aluviais a partir dos escarpamentos da Serra do Japi, controlados por falhamentos NW-SE. Reativações ao longo das mesmas estruturas promoveram abatimentos e basculamento de blocos, possibilitando a preservação destes depósitos e a formação de coberturas coluvionares.

Atualmente, todas estas formações estão sujeitas a erosão, sendo as planícies aluvionares das drenagens principais o único ambiente de deposição atual. A acumulação destes depósitos é facilitada pela elevação do Maciço Granítico de Itu, que provoca o barramento da sedimentação. Este, juntamente com a Serra do Japi, Serra dos Cristais e a região da Serra do Jardim, constituem zonas sujeitas a soerguimento, onde os processos erosivos atuam de forma mais intensa.

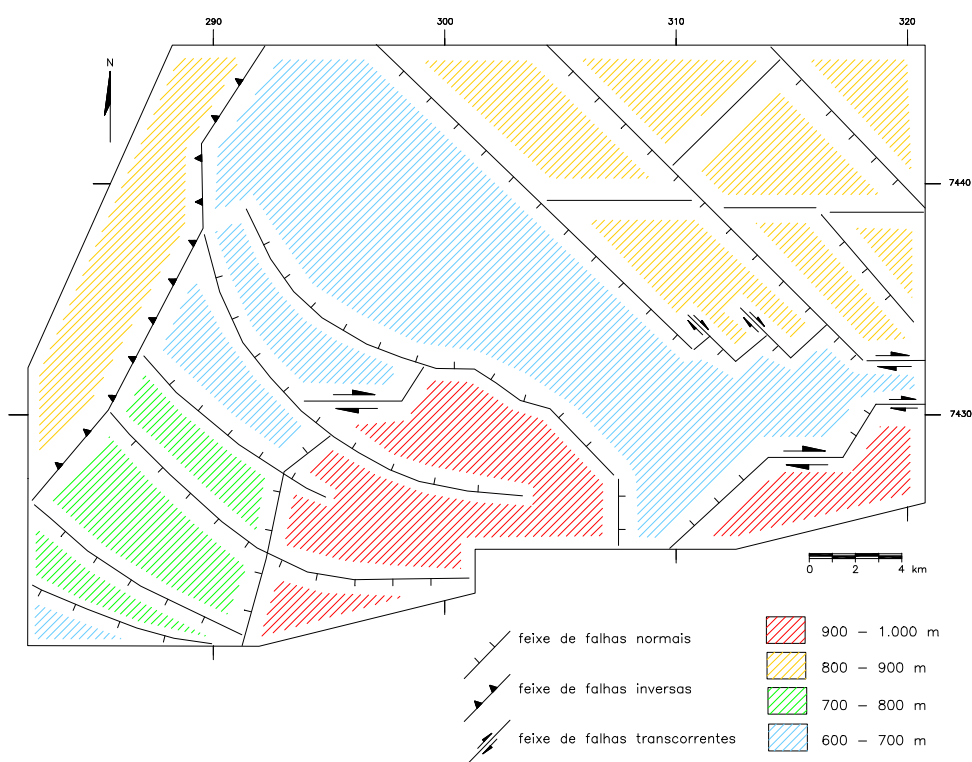


Figura 6.33: Quadro geométrico interpretativo.

6.6. O QUADRO DINÂMICO

O estudo da população de falhas permite o reconhecimento do quadro de paleotensões atuantes na época do seu desenvolvimento. A técnica utilizada está baseada nos métodos de Arthaud (1969) para o cálculo dos planos de movimento e dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977, Angelier 1984). Para ambos, são necessários dados referentes às atitudes das falhas e das estrias, bem como o sentido de movimento relativo ao longo do plano de falha.

O tratamento dos dados permite posicionar os eixos do elipsóide de tensão através de polos de concentração ou de cruzamento de guirlandas (técnica de Arthaud), e posicionar campos de maior e de menor probabilidade para o posicionamento do esforço principal σ_1 (método dos diedros retos). Para a aplicação destas técnicas foi utilizado o programa Trade, apresentado por Carneiro (1996), sendo o tratamento dos dados efetuado de acordo com os domínios anteriormente definidos (figura 6.26).

- Domínio 1: este domínio é caracterizado pela predominância de falhas normais, associadas principalmente aos flancos da Serra do Japi e aos afluentes da margem esquerda do rio Jundiaí. Todos os dados foram tratados conjuntamente, sendo que os resultados apontam para σ_1 vertical, σ_2 horizontal direcionado entre NW-SE e NNW-SSE e σ_3 horizontal NE-SW (figura 6.34-a).
- Domínio 2: o tratamento dos dados deste domínio foi feito separadamente, de acordo com a tipologia das falhas, pois o programa não aceitou seu tratamento em conjunto. Desta forma, foram obtidos os seguintes resultados:
 - para as falhas normais, o tensor σ_1 aparece em posição vertical, σ_2 tem direção ENE-WSW horizontal e σ_3 NNW-SSE horizontal (figura 6.34-b). Os eixos σ_2 e σ_3 são aproximadamente ortogonais aos obtidos para o domínio 1. Porém, em termos de direção, as falhas normais no domínio 2 são compatíveis com as falhas normais NE-SW do domínio 3 que afetam os depósitos paleozóicos na porção nordeste da área. Estes resultados são conflitantes com os das falhas inversas reconhecidas no domínio 2 (apresentadas a seguir), pois os dois conjuntos apresentam praticamente as mesmas direções. Tal “conflito” aponta para mais de um ciclo de geração e/ou reativação de falhas (em suas direções preferenciais);
 - para as falhas inversas do domínio 2, os resultados indicam σ_1 NW-SE horizontal, σ_2 NE-SW horizontal e σ_3 vertical (figura 6.34-b);

- para as falhas transcorrentes dextrais, menos freqüentes, o diagrama de Arthaud posiciona σ_2 próximo à vertical, enquanto o diagrama de Angelier aponta para σ_1 inclinado para SE (com indicação de diedros compressivos NW-SE) e σ_3 inclinado entre WSW e W (com diedros distensivos NE-SW);
 - as falhas transcorrentes sinistrais, também pouco freqüentes, igualmente apontam para diedro compressivo NW-SE e diedro distensivo NE-SW.
- Domínio 3: aqui os resultados apontam para o posicionamento de σ_1 na direção NW-SE, com mergulho variando de subvertical a médio ângulo para SE e σ_3 NE-SW sub-horizontal (figura 6.34-c). O diagrama de Arthaud marca a posição preferencial de σ_2 em NW-SE sub-horizontal.
- Domínio 4: neste domínio há influência da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, com predomínio de falhas transcorrentes e indicação dos paleotensores σ_1 NW-SE horizontal, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW bem definidos, apesar do pequeno número de falhas ali reconhecido (figura 6.34-d).

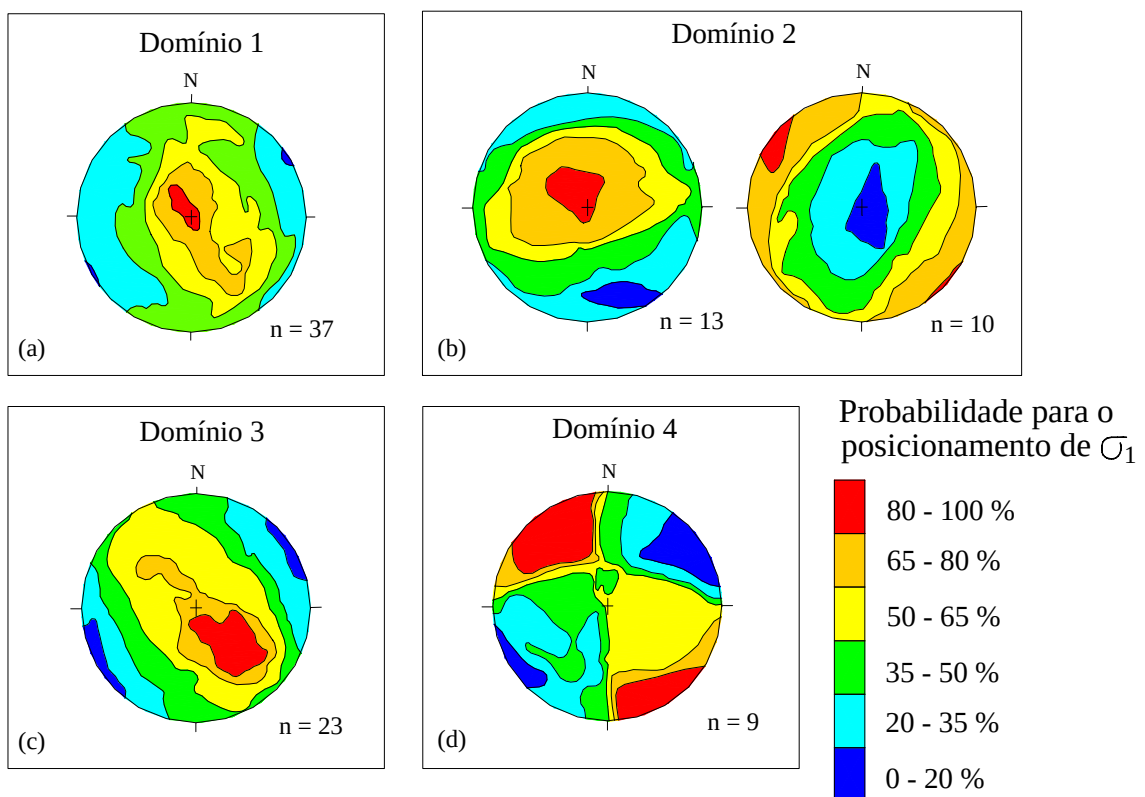


Figura 6.34: Posicionamento do tensor σ_1 nos domínios estruturais pelo método dos diedros retos.

A integração dos dados acima leva ao reconhecimento de quadros principais, associados ou não aos domínios estruturais. Assim, o primeiro quadro surge com a junção dos domínios 1 e 3, caracterizando uma tectônica distensiva local, NE-SW, que dá origem a falhas normais de direção NW-SE e promove o abatimento do bloco central correspondente à bacia do rio Jundiaí.

O quadro de trascorrências é bem marcado no domínio 4 e pelas falhas transcorrentes do domínio 2, indicando esforços compressivos NW-SE, com distensão NE-SW. As falhas inversas do domínio 2 igualmente indicam compressão NW-SE.

Este arranjo permite uma composição de compressão NW-SE, impondo trascorrências E-W dextrais e NNW-SSE sinistrais (menos importantes) e distensão NE-SW, formando falhas normais de direção NW-SE. Por distribuição de esforços ou orientação prévia dos planos de descontinuidades reativadas ou por partição da deformação, este quadro poderia representar transtração, com formação local de falhas inversas pela compressão NW-SE reativando planos NE-SW pré-existentes e levando à formação dos altos topográficos na porção oeste da área.

Esta estruturação controla a distribuição e a deformação dos depósitos sedimentares mais jovens, o afeiçoamento da topografia e a implantação da rede de drenagem. Conseqüentemente, pode ser interpretado como ligado ao quadro neotectônico, ou seja, ao quadro tectônico vigente. Tal quadro é semelhante àquele reconhecido por Hasui (1990) dentre outros (Hasui & Costa 1996, Costa et al. 1996, 1998), sendo interpretado como resultante da migração da Placa Sul-Americana para oeste, cujo movimento de rotação impõe a atuação de um binário transcorrente dextral, induzindo a formação de feições semelhantes às identificadas no presente trabalho.

Resta ainda a análise das falhas normais NE-SW, cujo tratamento aponta para distensão NW-SE. Estas falhas estão associadas à preservação dos depósitos paleozóicos correlacionados ao Grupo Itararé, por abatimento de blocos no embasamento cristalino.

Falhas normais com estas direções têm sido constantemente descritas no leste do Estado de São Paulo e atribuídas à formação de bacias terciárias, associadas aos processos tardios da separação continental. Elas são reconhecidas também em depósitos sedimentares terciários da região de Atibaia (Fulfaro et al 1985), próximos à área aqui estudada. Assim, poderiam estar presentes também na região de Jundiaí, associadas ao evento distensivo do final do Mesozóico e início do Terciário, ocasionando o abatimento dos depósitos paleozóicos que anteriormente se estendiam para leste, recobrindo toda a região.

CAPÍTULO 7

7. CONCLUSÕES

As análises desenvolvidas neste trabalho permitem levantar algumas considerações no que diz respeito à caracterização das unidades litoestratigráficas paleozóicas e cenozóicas e ao controle estrutural atuante na sua formação, deformação e preservação. Este controle também está presente no arranjo da rede de drenagem e na morfologia do terreno, definindo seus traços gerais. Finalmente, a análise destes dados permite reconhecer parte da sucessão de eventos ocorridos na evolução cenozóica da região de Jundiaí.

7.1. Unidades Litoestratigráficas Paleozóicas e Cenozóicas

Os depósitos paleozóicos da área de Jundiaí, correlacionados com o Grupo Itararé, constituem corpos isolados delimitados por falhas normais. São compostos por diamictitos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos, sendo que os primeiros normalmente ocorrem na base das seqüências.

Os depósitos terciários também formam corpos isolados, constituindo, muitas vezes, ocorrências pontuais. São compostos por diamictitos, conglomerados, arenitos e argilitos cujas características permitem a definição de nove fácies sedimentares. Estas fácies compõem quatro associações diferentes que sugerem a existência de um antigo sistema de leques aluviais formados sob clima semi-árido, com área fonte na Serra do Japi. Sua origem está ligada ao desenvolvimento de falhas normais que ocasionaram o abatimento da porção central da área, onde hoje se instala a bacia do rio Jundiaí.

As características destes depósitos, principalmente aquelas ligadas à atuação de processos gravitacionais, além dos fatores composicionais, faz com que eles sejam confundidos com as linhas de pedras e os depósitos coluvionares que os recobrem. A distinção pode ser feita pela presença de crosta laterítica, que nos depósitos terciários ocorre *in situ* e nos depósitos mais recentes aparece sob a forma de fragmentos.

Os depósitos coluvionares são amplamente distribuídos pela área, recobrando litotipos do embasamento cristalino, do Grupo Itararé e dos depósitos terciários. São formados por sedimentos argilo-arenosos com grânulos de quartzo angulosos distribuídos aleatoriamente ou formando tênue estratificação. Normalmente, o contato com a rocha subjacente é marcado

pela presença de uma linha de pedras basal, formada predominantemente por fragmentos de quartzo. A origem destes sedimentos está ligada à erosão e retrabalhamento das rochas subjacentes, com pouco ou nenhum transporte e provavelmente com atuação de alternâncias climáticas.

Os depósitos aluvionares são compostos por cascalhos, areias e argilas depositados ao longo das drenagens principais. Sua ocorrência é mais proeminente na zona rebaixada central, sendo barrados ao encontrar as elevações correspondentes ao Maciço Granítico de Itu, no extremo oeste da área.

7.2. Controle Estrutural

O quadro geométrico é definido por altos topográficos delimitando uma zona rebaixada onde se distribuem os depósitos sedimentares. Estas elevações apresentam escarpas alinhadas segundo direções preferenciais correspondentes a importantes falhamentos que ocasionaram o abatimento do bloco central (figura 7.1).

As escarpas da Serra do Japi são controladas por falhamentos normais, predominantemente de direção NW-SE. O alto topográfico no extremo oeste da área, correspondente ao Maciço Granítico de Itu, provavelmente está associado à atuação de falhas inversas NNE-SSW que causaram a inversão de planos de falhas normais pré-existentes. Nas escarpas da Serra do Jardim, nordeste da área, além do controle pelos falhamentos normais NW-SE que também ocasionaram o abatimento da parte central, há o controle pelas falhas NE-SW que igualmente promoveram abatimento de blocos. Na porção sul-sudeste, a Serra dos Cristais sofre influência da Zona de Cisalhamento Jundiuvira, com escarpas controladas por falhamentos transcorrentes de direção E-W.

A rede de drenagem também é controlada por falhas e fraturas, onde há um franco predomínio das orientações E-W e N-S sobre as direções NE-SW e NW-SE. Estas direções concordam com as principais famílias de fraturas presentes nos litotipos mais jovens (depósitos terciários e coberturas coluvionares). Os canais de primeira ordem, considerados reflexo do arranjo mais recente no sistema de drenagem, também apresentam uma forte orientação preferencial segundo as direções E-W e N-S.

Os lineamentos extraídos das fotografias aéreas igualmente mostram as mesmas direções preferenciais; porém, aqui, as feições NE-SW e NW-SE são mais fortes. Estas

direções coincidem com as famílias de fraturas do embasamento cristalino e com os lineamentos de escarpas descritos acima.

Há um forte controle estrutural sobre a área de ocorrência dos depósitos sedimentares, bem como na própria delimitação dos corpos. Os depósitos do Grupo Itararé estão encaixados entre feixes de direção NE-SW e NW-SE, os quais coincidem também com o contorno das coberturas coluvionares em muitas partes da área. Estas coberturas também estão sujeitas ao controle das feições E-W e N-S, que por sua vez definem de forma marcante os limites dos depósitos aluvionares.

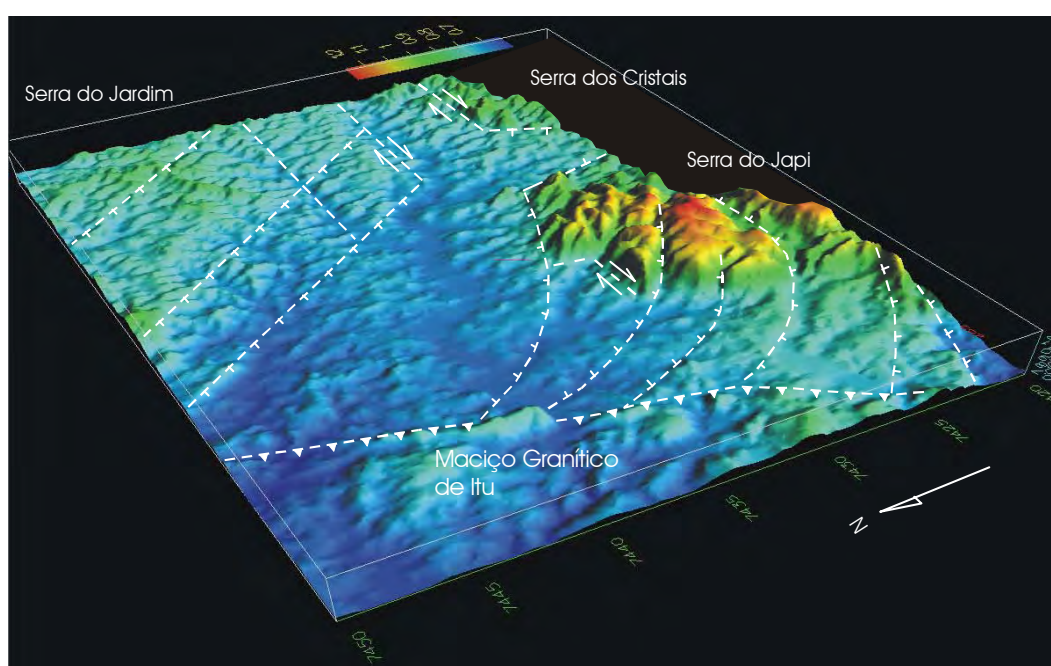


Figura 7.1: Modelo digital do terreno mostrando o controle estrutural sobre a morfologia da área.

7.3. Evolução Cenozóica

A região de Jundiaí está situada no Planalto Atlântico, região sujeita a soerguimento crustal desde o Cretáceo Superior. Esta epirogênese está vinculada aos processos de abertura do Oceano Atlântico, cujo estágio inicial é marcado por regime distensivo de direção NW-SE. No Terciário Inferior há o desenvolvimento de falhas normais NE-SW, dando origem ao sistema de *rifts* que posteriormente acomodaram as pequenas bacias continentais do Sudeste Brasileiro. Na área estudada, estes esforços ocasionaram o abatimento dos depósitos

paleozóicos em meio ao embasamento cristalino, possibilitando sua preservação da erosão que removeu a cobertura sedimentar que se estendia para leste, além dos limites atuais da Bacia do Paraná.

Provavelmente a partir do Mioceno, com a deriva da Placa Sul-Americana para oeste, o regime de tensões evolui de distensivo para transcorrente, passando a atuar um binário dextral com a orientação dos eixos σ_1 NW-SE horizontal, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW horizontal.

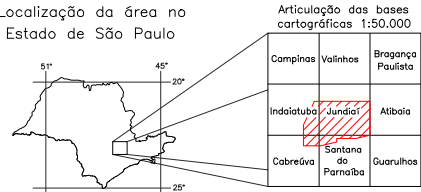
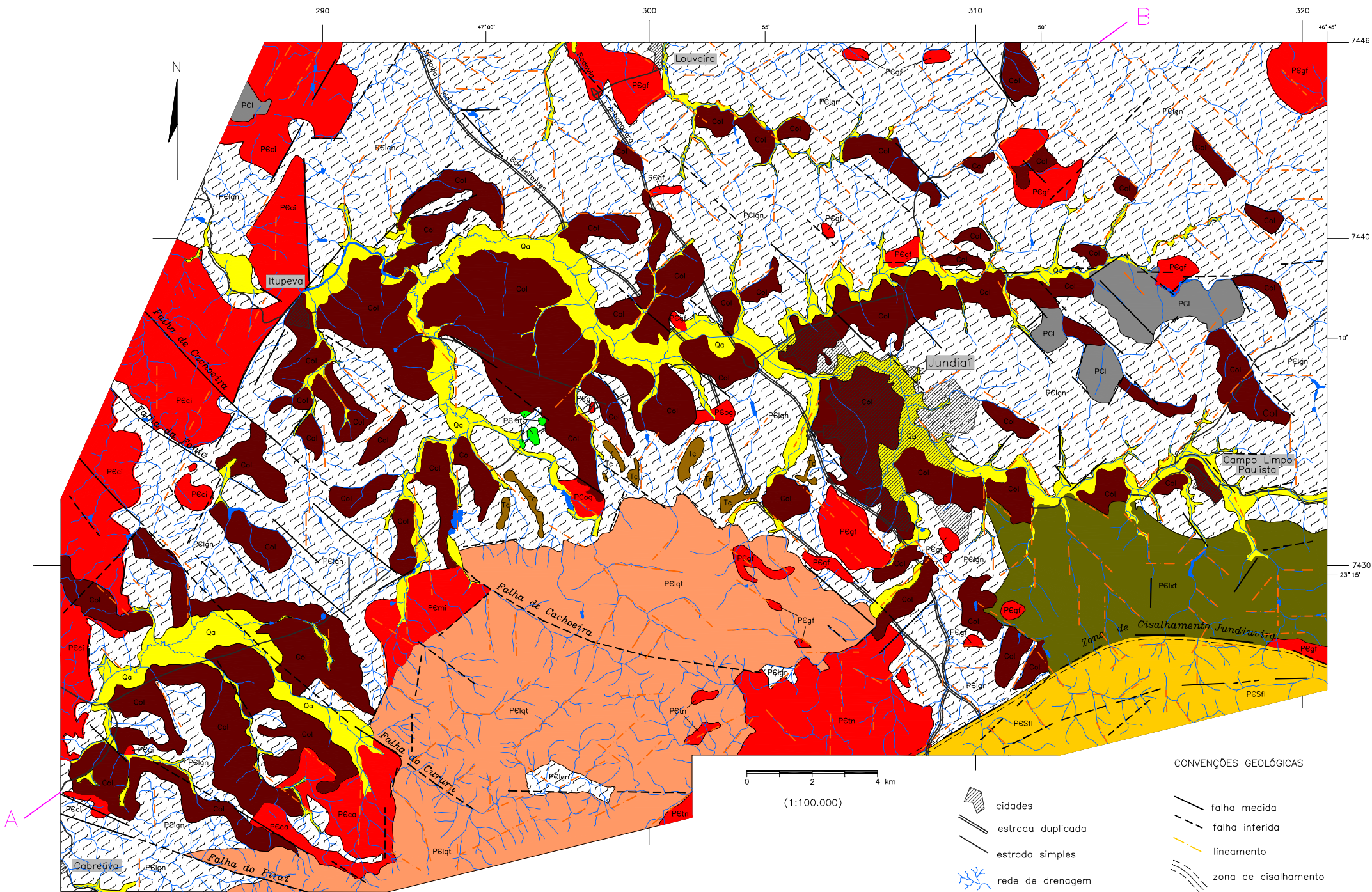
As movimentações neotectônicas sofrem influência das anisotropias pré-existentes. Na área de Jundiaí, as principais feições reativadas são aquelas ligadas às transcorrências pré-cambrianas (Zona de Cisalhamento Itu-Jundiuvira e hemi-leque composto pelas falhas de Pirai, do Cururu e de Cachoeira, entre outras) e as falhas herdadas do regime distensivo do início da separação continental.

Assim, a distribuição de esforços na área ocasiona o abatimento do bloco central, formando as escarpas da Serra do Japi e da Serra do Jardim, pela atuação de falhas normais NW-SE, e do Maciço Granítico de Itu, por falhas inversas NNE-SSW. Falhas transcorrentes de direção E-W e, subordinadamente, NW-SE também se desenvolvem ou são reativadas na região da Serra dos Cristais e da Serra do Jardim.

Provavelmente a partir do Terciário Médio, este abatimento de blocos desencadeia a instalação do sistema de leques aluviais correspondentes aos depósitos terciários. Com a continuidade dos movimentos e o progressivo soerguimento da área, os falhamentos se acentuam, provocando basculamento de blocos e abatimento de algumas seqüências no embasamento cristalino. Há remoção de grande parte dos depósitos, mas alguns restos ficam preservados e são recobertos por coberturas coluvionares, formadas após o intemperismo e erosão destes e dos outros litotipos presentes. A movimentação continua e os depósitos coluvionares, juntamente com as linhas de pedras, são afetados por falhamentos, ficando também sujeitos aos processos erosivos.

Os sedimentos oriundos da erosão de todas as unidades presentes na área são hoje depositados nas planícies aluvionares das drenagens principais. O acúmulo de sedimentos é induzido pela presença de uma barreira litológico/estrutural, ou seja, as elevações do Maciço Granítico de Itu, formadas pelas falhas inversas que reativaram planos normais anteriormente existentes.

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE JUNDIAÍ (SP) – 1:100.000



LEGENDA

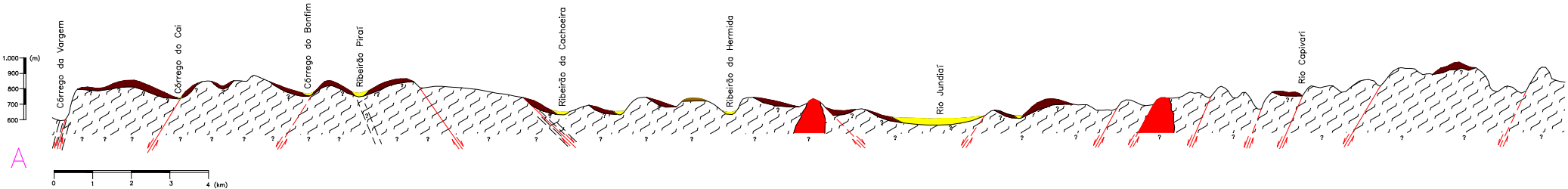
- QUATERNÁRIO**
- depósitos aluvionares: cascalhos, areias e argilas
 - depósitos coluvionares: sedimentos argilo-arenosos com grãos de quartzo, geralmente com linha de pedras na base
- TERCIÁRIO**
- depósitos terciários: diamicritos, conglomerados, arenitos e argilitos
- PALEOZOICO**
- Grupo Itararé: diamicritos, folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos
- PRÉ-CAMBRIANO**
- Intrusivas granitóides
- PCci = Complexo Granitóide Itu: quartzo microdioritos, granodioritos, tonalitos, sienogranitos e quartzo sienitos
 - PCca = Granito Cachoeira: biotita sienogranitos, biotita monzogranitos e sieno/monzogranitos
 - PCtn = Granito Terra Nova: granitos róseos com intercalações de micaxistos
- Suites graníticas indiferenciadas:
- PCgf = granitos cinza foliados
 - PCog = hornblenda ortognaisses e biotita ortognaisses
 - PCmi = migmatitos de injeção, estromáticos
 - PCmd = quartzo microdioritos

- Grupo São Roque
- PCSfl = muscovita filitos com ou sem biotita e/ou clorita, alternadas com níveis de quartzo micáceo e quartzo-filito
- Complexo Itapira (ou Amparo)
- PClgn = biotita gnaisses com alternância de biotita xistos, intercalações de quartzitos, gnditos e anfibolitos e migmatitos de injeção
 - PClqt = quartzitos puros, quartzitos micáceos e quartzitos feldspáticos com intercalações de micaxistos e biotita gnaisses
 - PClxt = alternância de biotita muscovita xistos e quartzitos com ocorrência local de anfibolitos
 - PClaf = corpos de anfibolito

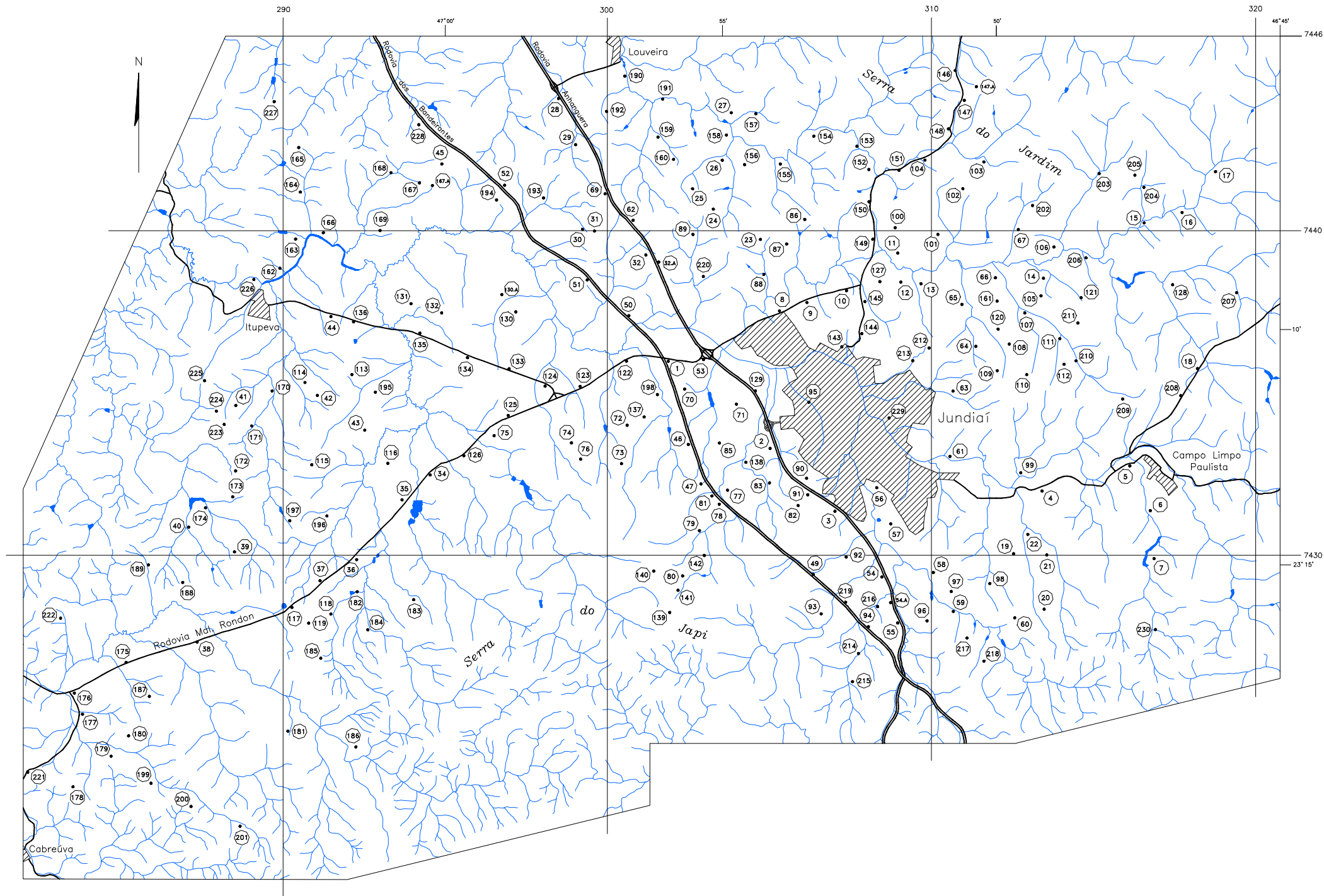
Legenda do perfil (unidades idem mapa geológico)

- falha medida
- falha inferida
- zona milonítica

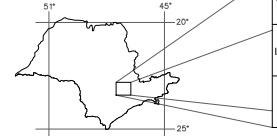
MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE JUNDIAÍ (SP) – 1:100.000 – 1999	
Mapeamento e compilação: geóloga Mirna A. Neves	Este mapa é parte integrante da dissertação de mestrado intitulada "Evolução Geotectônica da Região de Jundiaí (SP)" – Neves (1999)
Editoração gráfica: geólogos Jorge Feola e Mirna A. Neves	
As unidades do pré-cambriano correspondem à compilação dos mapas publicados nos seguintes trabalhos: Batista et al. (1986, 1987), Hackspacher et al. (1989) e Galembeck (1997).	



MAPA DE PONTOS – 1:100.000



Localização da área no Estado de São Paulo

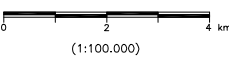


Articulação das bases cartográficas 1:50.000

Campinas	Valinhos	Bragança Paulista
Indaiatuba	Jundiáí	Atibaia
Cabreúva	Santana do Parnaíba	Guarulhos

LEGENDA

- cidades
- estrada duplicada
- estrada simples
- rede de drenagem
- afloramento estudado



M A P A D E P O N T O S – 1:100.000 – 1999	
Editoração gráfica: geóloga Mirna A. Neves	Este mapa é parte integrante da dissertação de mestrado intitulada "Evolução Cenozóica da Região de Jundiáí (SP)" – Neves (1999)

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.
- AB'SABER, A.N. - 1962 - "Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental". *Boletim da Universidade do Paraná* (Geografia Física), Curitiba, n. 2, p. 2 - 32.
- AB'SABER, A.N. - 1966 - "Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte subsuperficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental". *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 6, n. 11, p. 59 - 80.
- AB'SABER, A.N. - 1969 - "Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro". *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 5, n. 9/10, p. 52 - 54.
- AB'SABER, A.N. - 1992 - "A Serra do Japi, sua origem geomorfológica e a teoria dos refúgios". In: Morellato, L.P.C. (org.), *História Natural da Serra do Japi: ecologia e preservação de uma área florestal no Sudeste do Brasil*. Editora da Unicamp, Campinas, p. 12 - 23.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1952 - "Novas ocorrências de camadas supostas pliocênicas nos Estados de São Paulo e Paraná". São Paulo, *Bol. Soc. Bras. Geol.*, n.1, v.1, p.53 - 58.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - "Fundamentos geológicos do relevo paulista". *Bol. do Inst. Geol. e Geogr.*, n. 41, p. 167 - 263.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1976 - "The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil". *Anais da Acad. Bras. Ciênc.*, 48 (suplemento), p.15 - 26.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. - 1977 - "Sur une méthode graphique des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits". *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7, n. 6, p. 13.
- ANGELIER, J. - 1984 - "Tectonic analysis of fault slip data sets". *J. Geophys. Res.*, v. 89, n. 37, p. 5.835 - 5.848.
- ARTHAUD, F. - 1969 - "Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles". *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7, n. 11, p. 729 - 737.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. - 1978 - "Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil". In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*, Projeto REMAC, Petrobrás, n. 4, p. 75 - 88.

- BATISTA, J.J. (coord.); SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F.de; SOUZA FILHO, E.E.de - 1986 - *Carta Geológica do Estado de São Paulo (1:50.000): Folha Jundiaí*. Convênio SICCT/PRÓ-MINÉRIO - IGCE/UNESP, Rio Claro, Relatório Final, v.1, texto, 115 p.
- BATISTA, J.J. (coord.); ARTUR, A.C.; SIMÕES, L.S.A.; CAMPOS, E.G. - 1987 - *Geologia das Folhas Cajamar e Jordanésia (1:25.000)*. Convênio SICCT/PRÓ-MINÉRIO - IGCE/UNESP, Rio Claro, Relatório Final, v.1, texto, 128 p.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. & SANTOS, G.F. - 1994 - *Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais*. Editora da UFSC, Florianópolis (SC), v. 1, 425 p.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X.da - 1965 - “Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil”. *Boletim Paranaense de Geografia*, n. 16/17, p. 117 - 151.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A. da C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMONINI, O.A. - 1981 - *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, Publicação IPT n. 1184 (Monografias 6), v. 2 (mapa).
- BJÖRNBERG, A.J.S. - 1969 - *Contribuição ao Estudo do Cenozóico Paulista: Tectônica e Sedimentologia*. Tese de Livre Docência apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos (EESC/USP), São Carlos.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. - 1971 - “Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo”. In: *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, SBG, v. 2, p. 159 - 174.
- BORGES, M.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A.G.; MORALES, N.; RUEDA, J.R.J. - 1998 - “Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil”. In: *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, SBG, p. 74.
- BRAUN, O.P.G. - 1971 - “Contribuição à geomorfologia do Brasil Central”. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 3, n. 32, p. 3 - 39.
- CARNEIRO, C.D.R. (coord.) - 1996 - *Projeção Estereográfica para Análise de Estruturas*. IPT/UNICAMP/CPRM, São Paulo, 158 p.
- COLLINSON, J.D. - 1986 - “Alluvial Sediments”. In: Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2ª ed., 615 p.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; COSTA, M.L. & FERNANDES, J.M.G. - 1996 - “Neotectônica da Região Amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais”. *Geonomos Revista de Geociências*, UFMG, Belo Horizonte (MG), v. 4.

- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A.G.; MORALES, N. - 1998 - “Bacias quaternárias do litoral norte do Estado de São Paulo”. In: *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, SBG, p. 73.
- FREITAS, R.O. - 1951 - “Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil”. *Bol. FFCL*, FFCL/USP, 120, Geologia 6, São Paulo.
- FUCK, G. F. - 1975 - *Estudos mineralógicos e tecnológicos dos depósitos argilosos e Permocarboníferos do Município de Jundiaí (SP)*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 138 p.
- FUCK, G. F. - 1977 - “Geologia da ocorrência Permo-Carbonífera do Município de Jundiaí - SP”. In: *Atas do 1º Simpósio de Geologia Regional*, São Paulo, p. 424 - 438.
- FÚLFARO, V.J.; OLIVEIRA, M.A.F. de; MORALES, N.; SOUZA FILHO, E.E. de - 1985 - “Evolução cenozóica da região de Atibaia, SP”. In: *Atas do 5º Simpósio Regional de Geologia*, SBG, São Paulo, v. 1, p. 315 - 321.
- GALEMBECK, T.M.B. - 1997 - *O Complexo Múltiplo, Centrado e Plurisserial Itu (SP)*. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Rio Claro, 374 p.
- GALHEGO, H.R. & ESPÍNDOLA, C.R. - 1980 - “Ocorrências de *stone-lines* em solos e mantos de alteração”. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, vol. 20, nº 39-40, pág. 87 - 91.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. - 1983 - *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to petroleum, coal, and uranium exploration*. Springer-Verlag, New York, E.U.A., 423 p.
- GAMA Jr., E.G. & PERINOTTO, A.J. - 1992 - “Considerações sobre a evolução paleogeográfica do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná”. In: *Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, São Paulo, p. 518 - 519.
- HACKSPACHER, P.C.; WERNICK, E.; OLIVEIRA, M.A.F.; GODOY, A.M.; VALERIANO, C.M.; GALEMBECK, T.M.B.; ANGELI, N.; ZANARDO, A. - 1989 - *Geologia das folhas Cabreúva e Moreiras, 1:25.000*. Convênio UNESP/PRÓ-MINÉRIO, Relatório Final, Rio Claro.
- HACKSPACHER, P.C.; GODOY, A.M.; OLIVEIRA, M.A.F. - 1996 - “Geologia da Folha Cabreúva (SP), 1:50.000”. *Geociências*, São Paulo, 15 (n. esp.), p. 111 - 131.
- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - “Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica”. In: *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Salvador (BA), v.1, p. 374 - 385.
- HASUI, Y.; PENALVA, F.; HENNIES, W.T. - 1969 - “Geologia do Grupo São Roque”. In: *Anais do XXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Salvador, p. 101 - 134.

- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; GIANCURSI, F.D. e GUSSO, L.G.N. - 1976 - “Condicionamento Tectônico da Bacia Sedimentar de São Paulo”. In: *Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Belo Horizonte, p. 257 - 268.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C. A.; STEIN, D. P.; GALVÃO, C. A. C. F.; GIMENEZ, A. F.; ALMEIDA, M. A. de; MELO, M. S. de; PIRES NETO, A. G. - 1977 - “As grandes falhas do Leste Paulista”. In: *Atas do 1º Simpósio de Geologia Regional*, p. 369 - 380.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. de - 1978 (a) - “Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste brasileiro”. In: *Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, Recife, v.1, p. 382 - 392.
- HASUI, Y.; TOGNON, A.A.; SOARES, L.; CSORDAS, S.M. - 1978 (b) - “Geologia e tectônica da Serra do Japi”. *Boletim do Instituto de Geociências*, USP. n. 9, p. 17 - 24.
- HASUI, Y.; DANTAS, A.S.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. - 1981 - “O embasamento pré-cambriano e o eopaleozóico em São Paulo”. In: Almeida et al., *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*, Publicação IPT n. 1184 (Monografias 6), São Paulo, v.1 (nota explicativa), p. 12 - 45.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.de; MIOTO, J.A.; MELO, M.S.de - 1982 - *Geologia, Tectônica, Geomorfologia e Sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna*. Publicação IPT n.1225 (Monografias 7), São Paulo, 149 p.
- HASUI, Y. - 1983 - “Aspectos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista”. In: *Atas da I Jornada da Carta Geológica do Estado de São Paulo em escala 1:50.000*, Pró-Minério, São Paulo, p. 227 - 252.
- HASUI, Y.; RODRIGUES, E.P.; OLIVEIRA, M.C.B.; ENS, H.J.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; QUADE, H.; NYK, R.; KULLER, M.L.; FRASCÁ, M.H.B.O. - 1988 - *Processo de cisalhamento dúctil: modelo de transformações em rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo*. Pró-Minério, São Paulo, Relatório IPT n. 25.908.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI FILHO, P. - 1989 - *Compartimentação Estrutural e Evolução Tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo, Relatório IPT n. 27.394, v. 1 e 2.
- HASUI, Y. - 1990 - “Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil”. In: *Anais do I Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste Brasileiro*, SBG, Belo Horizonte, Bol. n. 11, p. 1 - 31.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; GALLI, V.A.; MIOTO, J.A. - 1991 - “Estruturação pré-cambriana do Estado de São Paulo com base em dados geofísicos”. In: *Bol. Res. do 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Rio Claro (SP), p. 137 - 138.

- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; COSTA, J.B.S. - 1993 - "A megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro com base em dados geofísicos e geológicos". *Geociências*, EDUNESP, São Paulo, v. 12, n. 1, p. 7 - 31.
- HASUI, Y. & SENA COSTA, J.B. - 1996 - "Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise". In: *Atas do 5º Simpósio de Geologia da Amazônia*, SBG, Belém, (notas de curso), 20 p.
- HOOKE, R.Le B. - 1967 - "Processes on arid-region alluvial fans". *Journal Geology*, 75, p. 438 - 460.
- KING, L.C. - 1956 - "A geomorfologia do Brasil Oriental". *Revista Brasileira de Geografia*, ano XVIII, n. 2, p. 147 - 263.
- LINDENBECK, C. & ULMER, H. - 1995 - *Desenvolvimento e Aplicação de Programas de Computador para a Visualização de Processos e Estruturas Geológicas*. Instituto Geológico da Universidade Albert-Ludwig, Freiburg im Breisgau, ISSN 0936-6571, 271 p.
- LIU, C.C. - 1987 - "A Geologia Estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat". In: *Anais do I Simpósio Geologia Regional*, SBG, Rio de Janeiro, p. 164 - 188.
- MACEDO, J.M. - 1990 - "Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes". In: Gabaglia, G.P.R. & Milani, J.E. - *Origem e Evolução das Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás, p. 361 - 374.
- MARTIN, H.; MAU, H. e BJÖRNBERG, A.J.S. - 1959 - "Vale Pré-Glacial a Nordeste de Jundiaí, SP". *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 35 - 40.
- MARTONNE, E. de - 1943 - "Os problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico". *Revista Brasileira de Geografia*, v. 5, n. 4, p. 523 - 550.
- MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. - 1983 - *Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo*. Publicação IPT n.1364 (Monografias 9), São Paulo, 75 p.
- MELO, M.S. de; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.M. - 1985 - "Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil". *Revista Brasileira de Geociências*, n. 15, p. 193 - 201.
- MELO, M.S. de - 1995 - *A formação Rio Claro e depósitos associados: sedimentação neocenozóica na Depressão Periférica Paulista*. Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 144 p.
- MESCHERIKOV, Y.A. - 1968 - "Neotectonics". In: R.W. Fairbridge (ed.) - *Enciclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, p. 768 -773.

- MIALL, A.D. - 1978 - "Litofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary". In: Miall, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 5, p. 597 - 604.
- MIALL, A.D. - 1981 - *Sedimentation and tectonics in alluvial basins with examples from North America*. Geol. Assoc. Can. Spec. Paper, 23.
- MIALL, A.D. - 1990 - *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, E.U.A., 2ª ed., 668 p.
- MIALL, A.D. - 1996 - *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 p.
- MIOTO, J.A. - 1993 - *Sismicidade e Zonas Sismogênicas do Brasil*. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, Rio Claro, v.1 e 2.
- MODENESI, M.C. - 1974 - "Níveis de erosão e formações superficiais na região de Itu-Salto (SP)". *Revista Brasileira de Geociências*, v. 4, p. 228 - 246.
- NEVES, M.A.; MORALES, N.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. - 1998 - "Características Estruturais das coberturas sedimentares da região de Jundiaí (SP)". In: *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*, Belo Horizonte, SBG, p. 73.
- NILSEN, H. - 1982 - "Alluvial fan deposits". In: Scholle, P.A. & Spearing, D. (eds.), *Sandstone Depositional Environments*. The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Oklahoma, E.U.A., 410 p.
- PENALVA, F. - 1971 - "Sedimentos Neoceno-zóicos nos Vales dos Rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari, Estado de São Paulo". *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, n. 46, p. 107 - 138.
- PENTEADO, M.M. - 1969 - "Novas informações a respeito dos pavimentos detríticos ('stone lines')". *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 9, n. 17, p. 15 a 41.
- PINHATTI, A.L. - 1998 - *Aspectos Conceituais da Gestão de Recursos Hídricos e sua aplicação no caso das Bacias Hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí (SP)*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da UNICAMP, Campinas, 135 p.
- PONÇANO, W.L. - 1981 - "As coberturas cenozóicas". In: Almeida, F.F. et al., *Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*, Publicação IPT n. 1.184 (Monografias 6), São Paulo, v.1 (nota explicativa), p. 82 - 96.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. de; PRANDINI, F.L. - 1981 - *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala*

- 1:1.000.000. Publicação IPT n. 1.183 (Monografias 5), São Paulo, v. 1 (nota explicativa).
- 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.
- RICCOMINI, C. - 1989 - *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- RICCOMINI, C. - 1995 - *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre Docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.H. - 1984 - “Coarse Alluvial Deposits”. In: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geological Association of Canada (Geoscience Canada, Reprint Series, 1), Toronto, 2ª ed., 317 p.
- SAADI, A. - 1993 - “Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar.” *Geonomos*, v.1, n.1, p. 1-15.
- SANTORO, E. - 1985 - *Geologia da Folha Cabreúva (SP)*. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da USP, São Paulo, 114 p.
- SERRA, O. - 1985 - *Sedimentary Environments from Wireline Logs*. Schlumberger/EPS (Interpretation Engineering), s.l., 211 p.
- SILVEIRA, R.E.I. (org.) - 1995 - *Projeto Gerenciamento da Bacia do Rio Jundiá-Mirim: Relatório da Etapa I - Implantação*. Programa Informações para Gestão Territorial - GATE. CPRM/SMA/DAE, São Paulo, 39 p.
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. - 1976 - “Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia”. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71 - 104.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. - 1994 - “Neotectonics”. In: Hancock, P.L. (ed.) - *Continental Deformation*. Pergamon Press, Oxford, p. 370 - 409.
- SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. - 1979 - *Ambiente Fluvial*. (Ambientes de Sedimentação, sua interpretação e importância). Editora da Universidade Federal do Paraná e Associação de Defesa e Educação Ambiental, Curitiba, 183 p.
- THOMAS, M.F. - 1994 - *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons Ltda, England, 460 p.
- WALLACE, R.E. (ed.) - 1986 - *Active Tectonics*. National Academy Press.

YAMAMOTO, J.K. & PEREIRA Jr., G.G. - 1984 - “Tratamento automático de dados estruturais”. In: *Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, SBG, v. 12, p. 5.283-5.293.