

LEILA CRISTINA PERDONCINI

**EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR MESOZÓICO-CENOZÓICA DA
REGIÃO DE FRANCA.**

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

Orientador:
Prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho.

Rio Claro
2003

Dedico esta tese à minha mãe (*in memoriam*), cuja passagem pela vida foi destacada entre os seus, e cuja consciência da importância do conhecimento científico fez despertar em mim a ânsia do saber.

“Não conheço nenhum caminho seguro para o sucesso, só um para o insucesso seguro: agradar a todos.”

Platão

“Toda pedra parece com um diamante, mas o diamante não se parece com nenhuma outra pedra.”

Aparecido Mariano (garimpeiro, *in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

A realização dos trabalhos que deram origem a presente tese foi possível com o auxílio de um grupo de pessoas e entidades, ao qual gostaria de deixar registrado meu reconhecimento.

Ao prof. Dr. Sebastião Gomes de Carvalho expresso minha gratidão pela ajuda dispensada em importantes etapas da realização desta tese, da adequação das metodologias empregadas nas atividades de pesquisa com viabilização das atividades de campo e laboratoriais desenvolvidas durante o programa de pós-graduação.

Ao prof. Dr. Yociteru Hasui gostaria de agradecer por suas importantes contribuições com informações, idéias, conhecimentos e sugestões dispensados na realização desta, assim como deixar registrada aqui a minha admiração pelos trabalhos que tem desenvolvido no Sudeste do Brasil, em especial o projeto Neotectônica, o qual forneceu o suporte técnico especializado e logístico, permitindo a realização da presente tese.

Aos profs. Dr. Norberto Morales e Dr. Antenor Zanardo gostaria de agradecer pela grande contribuição, interesse e dedicação tanto nos trabalhos de campo como nas inúmeras discussões e soluções levantadas para as diferentes questões sobre tectônica, geomorfologia, mineralogia, estratigrafia, neotectônica, evolução geológica, entre outros temas pertinentes à tese.

À Zina e à Marcilene gostaria de externar meu profundo respeito e gratidão pelas inúmeras discussões, correções e contribuições científicas nos diferentes aspectos abordados, em especial à Neotectônica, os quais foram fundamentais na realização desta tese, assim como pela dedicação, carinho, delicadeza e propriedade com que o fizeram.

Ao prof. Dr. Nicolau Haralyi deixo registrado o reconhecimento a sua grande contribuição na realização desta tese, fornecendo dados, esclarecimentos e discussões sobre diamantes e seus minerais satélites na região em enfoque.

Ao prof. Dr. Paulo César Soares deixo registrada minha gratidão por seus ensinamentos, dispensados nas fases iniciais desta, em especial às contribuições de caráter geotectônico, estratigráfico, geomorfológico, mineralógico e exploratório.

Ao meu pai, Sr. Silvério Perdoncini, agradeço toda a compreensão e ajuda que tem dispensado, assim como pelo custeio das análises de microscopia eletrônica e edição dos volumes finais da tese. Estendo esses agradecimentos às minhas irmãs Maria Helena, pela atenção e apoio ao andamento da pesquisa, e Rita pela correção das referências bibliográficas.

Gostaria de destacar a importância do auxílio da Alessandrinha, do Duda e do prof. Dr. Mário L. Assine nos levantamentos de campo.

Agradeço à turma de formandos do ano de 1998 pela importante contribuição nos trabalhos de campo e discussões geológicas sobre a área, em especial à querida Samara, sempre companheira. À Carla Claro também expresso aqui meu reconhecimento pelos dados e discussões.

À Núbia, à Cynthia, à Ana Cândido, à Lia e ao Zé Marcelo gostaria de agradecer as inúmeras ajudas de informática.

À Marta, Mirna, Palmira e Salamuni gostaria de deixar registrada a minha gratidão pelas importantes discussões sobre a neotectônica, além de correções e opiniões durante a realização desta tese.

Aos amigos Elton, Ticiano, Marcelo, Marcos, Bárbara, Júlia, Aninha, Taís, Vanderlei, Pedro, Jarbas e Renata gostaria de agradecer, pois sempre deram um jeitinho para ajudar.

Ao colega Célio Bertelli agradeço pelo apoio, fornecendo material bibliográfico, cartográfico, logístico de campo, assim como exemplares de diamantes em nome das prefeituras de Patrocínio Paulista e de Franca, ou muitas vezes por sua dedicação pessoal à atividade minerária na região. Muitas foram as portas abertas e os interesses dispendidos favorecendo o desenvolvimento da pesquisa. Da mesma forma, agradeço ao colega Elil Palermo o qual liderou os convênios entre a UNESP de Rio Claro e a de Franca, fornecendo informações importantes sobre os diamantes da região de Franca e Patrocínio Paulista. Assim sendo, estendo os agradecimentos às prefeituras de Franca e Patrocínio Paulista e aos respectivos prefeitos, os Srs. Gilmar Dominici e Nélio Liporoni, pelo apoio dispensado.

Ao querido amigo Dito (Benedito) pela ajuda no mapeamento das cascalheiras, na amostragem dos minerais satélites e de alguns exemplares de diamantes; com seu conhecimento nato de garimpeiro foi de grande importância na compreensão da geologia e da mineralização da região.

Cabe citar, também, as fundamentais contribuições científicas dos profs. Dr. João Batista Sena Costa e Dr. Maurício Borges da Universidade Federal do Pará, as quais serviram de suporte para o desenvolvimento das pesquisas e principais resultados obtidos.

Ao prof. Dr. Mário Lincon Etchebehere (UnG) gostaria de externar meus agradecimentos pelas importantes discussões e sugestões sobre a geologia e o diamante da região de Franca.

Gostaria de agradecer também ao Prof. Dr. Jairo R. Jimenez Rueda, o qual contribuiu com importantes interpretações geomorfológicas e pedológicas nas fases iniciais da pesquisa.

Ao Sr. Agostinho D’Arc de Barros agradeço pelo empréstimo do lote de diamantes, provenientes da região de enfoque, de grande importância para estudos geológicos dessa natureza.

Gostaria ainda de externar meus agradecimentos ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, em especial ao Departamento de Petrologia e Metalogenia, pela disponibilização dos laboratórios de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas, de Computação Gráfica, de Microscopia e ao laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia Aplicada. Às secretárias e aos demais funcionários deste instituto, especialmente ao Toninho, Adilson, Júnior, Sandra, Neuzinha, Silvânia, Darlene, Isabel e Dênis externo meus agradecimentos por seus préstimos.

Expresso meus agradecimentos à Fapesp e ao projeto “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes”, a ela vinculado, o qual financiou as principais etapas da pesquisa.

Ao CNPq gostaria de agradecer pela concessão de bolsa de doutorado.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	xii
LISTA DE FOTOGRAFIAS.....	xvi
LISTA DE TABELAS.....	xxi
LISTA DE PRANCHAS.....	xxii
RESUMO.....	xxiv
ABSTRACT.....	xxvi
 CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	 1
1.1 – OBJETIVOS.....	2
1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	3
1.3 – CONCEITOS E TERMINOLOGIAS.....	5
1.3.1 – Processos sedimentares.....	5
1.3.2 – Neotectônica e Tectônica Ativa.....	9
1.3.3 – Morfoestrutura e morfotectônica.....	10
1.3.4 – Rearranjo da drenagem.....	11
1.3.5 – Superfícies de aplanamento.....	12
 CAPÍTULO 2 – MATERIAIS E MÉTODOS.....	 16
2.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO.....	16
2.2 – ANÁLISE DE FÁCIES.....	17
2.3 – ANÁLISE ESTRUTURAL.....	18
2.4 – ANÁLISE MORFOTECTÔNICA.....	19
2.5 – TRATAMENTO DAS AMOSTRAS.....	20
2.6 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO.....	21
2.6.1 – Macroscopia óptica.....	21
2.6.2 – Microscopia óptica.....	24
2.6.3 – Microscopia eletrônica.....	24
 CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO.....	 25
3.1 – GRUPO ARAXÁ-CANASTRA.....	27
3.2 – BACIA DO PARANÁ.....	29
3.2.1 – Grupo Itararé.....	31
3.2.2 – Grupo São Bento.....	32

3.2.2.1 – Formação Pirambóia.....	33
3.2.2.2 – Formação Botucatu.....	33
3.2.2.3 – Formação Serra Geral.....	34
3.2.3 – Grupo Bauru.....	35
3.2.4 – Sedimentos cenozóicos.....	37
3.3 – DEPRESSÃO PERIFÉRICA.....	38
3.4 – SOERGUIMENTO DO ALTO PARANAÍBA.....	38
3.5 – QUADRO NEOTECTÔNICO NO SUDESTE DO BRASIL.....	40
 CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA DA ÁREA.....	42
4.1 – LITO-ESTRATIGRAFIA.....	44
4.1.1 – Grupo Araxá-Canastra.....	44
4.1.2 – Bacia do Paraná.....	48
4.1.2.1 - Formação Aquidauana.....	48
4.1.2.2 – Formação Botucatu.....	51
4.1.2.3 – Formação Serra Geral.....	55
4.1.2.4 – Grupo Bauru.....	58
4.1.2.4.1 – <i>Fácies sedimentares</i>	59
4.1.2.4.1.1 - Conglomerado com estratificação cruzada planar e acanalada (Cp/Ca).....	60
4.1.2.4.1.2 - Conglomerado maciço sustentado pelos clastos (Ccm).....	60
4.1.2.4.1.3 – Conglomerado caótico (Cc).....	64
4.1.2.4.1.4 - Conglomerado maciço sustentado pela matriz (Cmm).....	64
4.1.2.4.1.5 - Arenito com estratificação cruzada planar (Ap).....	65
4.1.2.4.1.6- Arenito com estratificação plano-paralela (Ah).....	65
4.1.2.4.1.7 - Arenito maciço (Am).....	67
4.1.2.4.1.8 - Arenito com gradação inversa Ag(i)).....	67
4.1.2.4.1.9 - Arenito com gradação normal (Ag).....	68
4.1.2.4.1.10 - Pelitos maciços e laminados (Fm/Fl).....	68
4.1.2.4.2 – <i>Unidades estratigráficas</i>	68
4.1.2.4.2.1 - Unidade I.....	69
4.1.2.4.2.2 - Unidade II.....	69
4.1.2.4.3 - Relações estratigráficas	73
4.1.2.4.4 – Ambiente deposicional.....	75
4.1.2.5 – Formação Franca.....	77

4.1.2.5.1 - <i>Fácies sedimentares</i>	77
4.1.2.5.1.1 – Conglomerado maciço suportado pelos clastos (Ccm).....	78
4.1.2.5.1.2 – Conglomerado caótico (Cc).....	79
4.1.2.5.1.3 - Arenito com gradação normal (Ag).....	79
4.1.2.5.1.4 - Arenito com gradação inversa Ag (i).....	81
4.1.2.5.1.5 - Arenito maciço (Am).....	81
4.1.2.5.2 – <i>Unidades estratigráficas</i>	82
4.1.2.5.3 – <i>Relações estratigráficas</i>	82
4.1.2.5.4 - <i>Ambiente deposicional</i>	83
4.1.2.6 – Coberturas Arenoso-Conglomeráticas	85
4.1.2.6.1 - <i>Fácies sedimentares</i>	86
4.1.2.6.1.1 – Conglomerado maciço (Ccm).....	86
4.1.2.6.1.2 - Arenito conglomerático com gradação normal (Ag).....	87
4.1.2.6.1.3 – Conglomerado caótico (Cc).....	90
4.1.2.6.1.4 - Arenito maciço (Am).....	90
4.1.2.6.2 – <i>Unidades estratigráficas</i>	91
4.1.2.6.3 – <i>Relações estratigráficas</i>	91
4.1.2.6.4. - <i>Ambiente deposicional</i>	92
4.1.2.7 – Depósitos de tálus.....	93
4.1.2.8 – Sedimentos aluvionares.....	93
4.2 – ESTRUTURAS	95
4.2.1 – Lineamentos.....	95
4.2.2 - Juntas.....	99
4.2.3 - Falhas.....	104
 CAPÍTULO 5 – GEOLOGIA DOS PLÁCERES	 110
5.1 – Aspectos mineralógicos.....	110
5.1.1 – Minerais pesados.....	115
5.1.2 – Fração grossa.....	122
 CAPÍTULO 6 – MORFOTECTÔNICA DA ÁREA	 140
6.1 – CONTEXTO MORFOTECTÔNICO.....	140
6.2 – GEOMORFOLOGIA DA ÁREA.....	141
6.2.1 – Relevo.....	141

6.2.2 – Rede de drenagem.....	143
6.3 - QUADRO MORFOESTRUTURAL.....	147
6.4 - QUADRO MORFOTECTÔNICO.....	157
6.4.1 - Rearranjo da drenagem.....	158
 CAPÍTULO 7 – EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR MESOZÓICO- CENOZÓICA DA REGIÃO DE FRANCA.....	 167
 CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES.....	 171
 REFERÊNCIAS.....	 175

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localização e acesso à área de estudo, e articulação das folhas na escala 1:50.000.....	04
Figura 2. Distribuição de fácies em um leque aluvial. Seção transversal convexa (vista em planta) e seção longitudinal côncava (Spearing, 1974, <i>apud</i> Suguio e Bigarella, 1979).....	08
Figura 3. Distribuição de cunhas conglomeráticas associadas a falhas normais lítricas sucessivas (Fonte: Steel e Wilson, 1975, <i>apud</i> Collinson, 1986).....	09
Figura 4. Formas de rearranjo da drenagem por (A) captura (<i>piracy</i>), (B) desvio (<i>diversion</i>) e decapitação (<i>beheading</i>). Fonte: Bishop (1995).....	13
Figura 5. Principais fases de erosão regional e respectivas superfícies de aplanamento. (Modificado de Ponçano e Almeida, 1993, <i>apud</i> Gontijo, 1999).....	15
Figura 6. Fluxograma ilustrando uma proposta metodológica utilizada na prospecção de diamantes, baseada na caracterização da assembléia mineralógica associada, destacando (em cinza) as etapas desenvolvidas no estudo da província diamantífera de Franca.....	22
Figura 7. Localização do Soerguimento do Alto Paranaíba, das rochas kimberlíticas e das bacias sedimentares associadas, com localização da área de estudo. Adaptado de Almeida (1986, modificado de Almeida <i>et al.</i> , 1980).....	26
Figura 8. Compartimentação crustal da região sudeste do Brasil, com base em dados geológicos e gravimétricos. Fonte: Haralyi e Hasui (1982, <i>apud</i> Gontijo, 1999).....	27
Figura 9. Coluna estratigráfica da borda nordeste da Bacia do Paraná e suas relações com o Soerguimento do Alto Paranaíba e Bacia Sanfranciscana.. Fonte: Hasui e Haralyi (1991).....	30
Figura 10. Empilhamento estratigráfico do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes. Fonte: Barcelos; Suguio, 1987).....	36
Figura 11. Mapa geológico da região de Franca.....	43
Figura 12. Projeção estereográfica dos pólos da foliação do Grupo Araxá (projeção no hemisfério interior), na região de Franca.....	45
Figura 13. Seções geológicas da região de Franca, SP. Para localização, vide figura 11.....	47
Figura 14. Digrama de rosetas das estratificações cruzadas presentes na Formação Aquidauana, com fluxo para NNW. (Número de medidas = 47).....	49

Figura 15. Diagramas de rosetas de estratificações cruzadas presentes na Formação Botucatu, com fácies eólicas avançando para S a SSW (a. Número de medidas = 6) e fácies fluviais indicando corrente para NNE (b. Número de medidas= 22).....	55
Figura 16. Litofácies e estruturas sedimentares do Grupo Bauru na região de Franca.....	59
Figura 17. Seções colunares dos sedimentos do Grupo Bauru e da Formação Franca, na região de Franca. (a) seção - tipo no perfil A-A'; (b) seção – tipo no perfil B-B'. (Para localização, vide figura 13).....	70
Figura 18. Seções colunares dos sedimentos do Grupo Bauru e da Formação Franca, na região de Franca. (c) seção – tipo no perfil C-C'; (d) seção - tipo no perfil D-D'; (e) seção – tipo no perfil E-E'. (Para localização, vide figura 11).....	71
Figura 19. Modelo esquemático do ambiente deposicional do Grupo Bauru, na região de Franca. (Modificado de Fernandes e Coimbra, 1996).....	76
Figura 20. Litofácies e estruturas sedimentares da Formação Franca, da região de Franca....	78
Figura 21. Modelo deposicional esquemático da Formação Franca, na região de Franca.....	85
Figura 22. Litofácies e estruturas sedimentares das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas, da região de Franca. (Modificado de Miall, 1996).....	86
Figura 23. Modelo deposicional esquemático para as Coberturas Arenoso-Conglomeráticas na porção sul-sudeste da área de pesquisa (bacia dos rios Sapucaizinho/Santa Bárbara), região de Franca.....	92
Figura 24. Principais lineamentos da região de Franca, extraídos da imagem de satélite (Franca, E = 1:250.000).....	96
Figura 25. Mapa da distribuição dos principais lineamentos, com rosetas ilustrando suas direções preferenciais nas porções norte e sul da área de estudo.....	98
Figura 26. Mapa de lineamentos da área de estudo distinguindo feições regionais (E= 1:250.000) e de detalhe (E= 1: 60.000).....	100
Figura 27. Distribuição dos lineamentos NE (a) e NW (b) na área de estudo.....	101
Figura 28. Distribuição dos lineamentos E-W (a) e N-S (b) na área de estudo.....	102
Figura 29. Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos pólos das juntas, no Grupo Araxá (a), na Formação Aquiduaana (b), na Formação Botucatu (c), nos derrames (d) e no <i>sill</i> (e) da Formação Serra Geral, nas coberturas cenozóicas(f).....	103
Figura 30. Projeções estereográficas das falhas no Grupo Araxá (a), na Formação Botucatu (b), nos derrames (c) e no <i>sill</i> (d) da Formação Serra Geral, nas coberturas cenozóicas (e), e em aluviões recentes (f).....	105

Figura 31. Distribuição de falhas normais, falhas inversas e de lineamentos regionais (E= 1:250.000) e de detalhe (E= 1:60.000), na região de Franca.....	107
Figura 32. Distribuição de falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, e de lineamentos regionais (E= 1:250.000) e de detalhe (E= 1:60.000), na região de Franca.....	109
Figura 33. Formas comuns de diamantes: A - (a) octaedro, (b) e (c) formas transicionais de corrosão primária passando de octaedro para rombododecaedro (d) e hexaoctaedro (e), segundo Haralyi (1989) e Chaves (1997, <i>apud</i> Chaves e Svisero, 2000); B - (a) Octaedro; (b) a (e) feições de corrosão passando de octaedro para tetra-hexaedro; (f) tetra-hexaedro; (g) tetra-hexaedro achatado; (h) tetra-hexaedro alongado; (i) octaedro geminado com octaedro; (j) tetra-hexaedro geminado com tetra-hexaedro; (k) octaedro com reabsorção diferencial em degraus, (l) cubo com reabsorção nas arestas, passando para dodecaédrica, adaptado de Robinson (1979, <i>apud</i> Gurney, 1989).....	111
Figura 34. Mapa de distribuição das ocorrências diamantíferas da região de Franca. Fontes: IPT (1990), COMIG (1994), Marconi (1962) e dados de campo.....	113
Figura 35. Mapa de distribuição da assembléia de minerais pesados da região de Franca...	117
Figura 36. Principais acompanhantes dos diamantes e suas denominações de campo. (Modificado de Reis e Cunha Neto, 1982, Cruz, 1985 e IPT, 1990).....	123
Figura 37. Espectrogramas e respectivas análises composicionais semiquantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos da bacia do rio Santa Bárbara, Província Diamantífera de Franca.....	124
Figura 38. Espectrogramas e respectivas análises composicionais semi-quantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos das províncias diamantíferas de Franca (A - turmalina preta; B - rutilo; C - ilmenita e D - monazita).....	127
Figura 39. Espectrogramas e respectivas análises composicionais semiquantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos das províncias diamantíferas de Franca (A-rubi; B-safira; C-córindon; D-granada)	129
Figura 40. Compartimentação morfotectônica da região sudeste do Brasil, segundo Morales e Hasui (2001).....	140
Figura 41. Mapa geomorfológico da região de Franca.....	143
Figura 42. Mapa da rede de drenagem principal da região de Franca.....	145
Figura 43. Mapa de detalhe da rede de drenagem da região de Franca.....	146
Figura 44. Mapa morfoestrutural da região de Franca.....	148

Figura 45. Modelo digital do terreno exibindo a compartimentação geomorfológica da região de Franca.....	149
Figura 46. Modelo digital do terreno exibindo a compartimentação morfoestrutural da região de Franca.....	151
Figura 47. Mapa Morfotectônico da região de Franca.....	159
Figura 48. Mapa de distribuição das principais anomalias de drenagens da região de Franca, destacando importantes alinhamentos de cotovelos nas direções , aproximadamente, N-S, E-W, NNW e NNE, capturas iminentes segundo as direções NNE, NNW e NE, e uma captura orientada segundo a direção NE.....	161
Figura 49. Mapa de lineamentos de canais de primeira ordem e respectivos diagramas de roseta de frequência e comprimentos acumulados.....	163
Figura 50. Modelo esquemático da análise cinemática morfotectônica da região de Franca em blocos, durante o Cretáceo Superior-Eo-Cenozóico (a) e Mioceno-Pleistoceno (b).....	165
Figura 51. Modelo digital do terreno mostrando o controle tectônico condicionando a morfologia da região de Franca.....	166
Figura 52. Seções esquemáticas ilustrando a evolução tectono-sedimentar mesozóico-cenozóica da região de Franca.....	168

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Fotografia 1. Quartzitos apresentando alternância de níveis moscovíticos e foliação subparalela, orientados na direção N50W/23SW, situados próximo à fazenda Boqueirão (UTMs 266, 7755).....	46
Fotografia 2. Dobras recumbentes mostrando deformações NW-SE com fase rúptil associada responsável pelo fraturamento paralelo ao plano axial da mesma, situadas próximo à Represa do Peixoto (UTMs 269, 7757).....	46
Fotografia 3. Afloramento de granada-moscovita xisto, mostrando grãos centimétricos de granada (0,5 cm) envoltos por foliação orientada a NW-SE, localizado no cruzamento da estrada que dá acesso a Goianases (MG) com o ribeirão São Pedro.....	46
Fotografia 4. Arenitos finos Formação Aquidauana apresentando estratificação cruzada planar a acanalada de médio porte, aflorantes no sudeste da área. Formação Aquidauana.....	50
Fotografia 5. Alternância de canais conglomeráticos (c) e arenosos (a) da Formação Aquidauana, que ocorrem no extremo sudeste da área.....	50
Fotografia 6. Detalhe da Fotografia 2 mostrando seixo subarredondado de xisto (xt) na base de um canal conglomerático da Formação Aquidauana.....	50
Fotografia 7. Formação Botucatu exibindo arenito estratificação cruzada de grande porte, aflorante na serra do Itambé (UTMs 282, 7735).....	52
Fotografia 8. Canais de conglomerados e arenitos conglomeráticos intercalados por arenitos com estratificação cruzada de grande porte, aflorantes no <i>front</i> da escarpa, próximo a Goianases, MG (UTMs 290, 7705). Fonte: Moreira e Penati (1994).....	52
Fotografia 9. Arenito apresentando estratificação cruzada acanalada, pertencente a Formação Botucatu, presentes na porção nordeste da área (Morro da Bolandeira, UTM 276, 7753).....	54
Fotografia 10. Formação Botucatu mostrando as mega-estratificações cruzadas truncadas por diversos fraturamentos (Fazenda Bom Retiro, serra do Itambé) (UTMs 283, 7739).....	54
Fotografia 11. Arenito Botucatu apresentando falhamentos normais (NE/SW) sin-sedimentares, na serra do Itambé (UTMs 282, 7735).....	54
Fotografia 12. Basaltos de cor cinza-esverdeada apresentando disjunção colunar e esfoliação esferoidal, aflorando na serra das Goiabas (UTMs 252, 7743).....	56

Fotografia 13. Basalto apresentando feições venulares horizontalizadas, com preenchimento de material caulínítico, aflorando próximo a Franca, na estrada que liga esta localidade a Cristais Paulista (UTMs 247, 7727).....	56
Fotografia 14. Vista panorâmica evidenciando a serra dos Peixotos, a qual é sustentada pelos basaltos da Formação Serra Geral. Arenitos com estratificação cruzada de grande porte e conglomerados intercalados da Formação Botucatu, no fronte da escarpa (UTMs 289, 7709).....	56
Fotografia 15. Contato, por falha normal, entre basaltos (B) da Formação Serra Geral e arenitos inconsolidados da Formação Franca (A) (UTMs 247, 7724).....	56
Fotografia 16. Conglomerados da fácies Ccp exibindo estratificação cruzada planar, aflorantes na serra de Franca (UTMs 264, 7728).....	61
Fotografia 17. Pacote métrico (>1m de espessura) de conglomerado da fácies Ccp, aflorante na serra de Franca (UTMs 265, 7729).....	61
Fotografia 18. Fácies de conglomerados estratificados (Ccp), apresentando crosta limonítica (Li) <i>in situ</i> , de cerca de 30 cm de espessura, a qual se encontra fragmentada. Serra de Franca (UTMs 268, 7729).....	61
Fotografia 19. Intercalação de canais conglomeráticos (Ccm, Dm e Cc) e arenosos (Ag, Am) do Grupo Bauru aflorantes a norte de Franca (UTMs 256, 7739).....	62
Fotografia 20. Fácies de conglomerados caóticos (cc) dispersos em meio a conglomerados maciços (Ccm) do Grupo Bauru e da Formação Franca sobreposta. Planalto de Franca (UTMs 269, 7729).....	62
Fotografia 21. Fácies de conglomerados suportados por matriz siltico-argilosa (Dm), aflorante no planalto de Franca, exibindo seixos arredondados de quartzito (sx) (UTMs 264, 7728).....	62
Fotografia 22. Fácies de arenito com estratificação cruzada planar (Ap), aflorante na rodovia SP-334, que liga Franca a Pedregulho (UTMs 246, 7744).....	62
Fotografia 23. Arenito de granulação fina a média apresentando estratificação plano-paralela (Ah), distribuídos ao longo da serra de Franca (UTMs 257, 7727).....	66
Fotografia 24. Arenitos maciços (Am) intercalados com arenitos estratificados (Ap) e conglomerados maciços sustentados pelos clastos (Ccm), apresentando-se plintificados. Serra dos Agudos (UTMs 270, 7734).....	66
Fotografia 25. Fácies de pelitos maciços (Fm) aflorando na serra de Franca como níveis truncados, intercalados em arenitos maciços (Am) (UTMs 274, 7727).....	66

Fotografia 26. Pacotes de arenitos (Am) e arenitos conglomeráticos (Ag) da Unidade I, sobrepostos por arenitos maciços (Am), arenitos conglomeráticos (Ag) e conglomerados (Ccm, Ccp, Cc) da Unidade II, distribuídos ao longo na rodovia SP-334, no trecho entre Franca e Cristais Paulista. Os contatos inferior com basaltos (Ba), e superior, com fácies arenosas (Am) e conglomeráticas (Ccm e Cc) da Formação de Franca, são dados por discordância erosiva (d). Franca (UTMs 247, 7727).....	72
Fotografia 27. Fácies de conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm) do Grupo Bauru sobrepostos, em contato erosivo, por conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm) da Formação Franca (UTMs 269, 7729).....	74
Fotografia 28. Arenitos conglomeráticos apresentando gradação normal (n) e inversa (i) associados a fácies conglomeráticas (Cc, Ccm) da Formação Franca aflorantes na SP-334. Encontram-se sobrepostos por arenitos maciços (Am). Afloram na SP-344 entre Cristais Paulista e Pedregulho (UTMs 248, 7752).....	74
Fotografia 29. Pacotes tabulares de conglomerados maciços (Ccm) da Formação Franca, associados a conglomerados caóticos (Cc) e arenitos estratificados (Ah), aflorantes na serra do Itambé. Ocorrem em discordância (d) sobre a Formação Botucatu (Ar), apresentando ondulações das camadas. Serra do Itambé (UTMs 280, 7735).....	74
Fotografia 30. Fácies de conglomerados caóticos (Cc) associados a conglomerados (Ccm) e arenitos maciços (Am), apresentando fragmentos decimétricos (25 cm) de crosta laterítica (li), aflorantes na SP-334 (UTMs 248, 7752).....	80
Fotografia 31. Camada centimétrica (0,3 m) de conglomerados maciços suportados pelos seixos (Ccm) associados a conglomerados caóticos (Cc) (UTMs 252, 7757).....	80
Fotografia 32. Arenitos maciços (Am) friáveis da Formação Franca sobrepostos a conglomerados maciços (Ccm), aflorantes na serra do Itambé, em discordância erosiva (d) sobre arenitos Botucatu (Ar) (UTMs 282, 7735).....	80
Fotografia 33. Fácies de conglomerados maciços (Ccm) sobrepostos, abruptamente, por arenitos maciços (Am) da Formação Franca, aflorantes próximo a localidade de Aterrado, na serra do Itambé (UTMs 280, 7746).....	83
Fotografia 34. Arenitos (Am, Ag) e conglomerados (Ccm, Cc) da Formação Franca, sobrepostos em contato erosivo a basaltos da Formação Serra Geral (Ba). Franca (UTMs 247, 7727).....	84
Fotografia 35. Conglomerados maciços (Ccm) suportados pelos seixos, sobrepostos por arenitos maciços (Am), aflorantes no local denominado “Terra Seca”, próximo à confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho (UTMs 25, 7711).....	87

Fotografia 36. Conglomerado maciço suportado pelos seixos (Ccm) apresentando matriz siltico-argilosa (terraço alçado?) sobreposto abruptamente por conglomerado maciço (Ccm) (Cobertura arenoso-conglomerática). Confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho (UTMs 257, 7710).....	87
Fotografia 37. Fácies de conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm), associados a conglomerados desorganizados (Cc), jazendo em discordância (d) sobre a Formação Aquidauana (A), no sudeste da área. Encontram-se sobrepostos por conglomerados maciços suportados por matriz siltico-argilosa (Ccm). Capetinga (UTMs 285, 7715).....	87
Fotografia 38. Nível conglomerático (Ccm) sobreposto em contato abrupto por arenito maciço (Am), aflorantes na rodovia SP-334, que liga Franca a Pedregulho (UTMs 246, 7744).....	87
Fotografia 39. Colinas capeadas por conglomerados e arenitos pouco consolidados da unidade Cobertura Arenoso-conglomerática (ciclo Velhas) situadas na confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho, no local denominado Terra Seca, a 700 m de altitude (UTMs 258, 7711). No detalhe, observa-se uma calha para extração de diamante (Foto 41 a) destacando conglomerados da fácies Ccm (Foto 41 b) sobrepostos por arenitos da fácies Am (Foto 41 a).....	89
Fotografia 40. Depósitos de tálus distribuídos como leques no sopé da serra dos Rosas (UTMs 272, 7725).....	93
Fotografia 41. Paleocanal (NNW-SE) do córrego do Alto da Cruz capturado pelo ribeirão São Tomé, exibindo conglomerados suportados pelos seixos (Ca), aflorando na serra do Itambé (UTMs 282, 7735).....	94
Fotografia 42. Alinhamento de voçorocas na direção NNW, associadas ao desenvolvimento de escarpas de falha e à captura do córrego Alto da Cruz.....	153
Fotografia 43. Vista para SSW, exibindo relevo de colinas médias, do compartimento de cimeira ou de planaltos III.....	153
Fotografia 44. Serra da Chapada exibindo facetas triangulares e <i>shutter ridge</i> no fronte da escarpa sustentada pelo Grupo Araxá-Canastra.....	153
Fotografia 45. Morros testemunhos (Morro da Bocaina) do Compartimento de Escarpas e Esporões I orientados segundo a direção NNW, situados no centro-leste da área.....	155
Fotografia 46. Cotovelo (<i>elbow</i>) de captura do córrego Alto da Cruz (NNW) pelo ribeirão São Tomé (NE), desenvolvendo soleiras (<i>knick points</i>).....	162

Fotografia 47. Paleocanal (*wind gap*) do córrego Alto da Cruz capturado pelo ribeirão São Tomé, exibindo conglomerados (C) entalhados em Arenitos (A) da Formação Franca.....162

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Assembléia mineralógico-litológica dos sedimentos conglomeráticos supra-basálticos, da região de Franca	63
Tabela 2. Assembléia de minerais pesados dos sedimentos conglomeráticos suprabasálticos, da região de Franca.....	116

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 1. Assembléia mineralógica associada às ocorrências diamantíferas de Franca (fotos 1 a 7). Foto 1: Grãos subarredondados a arredondados de limonita (li), quartzo leitozo (qz), quartzito (qtz) e basalto (ba). Foto 2: Grãos subarredondados a arredondados de basalto. Foto 3: Cristais subédricos a arredondados de cianita. Foto 4: Detalhe da Foto 3, mostrando cristais de cianita subédricos e translúcidos. Foto 5: Grãos subarredondados a arredondados de zircão, variando de cor amarela clara a acastanhada. Foto 6: Grão de zircão apresentando arestas desgastadas. Foto 7: Fragmento anguloso de turmalina verde, apresentando aspecto fibroso. Foto 8: Ouro em forma de plaquetas.....125

Prancha 2. Exemplares de minerais pesados que ocorrem associados às ocorrências diamantíferas de Franca. Foto 1: Cristal euédrico de rutilo. Foto 2: Cristal euédrico de ilmenita. Foto 3: Dois grãos arredondados de córindon (rubi). Foto 4: Grão arredondado de córindon (safira). Foto 5: Aresta desgastada de fragmento de cristal de granada. Foto 6: Grão subanguloso de córindon. Foto 7: Feição de “caixa de ovos” em grão de granada almandina.128

Prancha 3. Exemplares de diamantes provenientes do ribeirão São Tomé. Foto 1: Diamantes dodecaédricos e tetra-hexaédricos achatados, incolores a amarelos. Foto 2: Exemplar de diamante dodecaédrico apresentando cor amarela esverdeada. Foto 3: Diamante cubo-tetra-hexaedro, lascado (seta). Foto 4: Diamante octaédrico. Foto 5: Dois exemplares de diamante, um irregular apresentando faces de cubo (a) e outro octaédrico (b). Foto 6: Diamante octaédrico geminado. Foto 7: Exemplar de diamante incolor, tetrahexaédrico achatado (*flat*), lascado (seta). Foto 8: Exemplar de diamante irregular.....131

Prancha 4. Exemplares de diamantes provenientes da região de Franca (ribeirão São Tomé). Foto 1: Vinte exemplares de pequenos diamantes (menores que 0,30 ct) incolores e opacos. Foto 2: Diamantes incolores apresentando forma tetra-hexaédrica achatada (*flat*), com inclusões negras (seta). Foto 3: Dois cristais de diamantes dodecaédricos, apresentando inclusões minerais de cor negra (seta). Foto 4: Exemplar de diamante dodecaédrico, opaco. Foto 5: Fragmento irregular de diamante. Foto 6: Dois exemplares de diamantes carbonados.....132

Prancha 5. Diamantes provenientes da região de Franca (rio das Pedras). Foto 1: Cristais de diamantes incolores a amarelo claro. Foto 2: Detalhe da Foto 1 mostrando exemplar de diamante incolor, octaedro-dodecaedro, lascado (seta). Foto 3: Detalhe da Foto 1 mostrando diamante incolor, tetra-hexaédrico achatado (*flat*). Foto 4: Detalhe da Foto 1 exibindo

diamante incolor, irregular com faces de dodecaedro. Foto 5: Detalhe da Foto 1 mostrando	
diamante incolor irregular.....	138

RESUMO

A região de Franca situa-se na borda nordeste da Bacia do Paraná, sendo margeada a nordeste por um soerguimento regional contemporâneo à individualização da Placa Sul-Americana e abertura do Oceano Atlântico Sul, o Soerguimento do Alto Paranaíba.

A área é caracterizada por rochas do Grupo Araxá-Canastra (Pré-Cambriano) sobrepostas discordantemente por, da base para o topo, arenitos e conglomerados glaciogênicos da Formação Aquidauana (Permo-Carbonífero), arenitos eólicos e conglomerados eólico-fluviais da Formação Botucatu (Jurássico-Cretáceo) intercalados por rochas basálticas (derrames e *sills*) da Formação Serra Geral (Cretáceo), e rochas siliciclásticas do Grupo Bauru (Cretáceo Superior). Estas rochas encontram-se recobertas por sedimentos inconsolidados (Cenozóico), freqüentemente lateritizados.

A história geológica mesozóico-cenozóica da região de Franca foi determinada por mecanismos tectono-sedimentares controlando a distribuição da sedimentação detrítica e formação de pláceres diamantíferos. O estudo de fácies sedimentares das unidades mesozóico-cenozóicas permitiu a caracterização das assembléias mineralógicas presentes, sob o enfoque de sedimentação fortemente vinculada a eventos de desnudação continental, com o preenchimento sedimentar de bacias, associado à elaboração de superfícies de aplanamento.

O comportamento morfoestrutural e morfotectônico, ao qual as unidades aflorantes foram submetidas, condicionando a morfologia do relevo e a instalação da rede de drenagem num quadro estrutural, permitiu a caracterização da evolução tectono-sedimentar da região, sob um enfoque neotectônico.

No Cenozóico, a morfologia do relevo e a instalação da rede de drenagem parecem fortemente controladas por um quadro de estruturas tectônicas, dominando orientações NW-SE e E-W associadas a feições transtensionais e feições orientadas segundo NE-SW de caráter transpressivo.

A superimposição de vários ciclos tectono-sedimentares condicionou, possivelmente, a erosão de rochas kimberlíticas presentes no Soerguimento do Alto Paranaíba, adjacentes à Bacia do Paraná, proporcionando seleção e enriquecimento progressivo de material resistato (rochas e minerais estáveis a ultra-estáveis) nos sedimentos suprabasálticos cretáceos (Grupo Bauru) e cenozóicos (Formação

Franca e Coberturas Arenoso-Conglomeráticas), evoluindo para a formação de pláceres diamantíferos (terraço alçado e leito ativo) quaternários.

A assembléia mineralógica que ocorre na região é formada de magnetita, ilmenita, limonita, göethita, quartzo, cianita, córindon, sílex, zircão, turmalina, rutilo, granada, ouro, basalto/diabásio, arenito, quartzito e, eventualmente, diamantes, entre outros. Essa assembléia é compatível com aquela dos sedimentos supra-basálticos.

Distinguem-se diamantes tetra-hexaédricos, octaédricos, cúbicos e irregulares, apresentando-se incolores e amarelo-claros com tamanhos concentrados entre 0,10 – 0,30 ct e qualidade gema.

As ocorrências diamantíferas distribuem-se nos aluviões e terraços, principalmente, dos rios Canoas, Cascavel, das Pedras, do Ouro, Macaúbas, Santa Bárbara, Sapucaizinho e São Tomé. Essas bacias desenvolveram-se em anfiteatros limitados por escarpas controladas por estruturas regionais, determinando os contornos da Bacia do Paraná, em cujos platôs estão distribuídas as serras e as suas nascentes.

ABSTRACT

The region of Franca is located in the northeastern limits of the Paraná Basin, aside the Alto Paranaíba Uplift, with associated kimbelitic bodies. Its evolution is contemporaneous to the individualization of the South America Plate and by the opening of South Atlantic Ocean.

The Mesozoic-Cenozoic geology of the Franca region is characterized by basement rocks of Araxá Group (Pré-Cambrian) overlaid, from bottom to top, by glaciogenic sandstones and conglomerates of the Aquidauana Formation (Permo-Carboniferous), eolic sandstone and fluvial-eolic conglomerates of the Botucatu Formation (Jurassic-Cretaceous), basaltic rocks of the Serra Geral Formation (Cretaceous), and by siliciclastic rocks of the Bauru Group (Late Cretaceous). All these rocks are covered unconformably, by lateritized eluvial-coluvial cenozoic sediments.

The area was conditioned by tectono-sedimentary events, wich controlled the detritic sedimentary distribution and the diamontiferous placers. The sedimentary facies study was done to characterize the mineralogical assemblage, under the light of a sedimentation associated with continental denudation, and planation surface elaboration.

The morphotectonic and morphostructural pattern determine the relief features and the instalation of the drainage network on a structural frame, and allow to interpret the tectono-sedimentary evolution of the region in a neotectonic context.

During the Cenozoic, the relief and drainage network instalation were controlled by tectonic structures associated with transtensive (NW-SE and E-W) and transpressive (NE-SW) features.

The sequence of different tectono-sedimentary cycles resulted, probably, in erosion of kimberlitic of the Alto Paranaíba Uplift, provinding selection and progressive enrichment of resistent material, stable and ultra-stable rocks and minerals in to the Cretaceous (Bauru Group) and Cenozoic (Franca Formation and conglomeratic sandstone covers) sediments, coming to form Quaternary diamantiferous placers.

The mineral assemblage associated are magnetite, ilmenite, limonite, goethite, quartz, kyanite, corindon, silex, zircon, tourmaline, rutile, citrine, garnet, gold, besides diamonds, basalt, diabase, sandstone, among others. Such assemblage is consistent with suprabasaltic sediments.

The diamond populations showing gem quality occur in the hidrographic basins of Canoas, Cascavel, das Pedras, do Ouro, Macaúbas, Santa Bárbara, Sapucaizinho e São Tomé rivers, where are recovered from high and low terraces, and active stream sediments: i) tetrahexahedral (almost spherical) diamonds, ii) octahedral, cubic and irregular crystals. Both populations are colourless to yellow, and their sizes are concentrated between 0,10 to 0,30 ct/st.

These basins developed amphitheatres limited by scarpments controlled by regional structures, determining the Sul-Americana Surface contours in the Paraná Basin, in which plateaux, mountains and their springs are distributed.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região de Franca representa uma porção peculiar da borda nordeste da Bacia do Paraná (Fanerozóico) assentada sobre o Grupo Araxá-Canastra (Pré-Cambriano), localizando-se a sudoeste do Soerguimento Alto Paranaíba (Cretáceo).

Destaca-se do contexto regional por apresentar características geológico-geomorfológicas próprias, desenvolvendo relevos residuais e cuevas esculpidas por bacias de drenagens, com pláceres diamantíferos orientadas segundo direções estruturais.

Estudos recentes têm mostrado, à luz da Neotectônica, o condicionamento geológico do Sudeste brasileiro aos eventos de separação e deriva continental da placa Sul-Americana, com arqueamentos regionais associados (Soerguimento Alto Paranaíba, Arco de Ponta Grossa), desenvolvidos durante o Mesozóico-Cenozóico. Tais eventos determinaram padrões estruturais, individualização de bacias e distribuição de depósitos sedimentares, padrões de drenagem, formação de relevo e de superfícies de aplanamento.

Os trabalhos antes desenvolvidos na região de Franca não se mostraram concludentes com relação à evolução geológica, aos controles estruturais e estratigráficos, ou apresentavam objetivos distintos dos propostos neste trabalho. Assim sendo, a dinâmica cenozóica controlando a sedimentação associada à formação e destruição da Superfície Sul-Americana, a evolução e o controle tectônico da drenagem e dos aluviões, os quais constituem pláceres mineralizados com diamante, mostra-se fundamental na compreensão da história geológica da região. A ampla distribuição de unidades sedimentares arenoso-conglomeráticas conduziu à realização de um estudo detalhado complementar baseado na análise de fácies sedimentares. A análise mineralógica realizada complementa os estudos faciológicos com a comparação de minerais entre sedimentos aluvionares e demais unidades sedimentares aflorantes, assim como com a identificação de feições morfoscópicas nos grãos indicativas de transporte sedimentar.

A região de Franca constituiu, segundo Ponçano *et al.* (1992), um importante pólo produtor de diamantes no século XIX, quando o Brasil liderava a produção mundial de diamantes. A implantação da indústria lapidária em Franca, entre 1975 e 1981, envolveu cerca de 40 oficinas de lapidação, 180 lapidários e 150 garimpeiros,

com um comércio atingindo 50.000 a 80.000 ct/ano, em uma Cooperativa (IPT, 1990), a qual se encontra atualmente em processo de reativação. A exploração é clandestina; entretanto, o comércio informal de pedras permanece ativo.

Assim sendo, o projeto de pesquisa inicial para este trabalho previa um estudo voltado para a caracterização mineralógica e rastreamento de minerais satélites de diamantes na região de Franca, fazendo parte do convênio entre a UNESP de Rio Claro e a de Franca em parceria com as prefeituras de Franca e Patrocínio Paulista.

1.1 - OBJETIVOS

O objetivo maior desta pesquisa consiste na compreensão da história evolutiva mesozóico-cenozóica da região de Franca sob enfoque neotectônico, focalizando a influência da tectônica cenozóica controlando as estruturas, a litoestratigrafia, o retrabalhamento e distribuição dos pacotes sedimentares, a reconcentração mineralógica, a formação/destruição da paisagem, as suas inter-relações e associações com os eventos pré-cenozóicos e suas implicações na gênese de pláceres diamantíferos. Para tal, foram perseguidas os objetivos intermediários:

- 1) Mapeamento geológico na escala 1:50.000, com auxílio de mapas topográficos, imagens de satélite e fotografias aéreas em escalas de detalhe.
- 2) Mapeamento detalhado de fácies sedimentares, de seus processos sedimentares, com o intuito de determinar o ambiente deposicional e a caracterização das distintas unidades estratigráficas aflorantes;
- 3) Estudo preliminar do quadro estrutural, com ênfase nas falhas e fraturas, geometria e cinemática, visando identificar o controle estrutural na formação e deposição das seqüências sedimentares, bem como os regimes tectônicos que afetaram a área;
- 4) Caracterização do quadro geomorfológico, o estabelecimento das unidades morfotectônicas e morfoestruturais e a determinação das etapas de evolução da paisagem, às quais a área de estudo vem sendo submetida desde o Mesozóico;
- 5) Comparação entre a composição mineralógica e as características morfooscópicas dos grãos das diferentes unidades estratigráficas aflorantes com

aquelas de bacias hidrográficas mineralizadas a diamante, para a caracterização das principais unidades que contribuem na formação dos aluviões e dos processos sedimentares responsáveis por seu transporte e deposição;

6) Levantamento geral dos garimpos para a caracterização da distribuição das ocorrências diamantíferas e identificação da(s) possível(is) área(s)-fonte dos sedimentos mineralizados, com a finalidade de identificar as rochas fornecedoras ou hospedeiras da mineralização [fonte(s) secundária(s), ou imediata], baseada na caracterização das fácies preferenciais para ocorrência de diamantes nas unidades conglomeráticas da Bacia do Paraná e/ou nos corpos conglomeráticos dos sedimentos cenozóicos sobrepostos.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo localiza-se no nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste de Minas Gerais. Situa-se na porção central da Folha Franca (SF.23-V-A, DNPM, 1987), na escala 1:250.000, sendo limitada pelos paralelos 20°15' e 20°45' S e meridianos 47°00' e 47°30' W (Figura 1). Abrange as folhas de Capetinga (SF.23-V-A-V-2, IBG, 1972a), Franca (SF.23-V-A-V-1, IBG, 1972c), Pedregulho (SF.23-V-A-II-3, IBG, 1972d), e Marechal Mascarenhas (SF.23-V-A-II-4, IBG, 1972d), nas escalas 1:50.000.

Os principais acidentes geográficos compreendem a serra ou planalto de Franca, além das serras dos Agudos, dos Borges, da Chapada, da Faquinha, dos Garcias, das Goiabas, dos Figueiredos, do Itambé, dos Peixotos e dos Rosas. As principais depressões compreendem as calhas dos rios Santa Bárbara, Sapucaizinho, Canoas, dos ribeirões São Pedro, das Pedras, Cascavel, além de pequenas porções dos rios Grande e Sapucaí (Figura 1).

O acesso à área (Figura 1) é feito pela rodovia Cândido Portinari (SP-334), a qual liga Ribeirão Preto a Franca, seguindo para norte até Rifaina, no limite com o Estado de Minas Gerais. Estradas vicinais pavimentadas ligam Franca aos municípios de Patrocínio Paulista, Itirapuã, Restinga, Cristais Paulista, Pedregulho, Claraval, no Estado de São Paulo, e Capetinga, Goianases e Ibiraci, no Estado de Minas Gerais.

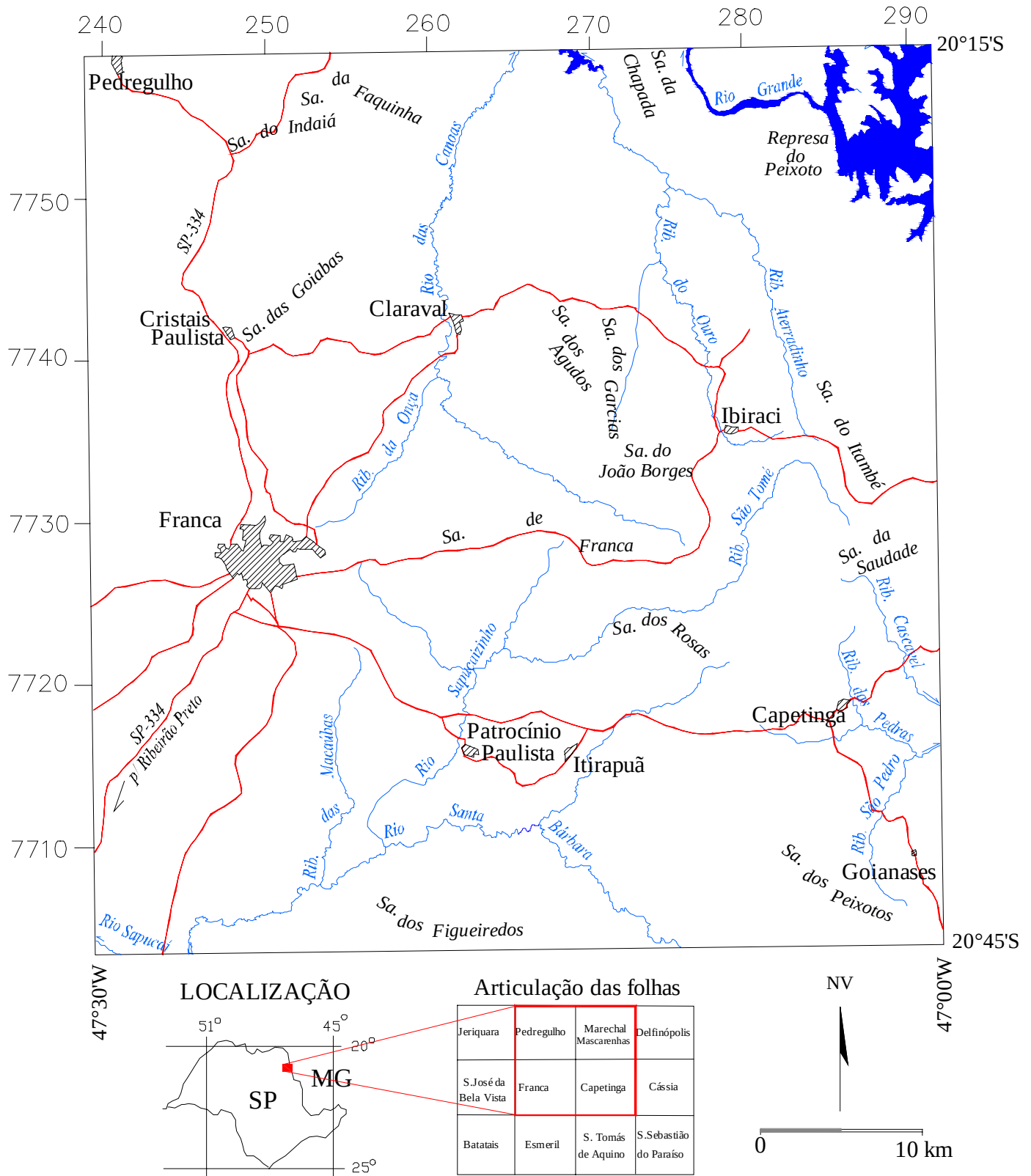


FIGURA 1
Mapa de localização e acesso à área de estudo, e articulação das folhas na escala 1:50.000.

1.3 – CONCEITOS E TERMINOLOGIAS

A discussão de alguns conceitos pertinentes ao tema da tese fazem-se necessários para a compreensão do texto que está sendo apresentado, os quais estão descritos a seguir.

1.3.1 – Processos sedimentares

Leques aluviais constituem sistemas deposicionais em forma de leque aberto ou de segmento de cone, caracterizados por canais fluviais distributários de grande mobilidade lateral, os quais se formam em planícies ou vales largos, onde rios provenientes de relevos altos adjacentes espraíam-se adquirindo padrão radial devido ao desconfinamento de fluxo. A queda na velocidade da corrente, a diminuição na profundidade da água e a redução na capacidade de transporte sedimentar promovem sedimentação da carga transportada e assoreamento do canal com alteração no traçado do rio (Miall, 1990, 1992; Nilsen, 1982).

Collinson (1986) descreve leques aluviais como sedimentos de granulometria grossa (cascalhos e areias) oriundos de uma fonte soerguida que é rapidamente erodida, sendo formados por fluxos confinados ou movimentos de massa, onde a desaceleração do fluxo ou desconfinamento permite a deposição dos sedimentos, ou de parte deles sob a forma de leques em terrenos rebaixados adjacentes. Refere-se aos depósitos formados por fluxo canalizado como sendo produto de fluxos fluidos ou de baixa viscosidade, podendo ser separados em corrente canalizada (*stream channel*), fluxo laminar (*sheetflood*) e depósitos residuais (*sieve deposits*). Nilsen (1982) considera os processos deposicionais que atuam nos leques aluviais como resultantes de *fluxos gravitacionais*, referidos como fluxo de detritos (*debris flow*) e fluxo de lama (*mud flow*) e de *fluxo aquoso* canalizado ou não (*stream flow*).

Leques aluviais distinguem-se em: i) leques dominados por fluxos de gravidade e ii) leques fluviais (ou aluviais). Os **leques dominados por fluxos de gravidade** são caracterizados pela interação de processos gravitacionais e fluviais, em clima semi-árido ou úmido (Collinson, 1986; Miall, 1996). Fluxos de gravidade são produzidos por: i) fluxo de detritos, onde o peso do sedimento é maior que 80% do total da massa, e ii) fluxo fluidizado, onde o peso do sedimento varia entre 40-80% do total da massa (Lowe, 1979)

Fluxos de detritos podem ser coesivos e não-coesivos, constituindo movimentos onde clastos de grandes dimensões são transportados em massa, podendo, por vezes, estar confinados a canais (Lowe, 1979). São pobremente selecionados, argilosos, com gradação inversa na porção basal, formados por expansão lateral do fluxo em lençóis ou lobos, sendo fluxos de lama similares a fluxos de detritos, embora apresentem granulometria fina (areia e pelitos) (Nilsen, 1982).

Fluxos fluidizados são sustentados pelo movimento ascendente de fluidos nos poros. Produzem camadas tabulares ou canalizadas de conglomerados clasto-sustentados com gradação normal, podendo ocorrer arenitos estratificados associados, no topo, depositados por correntes geradas na dissipação do fluxo (Lowe, 1979).

Leques fluviais são sistemas de baixo gradiente, dominados por rios permanentes ou intermitentes distinguindo-se: i) leques de rios entrelaçados, caracterizados pela alta porcentagem de cascalho transportado por tração no leito dos canais, produzindo fácies com estratificação cruzada e ii) leques de rios de baixa sinuosidade/meandrantos, onde a vegetação é um fator importante na estabilização dos canais e descarga sedimentar concentrada e contínua (Miall, 1992).

A arquitetura desses depósitos é controlada pela forma da bacia, pela orientação e mergulho dos paleodeclives, pela elevação da área-fonte e pela taxa relativa de subsidência, resultantes da atuação da tectônica (Miall, 1990). Para Rust e Koster (1984) leques aluviais representam os principais indicadores de relevo resultante de soerguimento de margens continentais e de falhamentos intracratônicos, associando-se preferencialmente a regiões áridas ou semi-áridas.

Nas fácies proximais predomina granulação grossa e processos de fluxo gravitacional, podendo desenvolver canal principal; nas fácies intermediárias canais tributários rasos tipo *braided* migram lateralmente, onde são comuns depósitos laminares, os quais se espraíam em direção a jusante, depositando fácies distais de granulometria fina. Quando um falhamento provoca soerguimento da área-fonte ou subsidência da bacia, o sistema aluvial é rejuvenescido e o leque prograda. (Nilsen, 1982; Suguio e Bigarella, 1979).

O gradiente topográfico decresce das cabeceiras para a base, dando origem a perfis longitudinal côncavo e transversal convexo para cima e mergulhos e

direções de transporte dispostos radialmente a partir da origem (Spearing, 1974, *apud* Suguio e Bigarella, 1979) (Figura 2).

As associações de fácies mostram diminuição do tamanho de grãos das cabeceiras para a base em consequência da redução no gradiente topográfico, da diminuição da energia da corrente, do desconfinamento de fluxo e da perda d'água por infiltração e/ou evaporação, apresentando aumento na quantidade de fácies finas e no arredondamento dos clastos, na mesma direção (Rust e Koster, 1984, Assine, inédito).

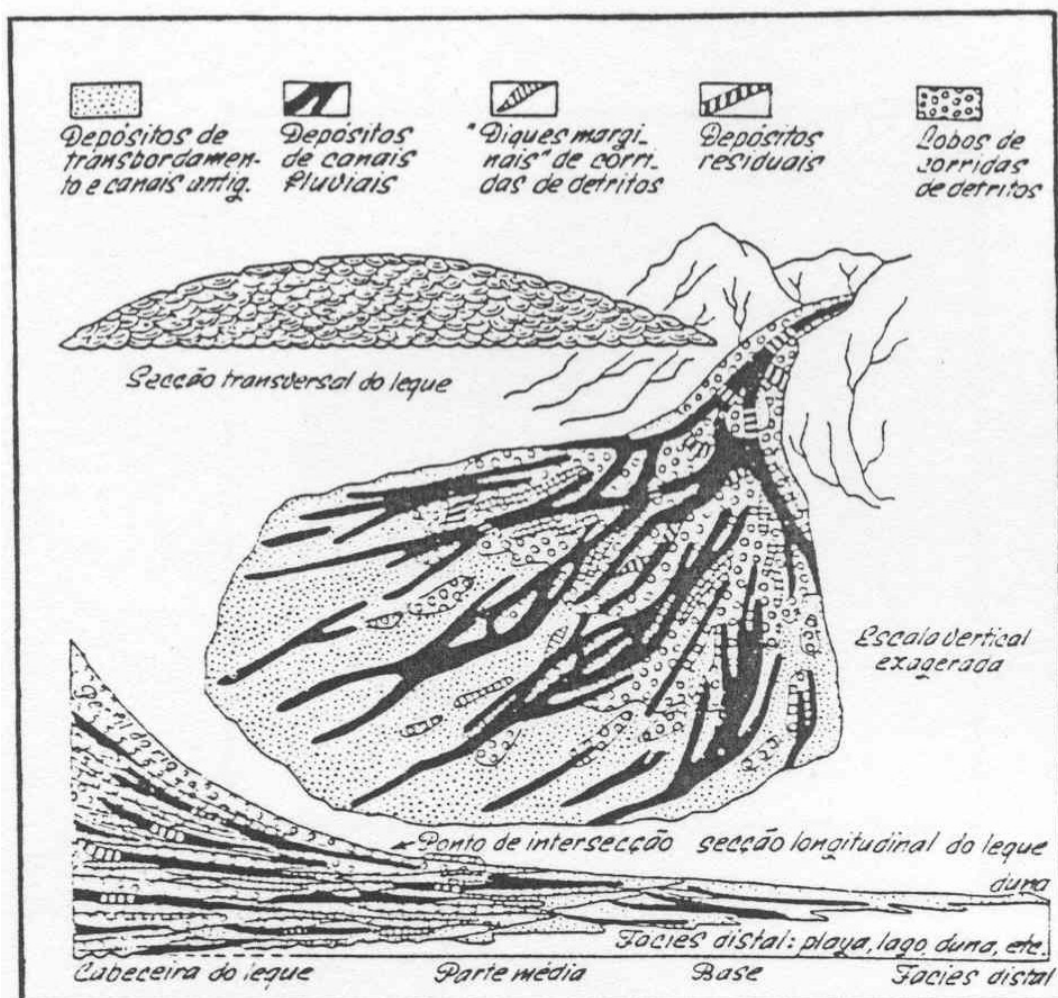
Fluxos de detritos constituem depósitos pobres em estruturas, podendo exibir gradação inversa, normal e inversa transicional para normal, em fluxos pouco viscosos (Nilsen, 1982; Collinson, 1986), apresentando baixo potencial de preservação devido ao constante retrabalhamento por fluxo aquoso (Galloway e Hobday, 1983).

Fluxos canalizados são ricos em estruturas sedimentares de diferentes regimes de fluxo, apresentando pouca quantidade de matriz. Predominam estrutura suportada pelos clastos com imbricação e orientação relativa da direção do fluxo (Nilsen, 1982). São mais comuns em fácies de leques de clima úmido preenchendo canais ou como correntes canalizadas, sendo retilíneos na porção proximal do leque e *braided*, nas porções intermediária e distal.

Depósitos residuais constituem um tipo de depósitos de fluxo canalizado originados em fases de inundação, sob a forma de lobos permeáveis de cascalhos, formando-se em leques de regiões áridas. São mais comuns em leques aluviais modernos, representados por cascalho bem selecionado, bimodais, imbricados formando camadas maciças (Hooke, 1967; Nilsen, 1982).

Depósitos de fluxos laminares são arenosos e apresentam estratificação cruzada e plano-paralela. Resultam da deposição de lâminas de sedimentos como uma série de barras cascalhosas ou arenosas, que podem ser posteriormente dissecadas, típicas nas partes baixas do leque (Hooke, 1967).

Quando os leques se desenvolvem em resposta a falhamento normal, a diferença de nível no relevo se mantém e o ápice do leque permanece fixo, dando origem a uma cunha de sedimentos no lado rebaixado da falha, podendo a área migrar para trás, em sucessivas falhas normais ativas lístricas (Figura 3) (Collinson, 1986).



Distribuição de fácies em leque aluvial. Seção transversal convexa (vista em planta) e seção longitudinal côncava (Spearing, 1974 *apud* Suguio e Bigarella, 1979).

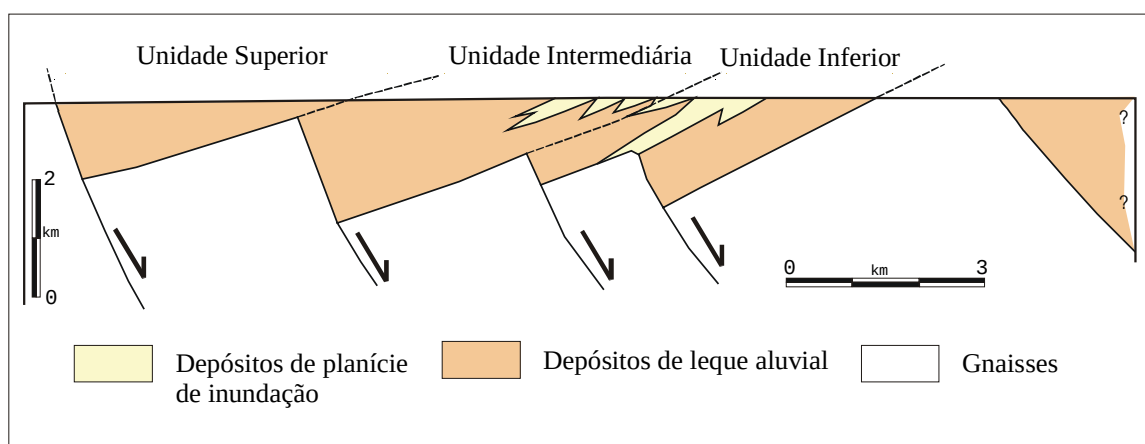


FIGURA 3

Distribuição de cunhas conglomeráticas associadas a falhas normais lítricas sucessivas. Fonte: Steel e Wilson (1975, *apud* Collinson, 1986).

1.3.2 - Neotectônica e Tectônica Ativa

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

Distingue-se de Tectônica Ativa, considerada por Keller e Pinter (1996) e Wallace (1986) como a tectônica manifestada entre 18 a 10 Ma., enfocando as atividades tectônicas que podem reincidir no futuro.

Pavlides (1989) propõe chamar de movimentos alpinos aqueles atuantes desde o Cretáceo, de movimentos recentes ou neotectônicos os que vêm atuando desde o Plioceno, e movimentos modernos os de idade holocênica.

Segundo Hasui e Costa (1996) a INQUA (*International Union for Quaternary Research*) postula a não fixação de limites temporais, definindo como neotectônicos “qualquer movimento da Terra ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica e suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras”.

Hasui e Costa (1996) consideram manifestações neotectônicas no Brasil aquelas relacionadas com a deriva da Placa Sul-Americana, excluindo as manifestações de tectônica distensiva associadas ao processo de abertura do Oceano Atlântico Sul, o qual encerrou-se no Mioceno Médio, idade considerada pela maioria dos autores como limite inferior do período neotectônico. Descrevem o fim das manifestações magmáticas, o início da sedimentação Barreiras e a última fase da sedimentação costeira como a idade provável para o início deste regime.

1.3.3 - Morfoestrutura e morfotectônica

Gerasimov e Meschericov (1968) e Mescherikov (1968), baseados nos preceitos de Gerasimov (1946, *apud* Gerasimov e Meschericov, 1968) e Penk (1953), introduziram o termo *morfoestrutura* como unidades de relevo geradas pela

combinação de atividade tectônica, predominante, e de clima, tais como bacias sedimentares, cadeias orogênicas e plataformas, e o termo *morfoescultura* como o modelado ou formas menores geradas sobre uma ou várias estruturas, dominando a ação exógena. Consideram os terraços, as superfícies de aplanamento e os depósitos correlativos importantes ferramentas para a análise morfoestrutural, uma vez que diferentes morfoestruturas desenvolvem-se em períodos alternantes de soerguimento e estabilização, produzindo dissecação e superfícies de aplanamento regionais, respectivamente.

Demek (1976) propôs uma classificação de morfoesculturas em três tipos de unidades de relevo, da menor para a maior, (i) superfícies geneticamente homogêneas (planícies), (ii) formas de relevo (colinas), (iii) tipos de relevo (conjunto de formas).

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

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

Feições topográficas associadas a falhas normais incluem frentes de montanhas lineares e íngremes, escarpas de falhas, *horsts* e *grabens*, escarpamentos, em escala local, e sistemas de cadeias oceânicas e *rifts valley*, em escala regional (Keller e Pinter, 1996). Facetas triangulares são produtos de deslocamento vertical por falha normal ativa e a incisão da drenagem (Cotton, 1968, Stewart e Hancock, 1990).

Escarpas podem ser produzidas por erosão, segundo Stewart e Hancock (1990), por erosão ou tectônica, podendo estar associadas a falhamentos tipo normal, inverso e direcional.

1.3.4 - Rearranjo da drenagem

Os padrões de drenagem são influenciados pela constituição litológica e pelo clima. Os padrões de drenagem apresentam um forte controle tectônico, sendo freqüentemente utilizados na caracterização de estruturas geológicas com base em fotos aéreas e imagens de satélites (Howard, 1967; Summerfield, 1991).

A tectônica de placas e a evolução associada a margens passivas constitui um forte subsídio na caracterização da evolução da paisagem de longo termo e na reconstituição da história da drenagem, determinando o rearranjo da drenagem em macroescala (Bishop, 1995).

Mudanças no padrão de drenagem são indicadores de mudanças na inclinação do vale. Qualquer deformação tectônica que altera a calha de um rio resultará na busca de equilíbrio alterado por seu novo gradiente (Keller e Pinter, 1996). O rio aumenta a sinuosidade em resposta ao basculamento a jusante (Adams, 1980), sendo a deformação de terraços fluviais dada por falhamentos, arqueamentos e basculamentos.

Segundo Bishop (1995), rearranjo de drenagem compreende a transferência de parte ou de todo o fluxo de um rio para outro, em escala regional ou de detalhe, distinguindo-se captura (*piracy*), desvio (*diversion*) e decapitação (*beheading*) (Figura 4a e b). Resulta no desenvolvimento feições indicativas, tais como cotovelo (*elbow of capture*), *knick point*, *barbed drainage*, vales secos (*wind gap*), terraços rochosos (*strath terrace*), deslocamento de drenagem (*offset*), além de feições de reentrância de anfiteatros (*hollows*):

Captura: constitui a interceptação de uma drenagem por um sistema de drenagem adjacente apresentando erosão remontante mais agressiva (Figura 4a). Associa-se ao aumento da declividade do gradiente por atividade tectônica ou erosão diferencial de rochas menos resistentes, ou por efeitos de arqueamento. Falhamentos transcorrentes geram deslocamentos ao longo da linha de falha (*offsets*);

Desvio: compreende a migração lateral do canal, devido a basculamentos, domeamentos, soerguimento ou por fluxos catastróficos (Figura 4b);

Decapitação: envolve a reorganização da bacia (*catchment*) e da linha de drenagem, com transferência da área de nascente de um rio por outro adjacente (Figura 4b);

Cotovelo (*elbow of capture*): corresponde ao ponto no qual a captura ocorre, caracterizado por uma mudança brusca na direção do canal, em geral da ordem de 90°. Uma malha de drenagem caracterizada por muitos cotovelos de captura constitui uma *barbed drainage*;

Knick point: rejuvenescimento da cabeceira do rio capturado, desenvolvido no cotovelo ou a montante da captura;

Vales secos (wind gap): trechos de vales secos (abandonados) preenchidos com depósitos fluviais, situados entre o cotovelo e o novo trecho capturado;

Hollows: feições de reentrância de anfiteatros constituindo uma captura iminente.

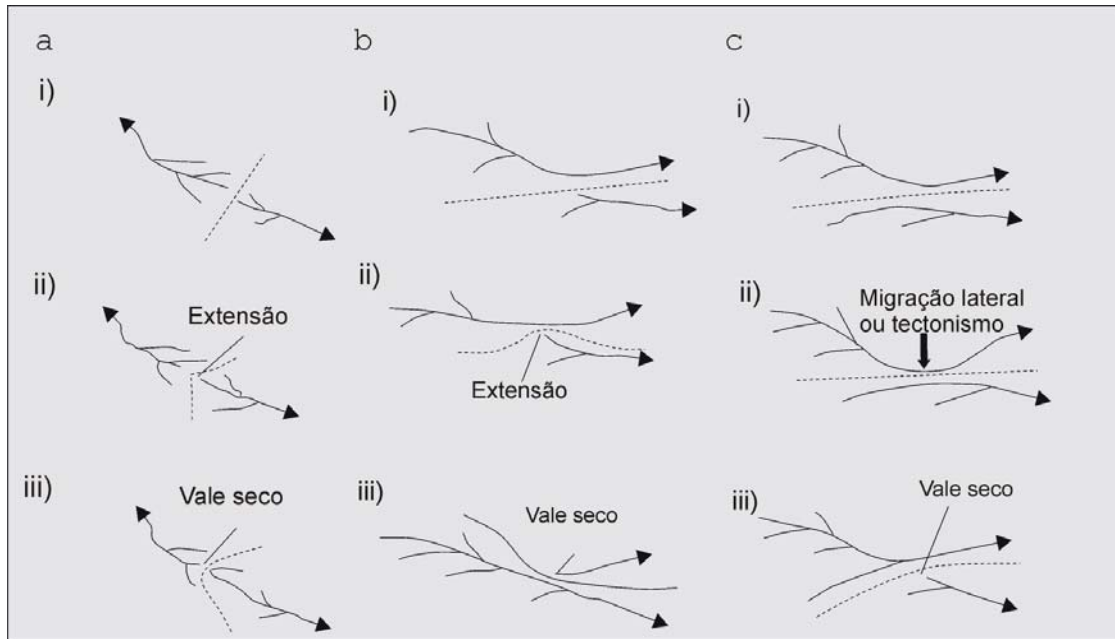
1.3.5 - Superfícies de aplanamento

Superfícies de aplanamento constituem porções continentais caracterizadas por relevo plano ou suavemente ondulado, as quais são modeladas pela ação da erosão subaérea, truncando indistintamente estruturas geológicas de origem e resistência diferenciadas (Ollier, 1981).

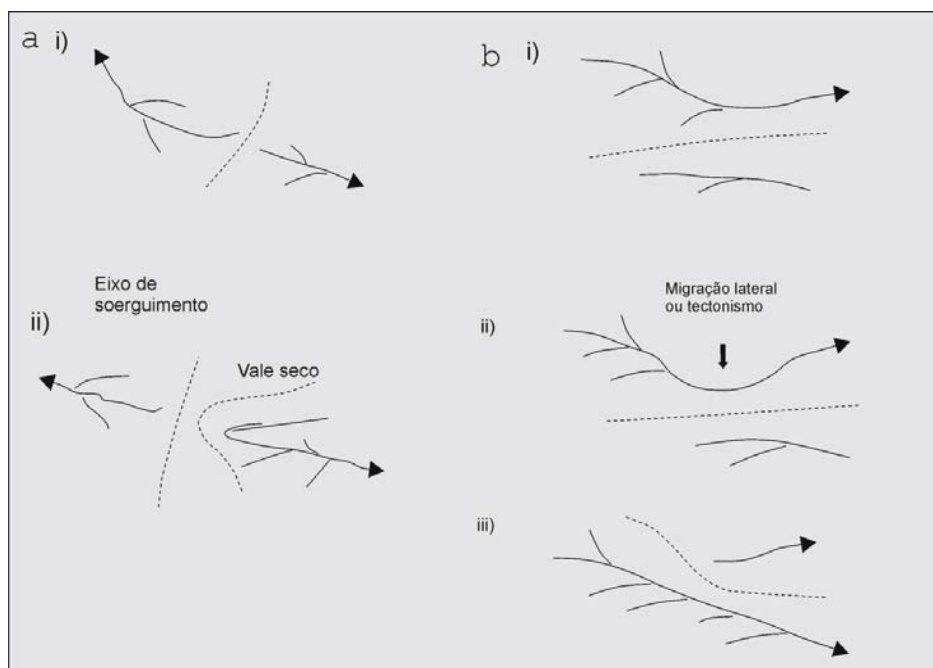
Quatro modelos de evolução do relevo, descritos como peneplano ou peneplanícies, pediplano, *primärumpf* e *etchplanos* (Davis, 1899; *apud* Valadão 1998, King, 1956; Penk, 1953; entre outros), são baseados no desenvolvimento de superfícies de aplanamento, cujo tempo necessário para sua formação nunca são inferiores a 2-10 Ma (King, 1956).

Dentre os trabalhos pioneiros sobre a gênese e evolução das superfícies de aplanamento no território brasileiro, destacam-se Moraes Rego (1932), De Martonne (1943), Freitas (1951), Ab'Sáber (1954), King (1956), Almeida (1964), Braun (1971), Soares e Landim (1975), entre outros. Também representam publicações de referência para a geomorfologia do continente brasileiro os trabalhos de Ponçano e Almeida (1993) e Valadão (1998).

Na metade da década de 60, as oscilações climáticas do Quaternário e Terciário ganhavam destaque como eventos fundamentais da geomorfogênese, passando a ser, no final da mesma década, fortemente influenciada pela teoria da Tectônica de Placas (Ponçano e Almeida, 1993). Segundo Summerfield (1991), a estabilidade tectônica intraplaca compreende um critério essencial para a geração de superfícies de aplanamento. Contudo, áreas no interior de placas são periodicamente afetadas por reativações tectônicas, as quais desempenham um papel fundamental na geodinâmica do modelado do relevo continental, determinando a alternância entre os períodos de estabilidade e instabilidade.



(A) Rearranjo de drenagem através de captura (*capture*), resultando na preservação da linha de drenagem e transferência da área de drenagem (vista em planta). A linha tracejada representa o divisor de drenagem; (a) formação de *barbed drainage* por extensão da cabeceira; (b) captura por invasão lateral de bacia lateral adjacente por extensão da cabeceira de um tributário adjacente e (c) captura por migração lateral de um rio por um tributário adjacente.



(B) Rearranjo da drenagem por desvio (*diversion*) causado por migração lateral ou tectonismo, resultando na preservação da linha de drenagem e transferência da área de drenagem entre decapitações (vista em planta). A linha tracejada representa o divisor de drenagem (a) *barbed drainage*; (b) desvio para uma bacia de drenagem adjacente.

FIGURA 4

Formas de rearranjo de drenagem por (A) captura (*piracy*), (B) desvio (*diversion*) e decapitação (*beheading*). Fonte: Bishop (1995).

O posicionamento e significado da evolução cenozóica da paisagem brasileira, frente a um tema de difícil abordagem como as superfícies de aplanamento, não é de consenso; contudo, algumas correlações podem ser observadas entre as principais fases de erosão regional para o Sudeste brasileiro (Figura 5). Duas marcantes fases erosivas foram responsáveis pela geração de superfícies de aplanamento (Bigarella e Andrade, 1965; IPT, 1981) entre o final do Cretáceo e o Terciário-Quaternário, seguidas de fases erosivas mais curtas durante o Quaternário, ocorrendo flutuações climáticas e deformações tectônicas cenozóicas associadas.

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

A realização do presente trabalho teve início com levantamento e estudo de materiais bibliográficos de caráter temático conceitual e metodológico, fotográfico, cartográfico, entre outros, pertinentes à área e ao tema de estudo. Especial atenção foi dispensada aos trabalhos referentes a estruturação, lito-estratigrafia, sedimentação cenozóica, geomorfologia cenozóica, superfícies de aplanamento e neotectônica, principalmente, do nordeste paulista. As etapas seguintes englobaram mapeamento geológico de detalhe, incluindo análise de fácies sedimentares e da assembléia mineralógica de unidades conglomeráticas, assim como de feições estruturais e geomorfológicas.

Os dados foram integrados, servindo de base para o entendimento da evolução geológico-geomorfológico no Mesozóico-Cenozóico, utilizando conceitos, metodologias e técnicas de estudos voltados para a caracterização **neotectônica** da área de estudo, bem como para consolidação dos dados gerados no decorrer da pesquisa.

2.1 – MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O material cartográfico utilizado como base para a confecção do mapa geológico preliminar e para o mapeamento de detalhe compreende o Mapa Geológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), na escala 1:500.000, o Mapa Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Minerais do Estado de Minas Gerais (COMIG, 1994), na escala 1:1.000.000, o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (IPT, 1981), na escala 1:500.000, o Mapa Geológico do Brasil e Área Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais (DNPM, 1981), na escala 1:2.500.000.

O estudo e interpretação dos mapas topográficos abrangeu a Folha Franca (SF.23-V-A), na escala 1:250.000 (DNPM, 1987), assim como com as folhas de Franca (SF.23-V-A-V-1, IBG, 1972c), Capetinga (SF.23-V-A-V-2, IBG, 1972a), Pedregulho (SF.23-V-A-II-3, IBG, 1972d), Marechal Mascarenhas (SF.23-V-A-II-4, IBG, 1972d), Esmeril (SF.23-V-A-V-3, IBG, 1972b) e São Tomás de Aquino (SF.23-V-A-V-4, IBG, 1972e), na escala 1:50.000. Além da coleta e do estudo do material cartográfico, as atividades de pesquisa compreenderam a análise e interpretação das fotografias aéreas, cujas faixas são formadas pelas fotografias 41369-41349,

28143-28123, 37509-37489, 37625-37645, 49841-49862, 37394-37415, 44971-44954, na escala 1:60.000 (USAF-FAB, 1965), e de imagem de satélite TM5 Landsat da região de Franca, na escala 1:250.000.

Além destes, foram compilados, integrados e interpretados dados geológicos apresentados em relatórios e monografias de graduação do curso de Geologia da UNESP realizados na região de Franca nos anos de 1994 (alunos Adilson L. Leite, Andréa de Oliveira Barbin, Célia Maria Garibaldi, Cristiane Giroto, Lineo A. Gaspar Junior, Cynthia R. Duarte, Maria Letícia Bachion, Giane Valles, Jean-René R. Penatti, Ricardo L. Moreira e Rogério M. Bassan), de 1998 (alunos Alessandro H. M. Silva, André L. dos Santos, Carlos E. V. Toledo, Fábio A. G. V. Reis, Frederico G. Vidigal, Gustavo S. Codo, José Angelo F. da Silva, Leandro R. Vieira, Livia F. R. Mergulhão, Marcelo Cottas, Maurício Accioly, Rafael R. E. Ajub, Renato M. Andrighetti, Samara C. A. Pereira e Saulo N. Sant'Anna), e de 1999 (Carla Claro).

Os dados foram compilados, armazenados e manipulados por meio digital, com o uso dos *softwares* Autocad R-14 e R13 (Autodesk Inc., 1998), gerando diferentes mapas de detalhe, assim como seções topográficas da área de estudo. Modelos Digitais de Terreno (MDT) foram obtidos com a digitalização de curvas de nível de 20 em 20 m (E=1:50.000) e de cotas mais elevadas e mais baixas, com o propósito de dar melhor resolução na imagem gerada. Para a digitalização das curvas utilizou-se o programa Autocad 14 e para a geração de grade o programa Surfer 32 (Golden Software Inc., 1995). Foram geradas imagens com a utilização dos programas Surfer 32 e Geoview 3 (Lindenbeck & Ulmer, 1995) no Laboratório de Computação Gráfica do Departamento de Petrologia e Mineralogia (IGCE/UNESP).

2.2 – ANÁLISE DE FÁCIES

As unidades sedimentares suprabasálticas representam o registro da evolução cretáceo-cenozóica da região de estudo. Constituem depósitos de leques aluviais e fluviais cujos conceitos e técnicas de análise de fácies encontram-se detalhados em Miall (1978 e 1996), Lowe (1979), Reading (1980, 1986), Walker (1983), Rust e Koster (1984), Collinson (1986), Nilsen (1985) e Assine (inédito), entre outros. Seu estudo apresenta dificuldades, sobretudo, pela descontinuidade dos depósitos, repetição de pacotes sedimentares semelhantes e de ciclos distintos repetitivos, carência de fósseis e de estruturas indicativas de paleocorrentes.

A análise faciológica teve como objetivo a descrição, distinção e interpretação das referidas unidades sedimentares resultantes de processos e ambientes distintos, permitindo estabelecer uma estratigrafia mais adequada para a região.

A codificação e interpretação das litofácies foi adaptada de Miall (1978 e 1996), sendo que “C” corresponde às fácies conglomeráticas, “A” representa às fácies arenosas, “P” engloba às fácies sílticas e argilosas e “D” refere-se às fácies diamictíticas. As letras minúsculas subsequentes indicam as características estruturais, tais como gradação normal e/ou inversa (g), estrutura maciça (m), estrutura caótica (c), estratificação cruzada planar (p), estratificação plano-paralela (h), laminação plano-paralela (l), sendo que nas fácies conglomeráticas as características estruturais são precedidas por características texturais, distinguindo-se fácies suportadas por clastos (c) ou por matriz (m).

A classificação dos sedimentos conglomeráticos foi auxiliada com descrição e quantificação de cerca de 50 seixos aleatórios descritos em afloramentos não amostrados, assim como dos seixos das amostras coletadas para os ensaios de laboratório.

2.3 – ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural foi voltada para a caracterização de atividade neotectônica, na região de Franca, com levantamento sistemático de feições estruturais, seguindo a metodologia proposta por Hasui e Costa (1996). O levantamento dos dados em campo envolveu a definição de tipologia, seqüenciação, geometria, cinemática e dinâmica das principais falhas, das falhas secundárias e das juntas nas diferentes unidades geológicas aflorantes, tendo sido coplementados com dados de relatórios de graduação.

O tratamento dos dados, efetuado com o *software* StereoNet 3.03 (Geological Software, 1997), auxiliou a caracterização da distribuição espacial das falhas e estrias que afetam a área em questão, cuja interpretação permitiu inferir as principais direções dos sistemas de eixos de deformação e de tensão.

A análise de alinhamentos foi efetuada a partir da carta topográfica e imagem de satélite, ambas na escala 1:250.000, objetivando a determinação do

controle estrutural dos lineamentos de drenagem e de relevo da região de Franca no contexto macroscópico, destacando as direções que definem o quadro regional.

A análise dos lineamentos, no âmbito da área de estudo, foi efetuada a partir da integração de cartas topográficas, na escala 1:50.000, gerando um mapa de drenagem utilizado na caracterização dos principais lineamentos de drenagem e de relevo, e dos comprimentos dos seus segmentos segundo direções preferenciais. A análise desses lineamentos, baseada em Liu (1987), permitiu a análise da distribuição dos lineamento segundo as suas direções preferenciais. A análise de canais de primeira ordem refere-se às principais direções impostas à drenagem durante a última estruturação da área.

O tratamento dos dados cartográficos foi efetuado com o auxílio do *software* Autocad R-14 e R13. A determinação da frequência acumulada e do comprimento acumulado dos lineamentos, caracterizando os padrões estruturais predominantes na área de estudo, foi efetuada com a rotina “roseta.lsp” do Autolisp.

2.4 – ANÁLISE MORFOTECTÔNICA

A análise de mapas topográficos de diferentes escalas (1:250.000 e 1:50.000), de imagens de satélite (1:250.000) e de fotografias aéreas (1:60.000), cujos dados foram manipulados com auxílio do *software* Autocad R14 permitiu a geração de diferentes mapas.

O mapa hipsométrico foi confeccionado a partir da digitalização de curvas de nível de 640 a 1.280 m, com intervalos de 20 m, obtidas em cartas topográficas de escala 1:50.000. A rotina em Autolisp “vert.lsp” gerou um arquivo, o qual foi manipulado no *software* Surfer 6.0 (Golden Software Inc., 1995) permitindo a construção do modelo digital do terreno (MDT). O arquivo “grid” do Surfer foi importado e processado no *software* Geo3-View (Lindenbeck & Ulmer, 1995), gerando um modelo tridimensional do terreno (MDT) mais sofisticado, sobrepondo informações geológicas à superfície tridimensional.

O detalhamento da rede de drenagem, obtido com análise de fotografias aéreas na escala 1:60.000, foi utilizado para análise de padrões de drenagem (Howard, 1967) e dos lineamentos para definição e caracterização dos domínios ou compartimentos estruturais.

O mapa geomorfológico elaborado, na escala 1:50.000, apresenta curvas com equidistância de 100 m, variando de 700 a 1.200 m, a rede de drenagem principal e principais feições geomorfológicas (aluviões, terraços, padrões de drenagem, tipos de relevo, escarpamentos, tipos de cristas e serras) obtidas nos mapas, no material fotográfico e nas observações de campo. Esses dados permitiram a delimitação de compartimentos com características morfológicas próprias.

O mapa morfoestrutural mostra curvas com equidistância de 100 m, variando de 700 a 1.200 m e os principais lineamentos de drenagem (segmentos retilíneos das drenagens) obtidos em cartas na escala 1:50.000.

O estudo geomorfológico realizado é caracterizado por uma abordagem morfoestrutural da drenagem e do relevo. O mapa morfotectônico resultante desse estudo integrou o mapa de principais lineamentos com a distribuição da sedimentação cenozóica e formas de relevo controladas por atividade neotectônica. Entre estas distinguem-se as escarpas de falha, escarpa de linha de falha, alinhamento de cristas, deslocamento de esporões, terraceamentos, facetas triangulares, vales suspensos, vales assimétricos, deslocamentos de colinas. O controle tectônico na configuração da paisagem, efetuado com base na distribuição de anomalias de drenagem, são marcados por mudanças nos padrões de drenagem (*elbow*, *knick points*), deslocamentos de canais de drenagem, drenagens abandonadas (*wind gaps*) e capturas, deflexões de canais e depressões locais.

A caracterização da impressão da atividade tectônica na paisagem e o reconhecimento da atuação de falhas transcorrentes no contexto geomorfológico, de fundamental importância para a investigação neotectônica, foi embasada nos trabalhos de Bishop (1982), Cox (1994), Keller e Pinter (1996), Meschericov (1968), Ollier (1981), Panizza *et al.* (1987), Stewart e Hancock (1994), Summerfield (1986, 1991), Sylvester (1988), Wallace (1986), entre outros.

2.5 – TRATAMENTO DAS AMOSTRAS

A amostragem sistemática realizada constou da coleta de cerca de 70 amostras de sedimentos distribuídos em diferentes porções e altitudes da área de estudo. Compreendem sedimentos de corrente e de coberturas sedimentares, os quais foram submetidos a atividades de laboratório destinadas a estudo

macroscópico e microscópico, destacando-se a análise de minerais pesados e microscopia eletrônica, gerando cerca de 116 espectros (EDS) de grãos minerais representativos dos grupos mineralógicos presentes nas amostras. Esses dados foram complementados com dados de relatórios de graduação.

Os processos aos quais as amostras de conglomerados suprabasálticos e sedimentos de corrente foram submetidos (Figura 6) visam a caracterização mineralógica e estudo de proveniência dos conglomerados aflorantes. O tratamento dessas amostras contou com a separação de três classes granulométricas: a) média-grossa, b) fina e c) muito fina, com o intuito de analisar o comportamento mineralógico e composicional nas diferentes frações.

Os sedimentos coletados e lavados no campo foram individualizados, com auxílio de um jogo de peneiras, nas frações granulométricas: a) $\phi > 3,0$ mm (grossa ou “suruca” (2 Mesh) e média (12 Mesh)); b) $3,0 \text{ mm} > \phi > 1,5$ mm (fina -16 Mesh); c) $\phi < 1,5$ mm (ultrafina - 16 Mesh), tendo sido a última coletada com auxílio de uma bateia colocada sob o jogo de peneiras, durante o peneiramento no campo e reservada para a análise de minerais pesados em laboratório.

As frações maiores que 0,15 mm foram observadas em lupa binocular, enquanto as frações menores foram submetidas ao estudo de minerais pesados. As referências utilizadas como suporte compreendem Correns (1969), Dana (1969), Parfenoff *et al.* (1970), Suguio (1980), Morton (1991), Chierregati (1989), Gonzaga e Tompkins (1991) e Mange e Maurer (1992). O volume de material coletado, de 20 litros por amostra, corresponde ao volume usual utilizado em análise sedimentológica (Boni Licht, 1998); contudo, na prospecção diamantífera tem sido analisados volumes maiores, da ordem de 50 litros.

2.6 - ATIVIDADES DE LABORATÓRIO

2.6.1 - Macroscopia óptica

A ocorrência de determinados minerais ou rochas, formas e tamanhos de seixos têm sido utilizados como guia prospectivo, trazendo informações importantes com relação à geologia regional e local e aos processos sedimentares atuantes.

A descrição, classificação e quantificação do material amostrado, apresentando granulometria grossa ($\phi > 3$ mm) foi efetuada no campo, sob vista desarmada e com auxílio de lupa de bolso (20X).

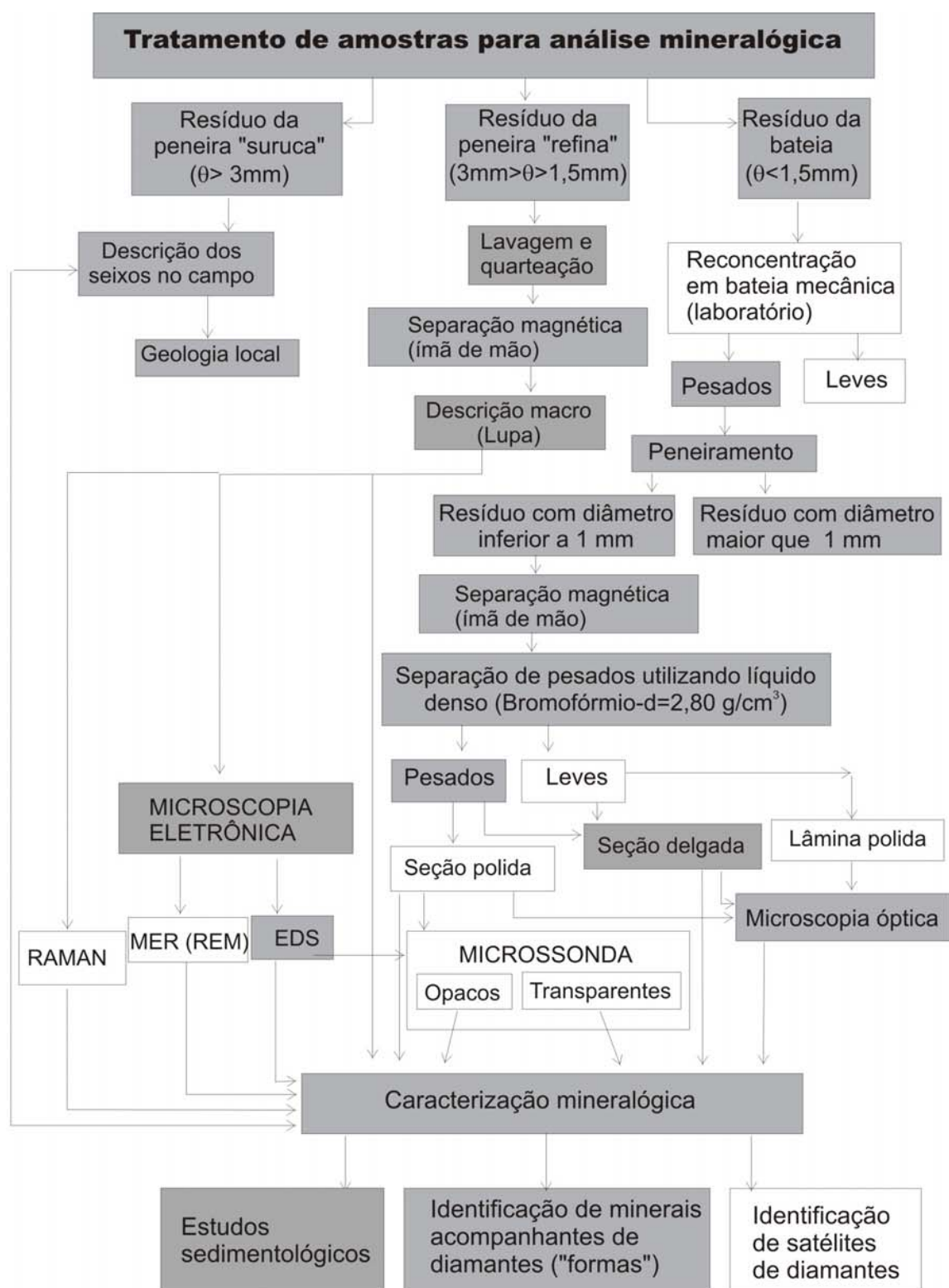


FIGURA 6

Fluxograma ilustrando diferentes etapas utilizadas normalmente na caracterização mineralógica, destacando as etapas desenvolvidas nesta pesquisa.

A fração média ($3\text{mm} > \phi > 1,5\text{mm}$) foi submetida a nova lavagem, secagem, peneiramento (18 Mesh) e quarteação em laboratório, sendo destinada à análise e separação macroscópica (a vista desarmada e com lupa de bolso) e mesoscópica (com lupa eletrônica) com auxílio de separação magnética e de líquidos densos. A determinação mineralógica foi baseada em características diagnósticas de minerais (cor, brilho, forma, dureza, densidade, traço, magnetismo) e características superficiais dos grãos.

A fração média corresponde àquela onde normalmente são recuperados diamantes, e cujas características diagnósticas dos minerais encontram-se, muitas vezes, mascaradas pelo transporte e intemperismo, guardando, freqüentemente, feições (superficiais) de retrabalhamento sedimentar.

Para a preparação das amostras foram utilizados os laboratórios de Sedimentologia do Departamento de Geologia Aplicada e de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas do Departamento de Petrologia e Metalogenia, do IGCE-UNESP, Rio Claro.

As características mineralógicas e a morfoscopia dos grãos minerais constituem dados importantes na compreensão da história geológica. Sutherland (1982) relaciona morfoscopia e tamanho de diamantes com a distância de transporte, a partir de fontes primárias, enquanto as feições superficiais em seixos e grãos de diferentes composições são discutidas na literatura como evidências de transporte sedimentar em ambientes deposicionais específicos (grãos esféricos/foscas representam ambiente eólico, por exemplo).

Foram descritos cerca de 40 exemplares de diamantes provenientes de garimpos nos rios Santa Bárbara, das Pedras e São Tomé. Dentre eles 31 foram classificados e descritos com auxílio de lupa binocular, sendo os demais observados no campo, com auxílio de lupa de bolso (20 x).

As descrições foram efetuadas com auxílio de lupa binocular (CK-Leica MZ6), apresentando aumento máximo de 40 vezes, com armazenamento de imagem efetuado com sistema fotográfico MPS 60 - Leica e sistema de análise de imagens Q500 - Leica, do laboratório Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia, do IGCE-UNESP, Rio Claro.

2.6.2 – Microscopia óptica

A fração fina ($\phi < 1,5$ mm) foi retida e concentrada previamente no campo com o auxílio de uma bateia, sendo submetida novamente a lavagem e secagem em estufa a 60^oC, peneiramento e quarteação. O peneiramento visou a seleção dos grãos com ϕ menor que 1,0 mm, cuja quarta parte foi reservada para separação mineralógica pelo processo densimétrico de afundamento-flutuação em bromofórmio (CHBr₃, $d \approx 2,81 - 2,84$ g/ml a 20^oC), com posterior secagem em estufa a 60 graus centígrados. Uma vez separados foram submetidos à atração magnética com imã de mão (Figura 6). Em função da pequena quantidade de resíduo resultante em grande parte das amostras, esse material foi utilizado em sua totalidade na confecção das lâminas. As amostras apresentando volumes maiores foram quarteadas até atingirem um volume similar às demais (cerca de 400 grãos).

A separação densimétrica e a confecção de lâminas delgadas foi feita nos laboratórios de Preparação de Amostras Geológicas e Pedológicas e Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia (DPM), IGCE-UNESP, Rio Claro. A descrição mineralógica foi efetuada em microscópios petrográficos Nikon do laboratório de Microscopia do Departamento de Petrologia e Metalogenia.

2.6.3 – Microscopia eletrônica

Após a identificação e classificação mineralógica dos diferentes grupos de minerais presentes, foram selecionados grãos representativos de cada classe mineralógica de cada amostra, os quais foram fixados em lâmina delgada impregnadas com cola Araldite, destinadas a metalização a vácuo com pó de carbono, para análise de microscopia eletrônica de varredura (MEV). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Campinas (UNICAMP), utilizando-se o Microscópio LEO 430i (Cambridge/Laica) com espectrômetro de energia dispersiva (EDS) CatB (Oxford Microanalysis Group). Técnicas complementares de caracterização mineralógica e de feições superficiais compreendem Microscopia Eletrônica de Reflexão, Microscopia Eletrônica EDS e RAMAN (Figura 6), sendo a Microscopia Eletrônica EDS uma técnica utilizada como ferramenta auxiliar na determinação mineralógica, fornecendo dados composicionais semiquantitativos pontuais e visuais.

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

A região nordeste do Estado de São Paulo e sudoeste do Estado de Minas Gerais mostra uma evolução tectônica complexa exibindo, conforme Almeida *et al.* (1980), unidades geotectônicas pré-cambrianas e bacias sedimentares fanerozóicas apresentando forte comportamento ascensional durante o Mesozóico, com atividades magmáticas, às quais estão vinculados significativos recursos minerais endógenos e supérgenos (diamante, Cu, Ni, Cr, Mn, Nb, U, entre outros) (Figura 7).

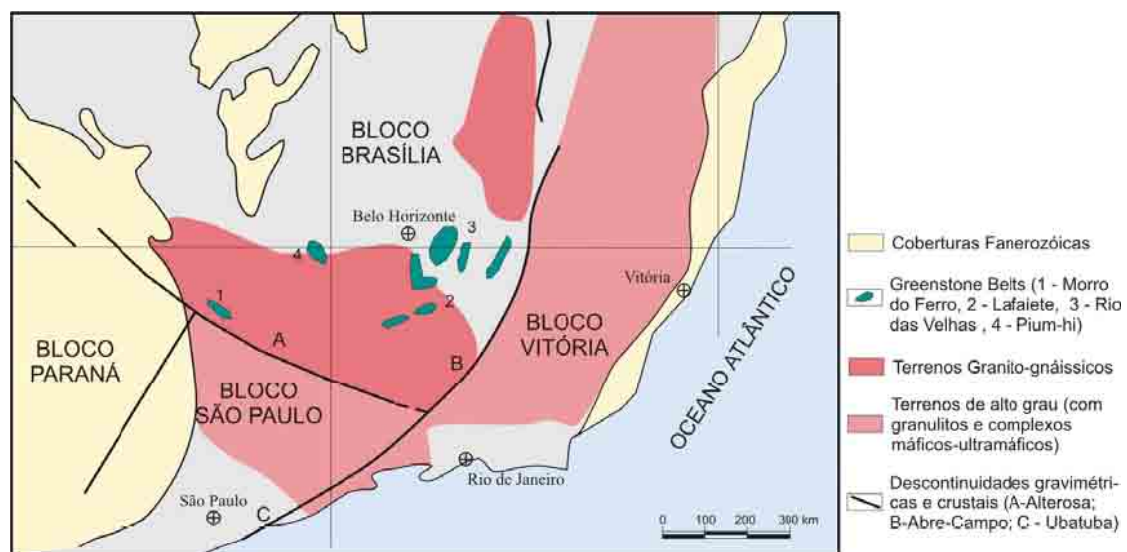
Haralyi *et al.* (1985) reconhecem blocos limitados por zonas de cavalgamentos crustais, os blocos Brasília, São Paulo, Vitória e Paraná (Figura 8), onde rochas granulíticas de porções profundas cavalgam sobre terrenos granito-*greenstone*. Foram formados por uma colisão inicial entre os blocos Brasília e São Paulo, os quais colidiram com o Bloco Vitória, segundo um vetor E-W. As colisões geraram sistemas de cavalgamento complicados por sistemas transcorrentes (Haralyi e Hasui, 1982; Hasui *et al.*, 1990; Ebert e Hasui, 1998).

Segundo Almeida *et al.* (1980), a borda nordeste da Bacia do Paraná sempre esteve próxima do antigo limite do Cráton do Paramirim com o Cinturão Móvel de Alfenas, sugerindo uma herança estrutural no condicionamento da Flexura de Goiânia (Hasui *et al.*, 1975). As bordas deste cráton foram regeneradas nos ciclos Uruaçuano (Grupo Araxá) e Brasileiro (Grupo Bambuí), ocorrendo o Grupo Canastra e os xistos magnesianos da Formação Ibiá entre os grupos Araxá e Bambuí. A zona de contato entre o cráton e o cinturão móvel foi repetidamente reativada, atuando como limite tectônico da Bacia do Paraná, tendo a reativação tectono-magmática mesozóico-cenozóica permitido a sedimentação na citada bacia, assim como o alojamento de corpos alcalinos e kimberlíticos, alguns destes diamantíferos, na faixa cristalina adjacente (Figura 7).

O estágio de soerguimento que se desenvolveu durante o Cretáceo Superior nessa região, o Soerguimento do Alto Paranaíba, é marcado por formação de relevo e presença de magmatismo alcalino orientados em uma faixa com direção NW-SE a NNW-SSE, condicionando processos de erosão/aplanamento de relevo e sedimentação ao longo de bacias laterais (Hasui *et al.*, 1999b).

FIGURA 7

Localização do Soerguimento do Alto Paranaíba, das rochas kimberlíticas e das bacias sedimentares associadas, com localização da área de estudo. Adaptado de Almeida (1986, modificado de Almeida *et al.* 1980).



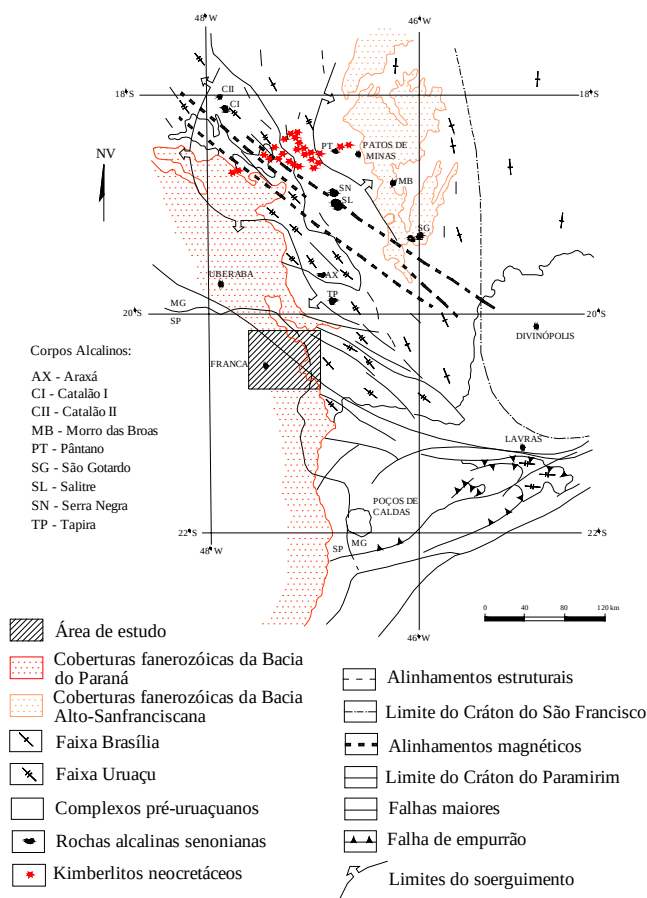


FIGURA 8

Compartimentação crustal da região Sudeste do Brasil, com base em dados geológicos e gravimétricos. Fonte: Haralyi e Hasui (1982, *apud* Gontijo, 1999).

Ao longo da citada faixa cristalina, que foi palco do soerguimento separando as bacias fanerozóicas do Paraná e Alto-Sanfranciscana (Figura 7), Hasui e Haralyi (1991) e Hasui *et al.* (1975) descrevem rochas atribuídas ao complexo gnáissico-granitóide Campos Gerais a oeste, ao Grupo Araxá na porção intermediária e ao Grupo Bambuí a leste, as quais se encontram alinhadas segundo NE-SW a N-S, com mergulhos baixos a médios e metamorfismo decrescendo, da fácies anfibolito para a xisto-verde.

Na região de Franca são reconhecidas rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná discordantes sobre metassedimentos proterozóicos do Grupo Araxá-

Canastra (Figura 7), estando ambas unidades capeadas por sedimentos cenozóicos inconsolidados. Essas unidades encontram-se descritas a seguir.

3.1 – GRUPO ARAXÁ-CANASTRA

O Grupo Araxá-Canastra constitui um espesso pacote metassedimentar com rochas vulcânicas ou intrusivas associadas, assentado com superfícies de cavalgamento sobre rochas do embasamento (Complexo Campos Gerais ou Barbacena) (Heilbron *et al.*, 1987; Zanardo *et al.*, 1996; Morales *et al.*, 1996).

O padrão estrutural e o modelo tectônico resultam, para Morales *et al.* (1996), da colisão dos blocos São Paulo e Brasília, complicada por transcorrências sinistrais do Cinturão Transcorrente Campo do Meio.

Heilbron *et al.* (1987), corroborados por Simões e Valeriano (1990, *apud* Zanardo, 1992) e Zanardo *et al.* (1996), identificaram os grupos Araxá e Canastra como pertencentes a um único ciclo.

Fuck *et al.* (1993) consideram o Grupo Araxá-Canastra como sendo unidades metassedimentares (grau metamórfico incipiente até xisto-verde) formadas por deformação progressiva no Proterozóico Superior, tendo sua evolução terminado no fim do Brasileiro. Schobbenhaus Filho (1979) refere-se como tendo sido formado no Proterozóico Médio, enquanto Almeida (1967) descreve a Faixa Brasília como sendo neoproterozóica. Contudo, Besang *et al.* (1977, *apud* Valeriano, 1999) descrevem idades de metamorfismo entre 760 Ma. (K-Ar e Rb-Sr) e 613 Ma.

No sudoeste de Minas Gerais e nordeste de São Paulo são reconhecidos terrenos supracrustais alóctones do Grupo Araxá cavalgando sobre os terrenos migmatíticos e gnaiss-granito-*greenstone*, assim como sobre o Grupo Bambuí e a seqüência Carmo do Rio Claro, embasando a Bacia do Paraná (Zanardo *et al.*, 1996; Schmidt e Fleisher, 1978; Teixeira e Danni, 1978; Morales *et al.*, 1983; Morales *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 1987; Simões e Valeriano, 1990; entre outros).

A seqüência metamórfica é interpretada como estando invertida (Teixeira e Danni, 1978; Schmidt e Fleisher, 1978; Morales *et al.*, 1983; Oliveira *et al.*, 1983; Zanardo *et al.*, 1996), tendo, segundo Simões *et al.* (1988) e Simões (1995), atingido a zona da biotita na base, chegando à fácies anfibolito no topo. Contudo, Morales *et al.* (1996) concluem, baseados em estratificações cruzadas, que a deformação não

envolveu inversão dos estratos. Zanardo *et al.* (1996) reconhecem, na base, fácies xisto-verde a anfibolito, retrogradado para zona da biotita e, no topo, condições elevadas de anatexia, podendo ter chegado à fácies granulito.

Segundo Zanardo (1992), este grupo é composto na região de Passos de metassedimentos psamo-pelíticos com intercalações de metagrauvacas, metacalcários, metamargas e possíveis metatufos. Passam para quartzitos capeados por xistos feldspáticos, com intercalações de anfibólio xistos, xistos ricos em granadas, cianita e, às vezes, estaurolita.

O bandamento e a foliação principal exibem baixo ângulo de mergulho para W e aparecem desenhando grandes estruturas antiformais e sinformais (Zanardo *et al.*, 1996; Morales *et al.*, 1996).

3.2 - BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná originou-se no Eo-Siluriano com sua evolução tectono-sedimentar fortemente influenciada pelos processos mesozóico-cenozóicos associados à ruptura do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. O início do Cretáceo foi marcado por erupções e intrusões de lavas no evento distensivo denominado Reativação Wealdeniana, vinculado a atuação de uma pluma mantélica, envolvendo grande soerguimento crustal e posterior rifteamento (Almeida, 1967).

A geologia da Bacia do Paraná vem sendo discutida há muito tempo, tendo seu primeiro empilhamento estratigráfico desenvolvido por White (1908), enquanto os trabalhos de Soares *et al.* (1974), Zalán *et al.* (1987 e 1991) e Soares (1991), entre outros, podem ser citados como os mais significativos entre os estudos mais recentes.

Soares (1991) define quatro seqüências tectono-sedimentares para o empilhamento da bacia, separadas por discordâncias inter-regionais, com indicadores tectônicos de cinemática distensiva para as fases iniciais e compressiva para as fases finais de cada seqüência. Durante o Mississipiano identifica intensa deformação orogênica seguida no Pensilvaniano por nova relaxação litosférica, provocando a formação de grábens, posterior subsidência flexural e acumulação de depósitos glaciogênicos (Grupo Itararé). Redução de área subsidente, adelgaçamento das margens e falhamentos sin-sedimentares, em resposta a um evento compressional, dá-se no Permiano Inferior (Grupo Guatá). O soerguimento

de charneiras marginais e migração da linha de base para o interior da bacia marcaram a compressão litosférica no final do Permiano (Grupo Passa Dois). No limite do Artinskiano-Kunguriano a bacia sofreu nova atividade tectônica, a qual acelerou os arqueamentos, sendo submetida a novos falhamentos que condicionaram a deposição das seqüências Passinho e da parte inferior da Formação Rio Bonito.

Uma nova fase de relaxação acompanhada de um amplo soerguimento no sudeste da bacia inicia-se, de acordo com Soares (1991), no Triássico (formações Santa Maria, Pirambóia e Botucatu). O rifteamento continental Cretáceo provoca a intrusão dos diques de diabásio e a abertura da charneira do arco. A atividade vulcânica fecha a principal fase de estiramento litosférico (Formação Serra Geral). No final do Eo-Cretáceo os sedimentos são acumulados no embaciamento, controlado por estruturas NW com desenvolvimento de deformações, flexuras e falhas (Grupo Bauru). No Terciário, algumas falhas são reativadas produzindo grábens, soerguendo extensas regiões. A tendência ascensional do arqueamento refletiu no desaparecimento dos grupos Paraná, Guatá e Passa Dois e no *overlap* da Formação Botucatu sobre o Grupo Araxá (Almeida, 1983) e sobre a Formação Aquidauana na borda nordeste da Bacia do Paraná (Figura 9).

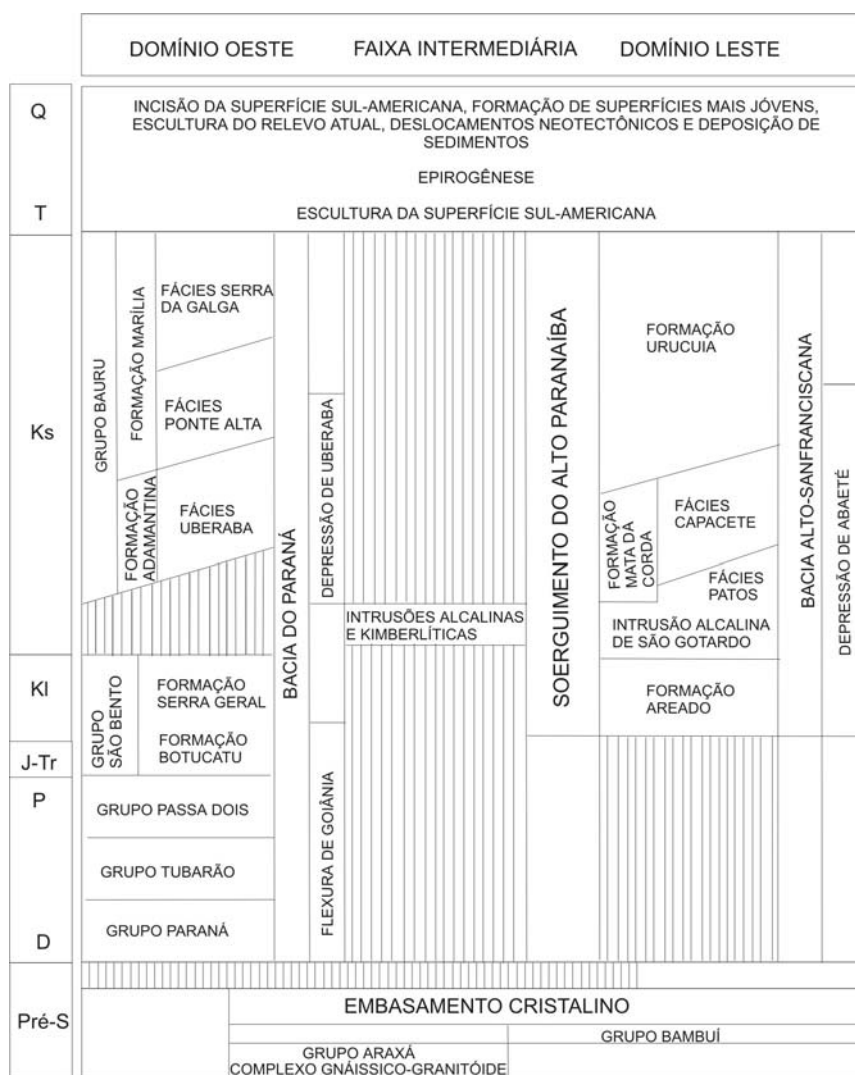


FIGURA 9

Coluna estratigráfica da borda nordeste da Bacia do Paraná e suas relações com o Soerguimento do Alto Paranaíba e Bacia Sanfranciscana. Fonte: Hasui e Haralyi (1991).

Segundo Soares *et al.* (1982) duas direções principais de estruturas no interior da bacia, uma NW-SE e outra NE-SW, correspondem a zonas de maior mobilidade tectônica do embasamento, reativadas durante a evolução da Bacia do Paraná. A influência exercida por esses padrões estruturais ao longo do tempo geológico foi diferente para cada um desses *trends*. Ambas as estruturas tiveram controle sobre a sedimentação e estão relacionadas a movimentos transcorrentes, mas apenas as estruturas NW condicionaram os diques, soleiras de diabásio, além das alcalinas durante a separação do Gondwana, no Cretáceo. A existência de um terceiro lineamento E-W, cujo desenvolvimento teve início a partir do Triássico, foi

reconhecido por Zalán *et al.* (1987), Bacoccoli e Aranha (1984, *apud* Zalán *et al.*, 1987) e Soares (1991). Essas reativações são interpretadas como alívio de esforços intraplaca associadas a picos de atividade tectônica da margem ocidental do Gondwana (Zalán *et al.*, 1991).

As unidades da referida bacia, aflorantes no extremo nordeste do Estado de São Paulo (Figura 9), incluem os Grupos Itararé (Permo-Carbonífero), São Bento (Juro-Cretáceo) e Bauru (Cretáceo Superior), além de coberturas alúvio-coluvionares e sedimentos aluvionares (Cenozóico) (Soares *et al.*, 1973; Soares e Landim, 1973; Yamamoto *et al.*, 1977; IPT, 1981; Melo e Ponçano, 1983; Fúlfaro e Suguio, 1974; Hasui e Haralyi, 1991; Hellmeister Jr., 1997).

Segundo Soares *et al.* (1973) as formações Tatuí, Irati, Corumbataí e Pirambóia não são registradas no nordeste paulista, tal como é observado na sucessão estratigráfica em outras porções da referida bacia no Estado de São Paulo, em consequência da não deposição ou atuação de eventos erosivos. Soares e Landim (1973) interpretam a ausência das formações Irati e Tatuí, no nordeste da bacia, como erosão desta e não deposição daquela formação.

3.2.1 – Grupo Itararé

A deposição do Grupo Itararé é marcada por alta taxa de subsidência e grande influência glacial no seu processo deposicional. Segundo Soares *et al.* (1974) o ciclo tem seu início marcado, na porção inferior, por depósitos fluviais e lacustres com contribuição glacial de arenitos parcialmente conglomeráticos, lamitos, rítimitos e diamictitos, apresentando um forte controle tectônico na sua deposição. A transgressão marinha no limite Pensilvaniano-Permiano vinda de sudoeste durante o aprofundamento da bacia, depositou arenitos de textura heterogênea, com intercalações de espessos siltitos e folhelhos sobre os sedimentos continentais. Segundo Soares (1991), os depósitos deltáicos, onde o suprimento é maior que a subsidência, estão representados, nas formações Rio do Sul (SC) e Tietê (SP) aflorantes, e Taciba em subsuperfície. A glaciação permiana é finalizada com uma transgressão marinha (folhelho Passinho), correspondendo à superfície de máxima inundação.

A Formação Aquidauana aflora nas bordas oeste e nordeste da bacia e é caracterizada, segundo França e Potter (1988), por arenitos vermelhos a róseos de

granulometria média a grossa, com estruturas cruzadas acanaladas, contendo secundariamente lamitos seixosos, arenitos esbranquiçados e conglomerados, siltitos vermelhos a róseos, sendo a cor o único fator que a distingue dos sedimentos cinzentos do Grupo Itararé. Soares *et al.* (1973) reconhecem no nordeste de São Paulo espessuras inferiores a 50 m para a mesma.

Farjallat (1970) descrevem correntes de turbidez e torrentes de lamas marcando os depósitos subaquosos sob influência glacial da referida formação.

A idade da Formação Aquidauana foi determinada por Daemon e Quadros (1970) como sendo Stephaniana (Carbonífero Superior). Almeida (1956, *apud* Soares e Landim, 1973) admite contemporaneidade entre as formações Aquidauana e Tatuí no centro-leste do Estado de São Paulo. Entretanto, Soares e Landim (1973) consideram a Formação Aquidauana de idade permiana inferior, contemporânea às fácies mais jovens do Grupo Itararé, sobre a qual a Formação Tatuí assenta-se discordantemente.

3.2.2 – Grupo São Bento

Na base do Grupo São Bento, Soares (1991) identifica depósitos de sistemas lacustres, fluviais e eólicos (Formação Santa Maria e Formação Pirambóia) de clima árido associado a uma província desértica, representados por arenitos esbranquiçados, amarelados, avermelhados, médios e muito finos de caráter síltico-argiloso, tendo intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos, com estratificação cruzada, planar, acanalada, e plano-paralela. Na porção superior (Formação Botucatu) aparecem arenitos eólicos de deserto super-árido com contribuição de sedimentação fluvial, na base, tendo sido as dunas arenosas cobertas pelo derrame de lavas basálticas, dando início a um importante período de subsidência da bacia. Conglomerados basais são reconhecidos por Soares e Landim (1973) no contato entre as formações Pirambóia e Botucatu.

3.2.2.1 - Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia é formada por arenitos de granulação fina, síltico-argilosos, com camadas de folhelhos e lamitos associados, apresentando acamamento plano-paralelo (Soares e Landim, 1973).

Esta formação, segundo Soares *et al.* (1973), é de origem fluvial, posicionada entre o Triássico Inferior e o Jurássico Superior, não ultrapassando 60 metros de espessura na região de Franca. Reconhecem relações de contato abruptas ou transicionais com a Formação Botucatu sobreposta, sugerindo penecontemporaneidade. Giannini *et al.* (1999) reconhecem depósitos arenosos e subordinadamente lutáceos formados por dunas barcanas e interdunas, passando para fácies areno-rudáceas subaquosas em direção ao topo. Wu e Caetano-Chang (1994) atribuem para esta formação no interior do Estado de São Paulo a sedimentação eólica com depósitos de dunas, interdunas e lençóis de areia e depósitos fluviais de rios efêmeros intercalados.

3.2.2.2 – Formação Botucatu

A Formação Botucatu é constituída de arenitos bimodais, apresentando grãos foscos e esféricos (boa seleção) e estratificação cruzada de grande porte, resultantes de sedimentação eólica, em ambiente desértico, com fácies lacustres associadas representadas por lamitos, siltitos e arenitos lamíticos (Soares e Landim, 1973). Distribui-se na região de Franca com espessura de cerca de 60 m, ocorrendo na base um espesso pacote (10 m) de arenitos conglomeráticos e conglomerados associados, representando fácies torrenciais de *reg* (Soares, 1973; Soares e Landim, 1973; Soares *et al.* 1973; Hellmeister Jr., 1997). Encontra-se silicificada, no topo, apresentando baixo conteúdo de matriz argilosa.

Na assembléia de minerais pesados Yamamoto *et al.* (1977) identificaram turmalina, zircão e subordinadamente estauroлита, granada, rutilo e cianita.

Soares e Landim (1973) admitem idade em torno de 150 a 190 M.a. para a deposição da Formação Botucatu. A presença de arenitos intertrape indica que o ambiente desértico persistiu durante a atividade vulcânica.

3.2.2.3 – Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é constituída de derrames basálticos, com diques e *sills* de diabásio associados, ocupando uma área de cerca de 1.200.000 Km², com espessuras máximas em torno de 1.200 m a 1700 m.

O vulcanismo é de caráter toleítico, apresentando idade média Ar^{40}/Ar^{39} de $132,4 \pm 1,1$ Ma (Nardy, 1995). Manifestou-se entre 147 e 119 Ma., com máximo de

intensidade entre 130 e 120 Ma., segundo Almeida (1986). Cordani e Vandomos (1967) apresentam idades K/Ar entre 119 Ma e 147 Ma. para os derrames. Para a região de Franca, Raposo (1997, informação verbal, *apud* Hellmeister Jr., 1997) relata, baseado em datação Ar/Ar, idade de 132 Ma. para os derrames basálticos.

No Estado de São Paulo os derrames basálticos apresentam cor cinza-escura a esverdeada e textura afanítica, variando de poucos metros a 50 m, ou até 100 m (IPT, 1981). Os numerosos derrames cobriram a Formação Botucatu estendendo-se, nos limites nordeste da bacia, diretamente sobre o embasamento (Soares e Landim, 1973). A contemporaneidade do processo eólico e das primeiras manifestações vulcânicas produziu corpos de arenitos eólicos interderrames e, localmente, lamitos lacustres, com espessuras de até 40 m, marcando o contato entre as duas formações (Hellmeister Jr., 1997).

Os basaltos da região compreendem rochas vulcânicas ricas em titânio, constituídas por plagioclásios cálcicos (andesina e labradorita), clinopiroxênios (augita e pigeonita), magnetita, ilmenita, titanomagnetita, além de olivina, hornblenda, apatita e quartzo, com amígdalas preenchidas de minerais do grupo das zeólitas, quartzo, calcedônia, calcita e argilas (caulinita) (IPT, 1981).

Associado a este ciclo vulcânico ocorreu, segundo Soares *et al.* (1973), a intrusão de um espesso corpo tabular de diabásio, denominado de *Sill* Borda da Mata, apresentando na serra homônima (próximo a São Sebastião do Paraíso, MG) espessura da ordem de 100 m. Apresenta textura quase equigranular, com eventuais cristais de plagioclásio de cerca de 1 cm (Hellmeister Jr., 1997).

Uma importante feição morfoestrutural regional desenvolveu-se na região Sul/Sudeste, o Arco de Ponta Grossa, de direção NW-SE, ao longo do qual o intenso fraturamento favoreceu o alojamento de centenas de diques de diabásio. O magmatismo alcalino, contemporâneo, de mesmo *trend* tectônico manifestou-se, em duas fases, sob a forma de *stocks*, *plugs*, chaminés, diques e derrames piroclásticos, sendo a primeira de composição peralcalina e a segunda de rochas ultramáficas (Almeida, 1986).

3.2.3 – Grupo Bauru

Os depósitos do Grupo Bauru ocupam em uma área de 230.000 Km² distribuídos nos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Paraná (Fúlfaro *et al.*, 1994).

Soares *et al.* (1980) distinguem, da base para o topo, as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. Na base ocorrem arenitos e conglomerados polimíticos, com abundantes seixos de basaltos, aflorantes no flanco nordeste da bacia com espessura inferior a 30 m. A parte superior, restrita às porções norte e central da bacia Bauru, é caracterizada por arenitos finos a conglomeráticos com cimento calcífero, passando localmente a calcários conglomeráticos. Barcelos *et al.* (1983) incluem a Formação Itaqueri no topo do referido grupo. Fernandes e Coimbra (1992) e Fúlfaro e Barcelos (1993) reconhecem a Formação Caiuá como grupo, excluindo-a do Grupo Bauru. Tompkins e Gonzaga (1989) reconhecem conglomerados basais do Grupo Bauru como possíveis fontes de diamantes na região de Romaria (MG).

O ciclo Bauru (Figura 10) corresponde, segundo Soares e Landim (1973), a uma sedimentação fluvial com arenitos imaturos textural e mineralogicamente. Soares *et al.* (1980) apontam idade entre Aptiano-Maastrichtiana (Cretáceo) para tais sedimentos. Dias-Brito (2001), baseado em dados micropaleontológicos, reconhece o intervalo Turoniano-Coniaciano para a deposição da Formação Adamantina.

Segundo Soares *et al.* (1980) a Formação Marília é constituída por arenitos grossos e conglomeráticos maciços, ricos em feldspato, com lamitos vermelhos e calcários associados. Acumulou-se em bacias restritas, por torrentes em lençol, formando leques aluviais e pavimentos detríticos, em clima semi-árido.

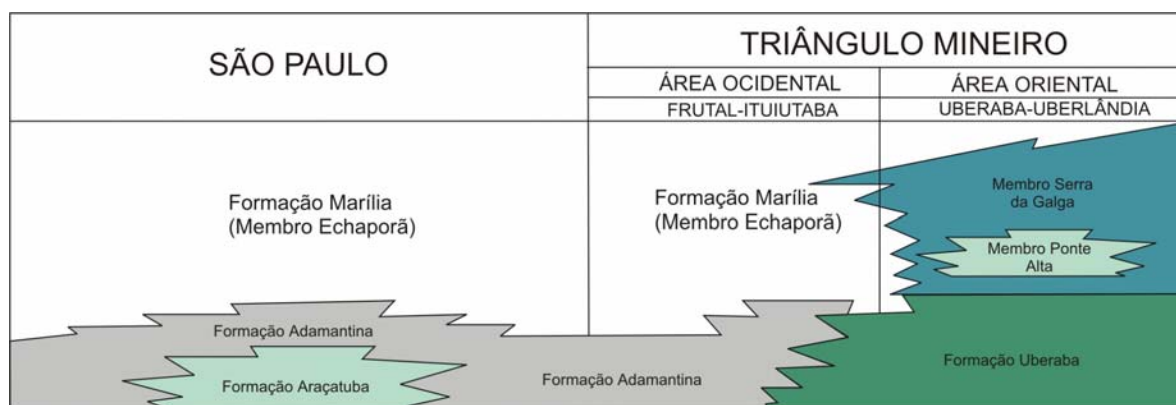


FIGURA 10

Empilhamento estratigráfico do Grupo Bauru no Triângulo Mineiro e áreas adjacentes. Fonte: Barcelos; Suguio, 1987).

A Formação Adamantina é composta, segundo Soares *et al.* (1980), por arenitos de granulação fina a muito fina com estratificação cruzada intercalada com lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, com marcas onduladas e laminação cruzada. Esta formação depositou-se em ambiente fluvial meandrante a anastomosado, com fácies de transbordamento, passando a lacustrino, sob clima quente e seco.

Hasui (1967) e Hasui *et al.* (1999b) caracterizam no Triângulo Mineiro, a Formação Uberaba (fácies “Uberaba” da Formação Adamantina de Hasui e Haralyi, 1991) na base do Grupo Bauru, e a Formação Marília, no topo. Esta inclui calcários lacustrinos e calcretes da fácies Ponte Alta e arenitos e conglomerados carbonáticos da fácies Serra da Galga (Barcelos, 1984). A fácies Uberaba representa depósitos leques aluviais acumulados na Depressão de Uberaba, cujo preenchimento foi completado pelo restante do pacote “Bauru”, o qual avançou de leste para noroeste, oeste e sul. Seus componentes detríticos derivam de basaltos da Formação Serra Geral, de metassedimentos pré-cambrianos e de rochas alcalinas (fragmentos de rochas, perovskita e apatita) (Hasui e Haralyi, 1991; Hasui *et al.*, 1989; Hasui *et al.*, 1975; e Hasui, 1967; Santos *et al.*, 1994).

Hasui e Haralyi (1991) observam o condicionamento do Grupo Bauru e da rede de drenagem regional a alinhamentos NW-SE, cuja direção coincide com aquela presente nas rochas do embasamento pré-cambriano, admitindo processos de reativação por tectônica extensional, com distensão NE-SW e formação de falhas mergulhando para SW compondo, provavelmente, um leque lístrico.

Esses sedimentos estão para Barbosa *et al.* (1970, *apud* Soares e Landim, 1973) e Hasui e Haralyi (1991) associados ao magmatismo alcalino cretácico, apresentando maior desenvolvimento na porção norte da bacia.

3.2.4 - Sedimentos cenozóicos

Sobre as rochas basálticas da Formação Serra Geral distribuem-se os depósitos pós-lava do Cretáceo Superior (Grupo Bauru) e do Terciário (sedimentos inconsolidados), encontrando-se descritos na literatura, por vezes, como uma única unidade estratigráfica designada Grupo Bauru ou Formação Bauru (Soares *et al.*, 1973, Cottas, 1977), Formação Franca, Unidade Franca, Formação ou Membro Itaqueri (Hellmeister Jr., 1997; Cabral Jr *et al.*, 1992, Fúlfaro e Suguio, 1974), ou ainda como unidades distintas: Grupo Bauru, Formação Itaqueri (Almeida e Barbosa, 1953; Hasui *et al.*, 1999b; IPT, 1990 e 1981), depósitos cenozóicos inconsolidados (Ponçano *et al.*, 1992) ou Sedimentos de Fundo de Boçorocas e Sedimentos Inconsolidados Sobre Linha de Fundo (Cottas e Fúlfaro, 1978).

Sedimentos neo-cenozóicos, segundo Soares e Landim (1973) são formados de cascalhos e areias, os quais capeiam superfícies erosivas sobre formações mais antigas, sendo originados em dois ciclos geomorfológicos diferentes, um Terciário e outro Eo-Quaternário associados, respectivamente, aos ciclos Sul-Americano e Velhas (King, 1956; Braun, 1971). Ambos os ciclos são constituídos de duas fases, uma inferior aluvionar e uma superior coluvionar, à qual está associado a formação de uma cascalheira ou linha de seixos. Os depósitos do ciclo terciário cobrem as maiores altitudes (mais de 1.000 m) no centro-leste (Itaqueri e Cuscuzeiro), formando extensos chapadões no nordeste do Estado de São Paulo (serra de Franca) e no Triângulo Mineiro (chapadões da Zagaia e do Bugre). O ciclo mais recente deixou seus depósitos embutidos na Depressão Periférica (IPT, 1981), associados à drenagem pré-atual, a qual tinha uma disposição similar à atual.

Fúlfaro e Suguio (1974) identificam que esses sedimentos são mal estruturados e facilmente confundidos com solos residuais, pois muito se assemelham ao material de alteração das rochas regionais, denotando curto transporte com características torrenciais, a partir de altos regionais. Os litotipos mais grossos exibem seixos de quartzito, calcedônia, fragmentos retrabalhados e placas de limonita. Os depósitos terciários distribuem-se praticamente na mesma

área de ocorrência de sedimentos do Grupo Bauru, mostrando grande contribuição deste. O restabelecimento da rede de drenagem, com diferente nível de base, causou nova erosão e deposição de camadas de seixos de quartzo e quartzito ao longo dos principais rios (rios Paraná, Grande, Tietê e Paranapanema) e a evolução do processo propiciou entalhamento lateral e concentração de novas camadas de seixos, com maior contribuição de rochas básicas e arenitos silicificados.

3.3 – DEPRESSÃO PERIFÉRICA

A Depressão Periférica corresponde ao compartimento topográfico deprimido de ocorrência das seqüências sedimentares infrabasálticas paleozóicas e mesozóicas do Estado de São Paulo, incluindo áreas descontínuas de diques e *sills* de diabásio, apresentando relevo colinoso subnivelado em altitudes variando entre 600 e 790 m, embutido entre as *Cuestas* Basálticas e as elevações cristalinas do Planalto Atlântico (Denis, 1927; Ab'Saber, 1969; IPT, 1981). Embora possa apresentar condicionamento estrutural local é reconhecida como resultado de processos predominantemente erosivos.

Moraes Rego (1932) distingue uma fase de peneplanização eocênica e outra de sedimentação pliocênica, contudo De Martonne (1943), entre outros, caracteriza-a como uma superfície de aplanamento de idade neogênica.

3.4 - SOERGUIMENTO DO ALTO PARANAÍBA

O Soerguimento Alto Paranaíba (Figura 7) constitui uma região de arqueamento regional de direção geral N50-55W separando as bacias do Paraná e Alto-Sanfranciscana, desenvolvida entre o Jurássico Superior e o Cretáceo (Almeida, 1983; Marini *et al.*, 1984; Hasui e Haralyi, 1991), com manifestações magmáticas associadas. É controlado por descontinuidades profundas preexistentes e vinculado ao processo de abertura do Atlântico (Hasui e Haralyi, 1991). Anomalias Bouguer indicam, segundo Haralyi (1978), que os limites do soerguimento no Triângulo Mineiro e regiões vizinhas desenvolveram-se próximo à borda sudoeste do Bloco Paramirim.

O Alto Paranaíba foi sede, no Cretáceo Superior, de intenso magmatismo alcalino incluindo kimberlitos, dunitos, peridotitos, piroxenitos, ijolitos, malignitos, urtitos, álcali-olivina basaltos, melteigitos, pulaskitos, groruditos, tinguaitos, além de

lamprófiros e carbonatitos (Almeida, 1983). Essas rochas foram atribuídas a duas fases, uma pré-aptiana similar aos basaltos e uma mais jovem, aptiano-eocênica, contemporânea ao Grupo Bauru (Almeida, 1986). Os kimberlitos formam mais de 300 diatremas, com diâmetros variando entre 50 e 500 m, cortando rochas pré-cambrianas (Meyer e Svisero, 1980). Idades K-Ar situam os pipes alcalinos, da borda oeste do Soerguimento do Alto Paranaíba, entre 100 e 80 Ma. (Hasui e Cordani, 1968) e idade mínima entre 45 e 65 Ma., para as alcalinas de Patos de Minas, Serra Bueno e Sacramento (Hasui *et al.*, 1975). Bizzi *et al.* 1993 indicam idades Rb-Sr de 119 e 87 Ma. para rochas kimberlíticas do Alto Paranaíba. Segundo Gonzaga e Tompkins (1991), a maioria dos corpos kimberlíticos do Triângulo Mineiro são estéreis e alguns corpos apresentam mineralizações com baixos teores (exemplo: Três Ranchos-4).

O magmatismo no Alto Paranaíba deu-se em conexão com reativação de antigos falhamentos, surgimento de blocos de falha, cuja primeira fase do vulcanismo foi contemporânea ao derrame basáltico toleítico e derivados ácidos que preenchem a referida bacia (Almeida, 1967 e 1983). Magmatismo kimberlítico manifesta-se em regiões continentais, estando os corpos agrupados paralelamente ao eixo principal de falhamentos e nunca diretamente sobre o eixo, em função do desenvolvimento de fraturas profundas, próximo a grandes estruturas positivas (antéclices), permitindo a subida de material mantélico (Biondi, 1982, Bardet, 1964, e Kirilov, 1961 *apud* Chierregati, 1989).

Após a instalação da depressão que acolheu os sedimentos Uberaba seguidos da Formação Marília sobreveio, segundo Hasui e Haralyi (1991), estabilidade tectônica permitindo a erosão das chaminés alcalinas e do Grupo Bauru e formação da Superfície Sul-Americana (King, 1956).

Dentre os principais trabalhos desenvolvidos, contribuindo para o entendimento geológico dessa província kimberlítica, destacam-se Barbosa *et al.* (1976), Bizzi *et al.* (1993), Davis (1977), Gonzaga e Tompkins (1991), Haralyi *et al.* (1980), Hasui *et al.* (1976), Tallarico e Leonardos (2001), Svisero *et al.* (1977), entre outros. Trabalhos de prospecção sistemáticos, visando a caracterização de fontes diamantíferas primárias, efetuados por empresas como Somepi, Prospec e Anglo-American, são pouco divulgados no meio científico.

3.5 - QUADRO NEOTECTÔNICO DO SUDESTE DO BRASIL

Segundo Hasui (1990) a atividade Neotectônica no Brasil é caracterizada pela mudança do regime tectônico distensivo da abertura do Atlântico Sul (reativação Wealdeniana), para um regime transcorrente relacionado à rotação da placa Sul-Americana para oeste. Essa rotação impõe um binário dextral E-W, com eixos de tensão σ_1 a NW e σ_3 NE, horizontais, e σ_2 na vertical. O marco inicial (Mioceno Médio) corresponde às últimas manifestações de magmatismo alcalino no Nordeste (12 Ma.), à última fase de sedimentação nas bacias costeiras e ao início da deposição da Formação Barreiras na área emersa. Associadas ocorrem reativações de antigas descontinuidades e anisotropias, principalmente em zonas de suturas pré-cambrianas, influenciando na evolução do relevo e sedimentação cenozóica intraplaca.

Importantes publicações têm abordado os aspectos da neotectônica na plataforma brasileira, destacando-se Costa *et al.* (1998), Gontijo (1999), Hasui *et al.* (1989), Morales *et al.* (1998), Riccomini (1989), Riccomini *et al.* (1989), Saadi *et al.*, 1989, Salamuni (1998), Santos (1999), entre outros, na região Sul-Sudeste, assim como Costa (1991), Borges *et al.* (1995), na região Norte.

Saadi (1993) admite a compartimentação da Plataforma Brasileira em microplacas delimitadas por descontinuidades crustais resultantes da reativação de lineamentos pré-cambrianos, em regime transcorrente. Associa os esforços a pulsos neotectônicos andinos (Frutos, 1981), o primeiro no Eoceno-Oligoceno (instalação do Sistema de Rifte da Serra do Mar, das bacias do Quadrilátero Ferrífero, e início da sedimentação Barreiras), outro no Plioceno (Instalação do Rifte de São João Del Rei, pela deposição das Formações Guararapes e Solimões, soerguimentos e desenvolvimento de bacias lacustres isoladas) e o último no Pleistoceno Inferior a Médio (emersão parcial do litoral e basculamento das camadas da Formação Barreiras e soerguimento generalizado da plataforma Sul-Americana).

Segundo Hasui *et al.* (1998) a configuração da paisagem atual é resposta da evolução morfotectônica desencadeada com o processo de separação do continente Sul-Americano, no Mesozóico. Esse regime distensivo seria responsável por um soerguimento regional (Mesozóico-Paleogeno), seguido de grandes desnivelamentos de blocos através de falhas NE, individualizando as atuais serras do Mar e Mantiqueira e gerando grábens terciários. No Neogeno-Quaternário a

região foi compartimentada em grandes domínios morfológicos, com características transpressivas, transtensivas ou direcionais, refletindo a partição do *strain* associada ao regime transcorrente intraplaca, responsável pela atividade tectônica. As grandes descontinuidades crustais no território brasileiro de direções NW e NE coincidem com lineamentos pré-cambrianos (Hasui e Costa, 1996).

Hasui e Costa (1996) admitem esforços compressivos NW e distensivos NE para a placa Sul-Americana, enquanto Morales *et al.* (1998) identificam um regime transpressivo para o quadro morfotectônico do Cenozóico no Planalto Atlântico.

Eventos petrogenéticos e tectônicos associados à abertura dos oceanos atuais, incluindo a intrusão de carbonatitos, kimberlitos e outras manifestações alcalinas controladas por fraturas antigas e profundas resultam desse regime distensivo, o qual sucede a fase extensional que gerou o sistema de riftes do sudeste brasileiro (Hasui *et al.* 1999a e b, e Santos, 1999).

As estruturas mais comuns dentro de um sistema de deformação neotectônica compreendem, segundo Stewart e Hancock (1994), falhas e juntas de caráter rúptil, podendo ser observados secundariamente dobramentos, basculamentos e amplos arqueamentos.

Mioto e Hasui (1982) descrevem sete zonas sismogênicas nas regiões Sudeste e Sul, caracterizadas em termos de tectônica ressurgente e feições neotectônicas, estando a região norte-nordeste de São Paulo e vale do rio Grande inserida na zona sismogênica ou sismotectônica de Pinhal.

CAPÍTULO 4

GEOLOGIA DA ÁREA

O levantamento geológico da região de Franca gerou diferentes produtos na escala 1:50.000, distinguindo-se mapas geológico e seções geológicas. Esse material foi manipulado no Autocad R-14 permitindo o estudo das inter-relações entre os diferentes aspectos geológicos abordados no estudo e apresentados a seguir.

A área estudada (Figura 11) situa-se na borda nordeste da Bacia do Paraná marcada pela presença da Formação Aquidauana (Permo-Carbonífero), apresentando contatos discordantes na base com o Grupo Araxá-Canastra (Pré-Cambriano) e no topo com Formação Botucatu (Jurássico-Cretáceo). O vulcanismo basáltico da Formação Serra Geral (Cretáceo) impôs-se à sedimentação Botucatu como derrames e *sills* (Borda da Mata). A deposição do Grupo Bauru (Cretáceo Superior) sucedeu o vulcanismo basáltico, encerrando a sedimentação na referida bacia. Recobrando essas unidades ocorrem os sedimentos da Formação Franca (Mioceno?), das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Mioceno), assim como depósitos de tálus, terraços alçados e aluviões recentes (Holoceno).

Os sedimentos suprabasálticos incluem zircão, turmalina, rutilo, ilmenita, cianita, göethita, apatita, estauroлита, limonita, quartzo, granada e fragmentos de rochas, assim como calcedônia. Os aluviões quaternários destacam-se pela presença de diamante, rubi e ouro

Os principais lineamentos distribuem-se segundo NW, NE, E-W e N-S, ocorrendo falhas normais nas direções NW, NNW, NE, NNE e N-S, enquanto as inversas concentram-se segundo NNW, NNE e N-S. Falhas transcorrentes dextrais são observadas segundo E-W e, secundariamente, NNE e NW, estando as sinistrais orientadas segundo NE, NW e NNE.

As referidas direções estruturais marcam o desenvolvimento dos canais principais dos rios Canoas e dos ribeirões do Ouro/Aterrado e São Pedro/das Pedras/Cascavel segundo as direções NE, NW e N-S, cuja associação favoreceu o desenvolvimento de aluviões. Os rios Sapucaizinho/Santa Bárbara destacam-se pela orientação E-W e NE, ao longo das quais ocorrem extensos aluviões.

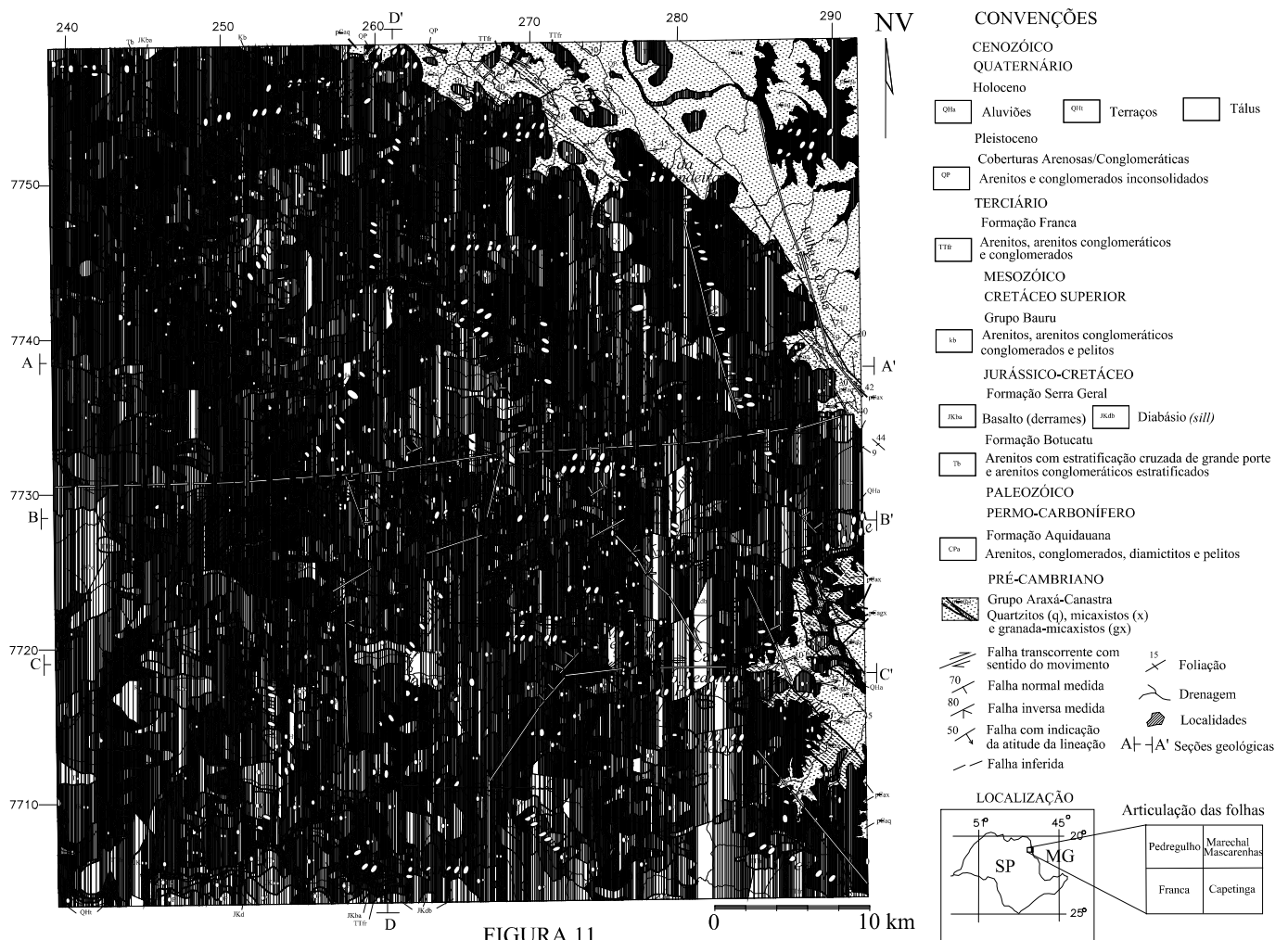


FIGURA 11
 Mapa geológico da região de Franca.

Escarpas festonadas orientam-se segundo a direção N-S, E-W e secundariamente NE e NW delimitando áreas planálticas e colinosas apresentando morros testemunhos, e áreas com serras alongadas segundo NE, NW e E-W, cujos topos planos caracterizam uma superfície aplanada.

4.1 – LITOESTRATIGRAFIA

4.1.1 - Grupo Araxá-Canastra

O Grupo Araxá-Canastra é caracterizado por quartzitos e quartzitos micáceos intercalados por moscovita xistos, orientados a NW/SE e mergulhando para SW. Os quartzitos apresentam cores branca, cinza-clara e amarela, e granulação fina a média. Distinguem-se porções mais quartzosas e pouco foliadas e porções mais micáceas e/ou máficas onde a foliação encontra-se bem desenvolvida, passando a constituir quartzitos micáceos ou moscovita xistos de cor marrom, por vezes arroxeadas. A alternância de níveis ora mais quartzosos, ora mais moscovítico/sericítico, caracteriza o bandamento da rocha de direção NW mergulhando para SW (Figura 12), o qual se desenvolveu subparalelamente à foliação (S₁) (Foto 1) que é marcada pela orientação das micas. São compostos de quartzo, moscovita, biotita, granada, turmalina, rutilo, apatita, cianita, gôethita e hidróxido de ferro.

Quartzitos e quartzitos micáceos predominam na porção nordeste da área, sendo a porção sudeste marcada pela maior ocorrência de moscovita xistos e biotita-moscovita xistos e pela presença de granada-moscovita xistos associados. Nas porções micáceas a foliação apresenta-se intensamente crenulada, enquanto nas quartzosas desenvolveram-se dobramentos recumbentes (Foto 2), cujo plano axial N60W/30SW é subparalelo ao acamamento (S₀//S₁), ilustrando o regime deformacional compressivo dúctil-rúptil. Quartzitos finos apresentando alta porcentagem de mica são típicos por sua flexibilidade denominados, popularmente, de itacolomito ou de pedra mineira.

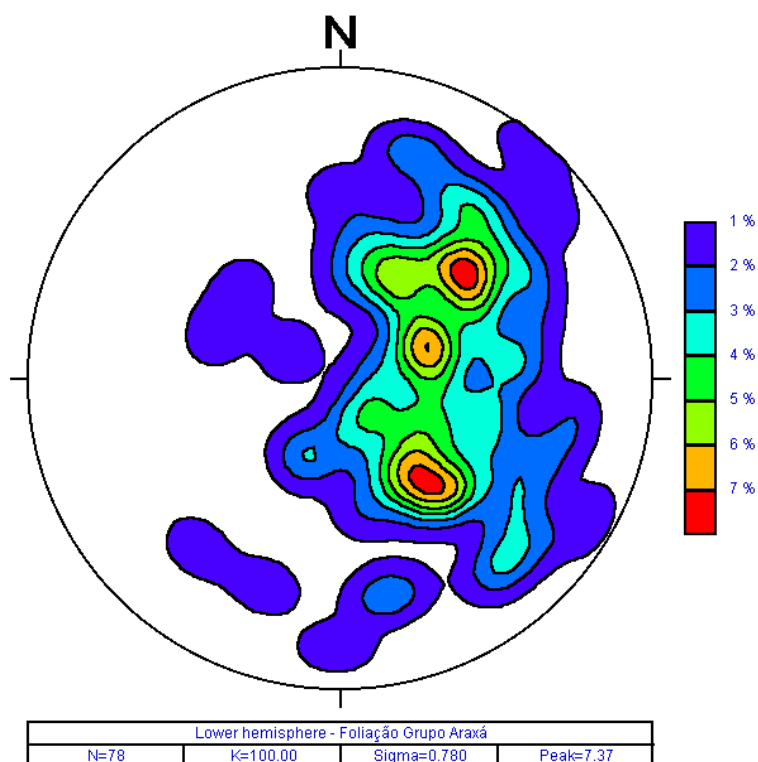


FIGURA 12

Projeção estereográfica dos pólos da foliação do Grupo Araxá (projeção no hemisfério inferior), na região de Franca.

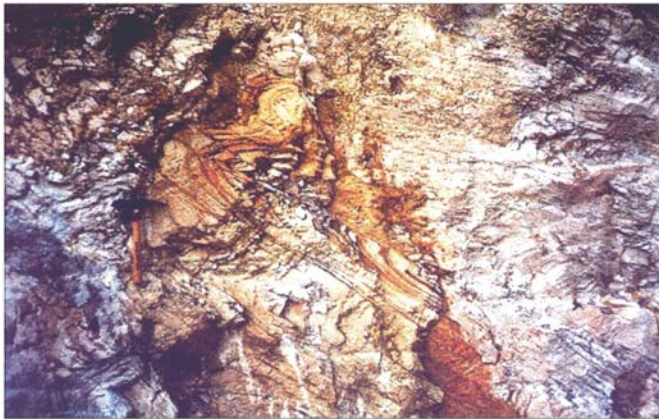
Granada-moscovita xistos apresentam cor cinza-acastanhada e granulação grossa. Os cristais de granada almandina, envoltos pela matriz moscovítica, mostram tamanhos variando de 0,2 a 0,6 cm de diâmetro e cor vermelho-acastanhada (Foto 3). Esses cristais encontram-se rotacionados, com desenvolvimento de sombras de pressão preenchidas por moscovita.

O contato do Grupo Araxá-Canastra é discordante com as formações Botucatu (Figura 13a) e Aquidauana (Figura 13b) no leste da área, e abrupto ou por falha com o *sill* de diabásio na foz do rio Canoas (Figura 13d), no norte da mesma.

Sustentadas pelos metassedimentos Araxá-Canastra, as serras e os morros que bordejam a calha do rio Grande encontram-se recobertas por sedimentos da Formação Franca, enquanto sobre as colinas que margeiam os ribeirões São Pedro e das Pedras, no sudeste da área, observam-se sedimentos das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Figuras 11 e 13).



Fotografia 1. Quartzitos apresentando alternância de níveis moscovíticos e foliação subparalela, orientados na direção N50W/23SW, situados próximo à Fazenda Boqueirão (UTMs 266,7755).



Fotografia 2. Dobras recumbentes mostrando deformações NW-SE com fase rúptil associada, responsável pelo fraturamento paralelo ao plano axial da mesma, situadas próximo à Represa do Peixoto (UTMs 269, 7757).



Fotografia 3. Afloramento de granada-moscovitaxisto, mostrando grãos centimétricos de granada (0,5 cm) envelopados por foliação orientada segundo NW-SE, localizado no cruzamento da estrada que dá acesso a Goianases (MG) com o ribeirão São Pedro.

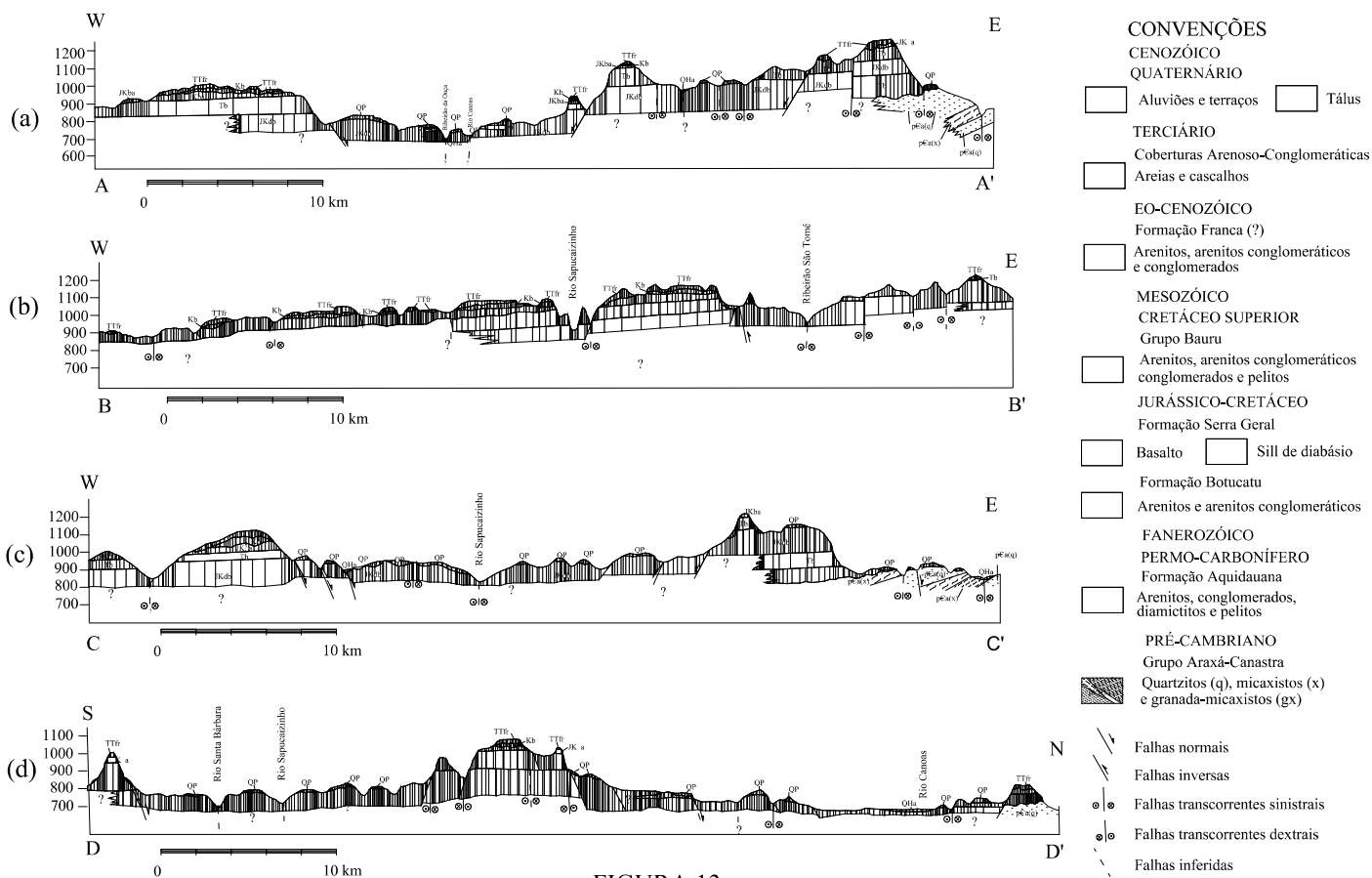


FIGURA 13
Seções geológicas da região de Franca. Para localização, vide fig. 11.

O conjunto possui sistemas de fraturamento de direções NNE, NE, NW, NNW e E-W, exibindo no nordeste da área o prolongamento da Falha de Cássia (Oliveira *et al.* 1983), marcando uma falha transcorrente sinistral, de direção NW/SE com lineamentos subparalelos associados (Figura 11).

Segundo Besang *et al.* (1977, *apud* Valeriano, 1999) o Grupo Araxá possui idades K-Ar e Rb-Sr variando entre 760 Ma. e 613 Ma. Fishel *et al.* (1998) apresentam idades de Sm-Nd de 663 ± 28 Ma. para o evento metamórfico de alto grau que afetou a Faixa Brasília.

4.1.2 – Bacia do Paraná

4.1.2.1 - Formação Aquidauana

É formada na base por pelitos sobrepostos por conglomerados maciços, sendo as porções intermediária e superior marcados pela ocorrência de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada. Em direção ao topo passam a predominar canais com conglomerados sobrepostos por arenitos conglomeráticos. Essas rochas afloram no sudeste da área, limitando-se pelo prolongamento da Falha de Cássia (NNW) a nordeste (Figura 11), sendo o contato basal com os metassedimentos Araxá-Canastra e de topo com a Formação Botucatu discordantes (figuras 13b e c). Corpos de sedimentos areno-conglomeráticos inconsolidados cenozóicos ocorrem recobrendo tanto os sedimentos areno-conglomeráticos como os pelitos e conglomerados maciços aflorantes. Estes afloram no extremo sudeste da área, com uma espessura aproximada de 10 m. Representa a mais antiga unidade estratigráfica da Bacia do Paraná aflorante na área de estudo, descrita como stephaniana por Daemon e Quadros (1970).

Na base ocorre uma alternância de níveis de siltitos sobrepostos por lamitos, mostrando cerca de 50 cm de espessura, apresentando incipientes estratificações plano-paralelas e dobras convolutas. Sobre estes pelitos ocorre um pacote de conglomerados maciços, de cerca de 1 m de espessura, composto de seixos milimétricos (0,2 a 0,4 mm) de arenito vermelho, arenito cinza, quartzo e quartzito dispersos em matriz argilosa de cor cinza. Arenitos finos a grossos, maciços a

incipientemente estratificados sobrepõem-se aos conglomerados maciços, passando para arenito maciço em direção ao topo. Apresentam grãos polidos, arredondados a subangulosos.

Sobre estes arenitos ocorre um pacote de cerca de 2 m de espessura de arenito fino a médio, com estratificação cruzada acanalada de médio porte (Foto 4), indicando fluxo para NNW (Figura 14).

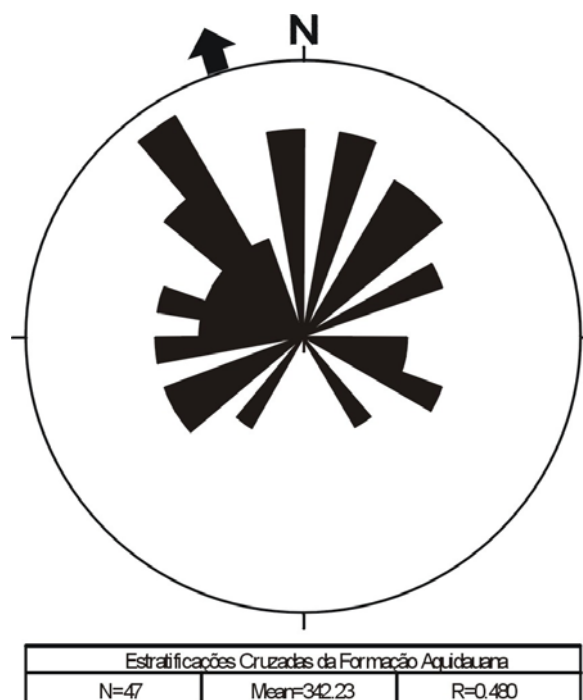


FIGURA 14

Diagrama de roseta das estratificações cruzadas presentes na Formação Aquidauana, com fluxo para NNW. (Número de medidas= 47).

Sobreposto ocorre um pacote composto de corpos métricos (0,5 a 1 m) com geometria de canal, preenchido com conglomerados com matriz arenosa, apresentando estratificação cruzada planar a acanalada (Foto 5). Estes canais intercalam-se com corpos de arenitos com forma de canal, de granulometria fina e arenitos levemente conglomeráticos, apresentando grãos arredondados a subarredondados, sendo que delgadas camadas sílticas podem ocorrer intercaladas.

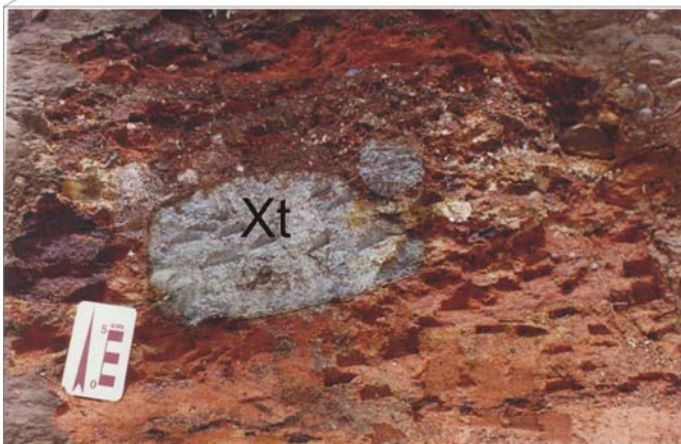
Os seixos e blocos (Foto 6) presentes variam de 3 a 30 cm sendo formados de arenitos de diferentes composições: xisto, quartzo, lamito, granito e rocha máfica.



Fotografia 4. Arenitos finos Formação Aquidauana apresentando estratificação cruzada planar a acanalada de médio porte, aflorantes no extremo sudeste da área.



Fotografia 5. Alternância de canais conglomeráticos (c) e arenosos (a) da Formação Aquidauana aflorantes próximo ao cruzamento da estrada que dá acesso a Goianases (MG) com o ribeirão São Pedro, no sudeste da área.



Fotografia 6. Detalhe da fotografia 5 mostrando seixo subarredondado de xisto (xt) na base de um canal conglomerático da Formação Aquidauana.

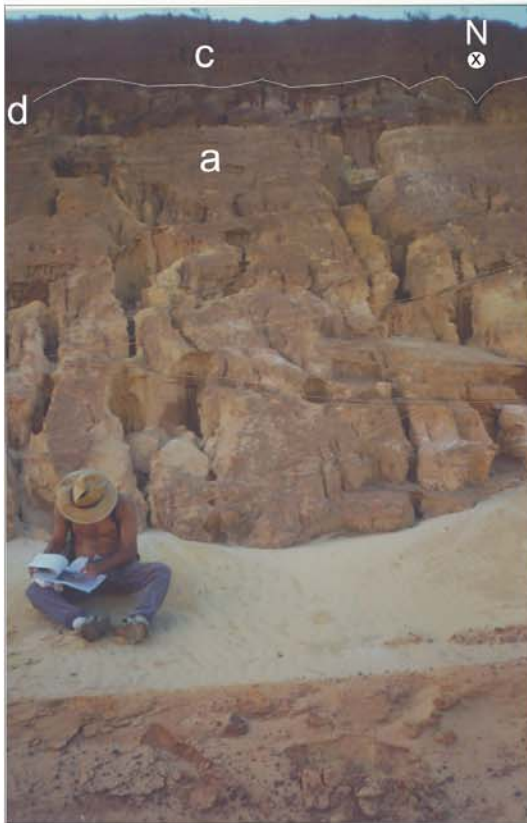
4.1.2.2 – Formação Botucatu

Esta formação é caracterizada pela ocorrência de arenitos de cor branca a branco-amarelada, com estratificação cruzada de grande porte (Foto 7). Afloram como espessos pacotes (aproximadamente 100 m) no fronte da cuesta e ao longo das encostas das serras e morros (serras de Franca, dos Figueiredos, dos Rosas, da Faquinha, do Agudo, das Goiabas, morros de Santa Teresinha, do Redondo, da Saudade), assim como sustentando a serra do Itambé (Figura 11). No extremo sudeste da área afloram espessos pacotes areno-conglomeráticos associados.

O arenito Botucatu apresenta, em geral, grãos arredondados a esféricos com granulometria variando de fina a grossa, cuja característica diagnóstica é a bimodalidade de grãos foscos. Entre os minerais pesados ocorrem associados zircão, minerais opacos e subordinadamente, turmalina, rutilo, cianita e estauroлита. Podem se apresentar caulinizados (Faz. Pouso Alegre, Figura 11) próximo ao ribeirão da Onça, no sopé da Serra de Franca e no extremo sudoeste da área.

A Formação Botucatu assenta-se discordantemente sobre as rochas do embasamento a norte e nordeste da área, e sobre a Formação Aquidauana no extremo sudeste da mesma. No topo o contato é concordante com os basaltos da Formação Serra Geral, marcado, por vezes, pela intercalação de camadas métricas de arenito intertrape (cerca de 1,5 m). Encontra-se penetrado por um *sill* de diabásio (Borda da Mata) associado ao derrame basáltico. No topo, esses arenitos apresentam-se silicificados, contribuindo para sustentação das serras e dos morros (Figura 11). Seus estratos cruzados exibem camadas variando de 1,5 a mais de 3 metros de espessura. Sedimentos da Formação Franca encontram-se depositados diretamente sobre a Formação Botucatu ao longo de toda a serra do Itambé (Figura 11 e 13).

A presença do *sill* marca um degrau acima e abaixo do qual se desenvolveram cuestas, em cujos frontes destacam-se as rochas da Formação Botucatu (Figura 11). O pacote que ocorre abaixo do *sill* está melhor representando nas imediações de Goianases (MG), sudeste da área. Na porção inferior exibem canais intercalados preenchidos de conglomerados e arenitos conglomeráticos. (Foto 8), apresentando cor branca a cinza e estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte.



Fotografia 7. Formação Botucatu (a) exibindo arenito com estratificação cruzada de grande porte sobreposta, em contato discordante (d), por conglomerados da Formação Franca (c), aflorando na serra do Itambé (UTMs 282, 7735).



Fotografia 8. Canais com conglomerados e arenitos conglomeráticos intercalados por arenitos com estratificação cruzada de grande porte, aflorantes no fronte da escarpa próximo a Goianases (UTMs 290, 7705). Fonte: Moreira e Penati (1994).

Sobrepostos, ocorrem cerca de 10 metros de espessura de arenito com estratificação cruzada de grande porte, com grãos arredondados, polidos e exibindo bimodalidade marcante.

As fácies conglomeráticas são sustentadas pela matriz, sendo formados, na base, por seixos centimétricos (0,5 a 3 cm) de quartzo, de quartzito (subarredondados e facetados), granito, gnaiss e de pelitos com tamanhos variando de 0,5 a 4 cm. Os seixos apresentam-se por vezes imbricados, sendo suportados por matriz arenosa média a grossa. Canais com arenitos conglomeráticos intercalam-se passando, em direção ao topo, para arenitos médios e finos. Esse pacote varia de 6 a 8 metros de espessura, adelgaçando-se para norte, onde corpos areno-conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte (Foto 9), associados a arenitos bimodais com estratificação cruzada de grande porte, ocorrem isolados (morros do Amargoso e da Bolandeira e Faz. Santa Bárbara, Figura 11),. Podem ser confundidos com sedimentos da Formação Aquidauana.

A Formação Botucatu exibe intenso fraturamento (Foto 10), falhas normais, inversas e transcorrentes, destacando falhas normais sin-sedimentares na serra do Itambé (Foto 11).

O ambiente de sedimentação eólico vigente durante deposição da referida formação representa um campo de dunas, cujos grãos maduros e foscos formam estratificações cruzadas planares de grande porte, com paleocorrentes indicando ventos para S a SSW (Figura 15a). Os corpos areno-conglomeráticos associados compreendem rios interdunares, cujos estratos cruzados mostram fluxo para NNE (Figura 15b). As fácies pelíticas associados podem representar fácies lagunares.



Fotografia 9. Arenito apresentando estratificação cruzada acanalada pertencentes à Formação Botucatu, presentes na porção nordeste da área (Morro da Bolandeira, UTM's 276, 7753).



Fotografia 10. Formação Botucatu mostrando estratificações cruzadas de grande porte truncadas por famílias de juntas (Fazenda Bom Retiro, serra do Itambé - UTM's 283, 7739).



Fotografia 11. Arenito Botucatu apresentando falhas normais (NE/NW) sin-sedimentares, na Serra do Itambé (UTMs 282, 7735).

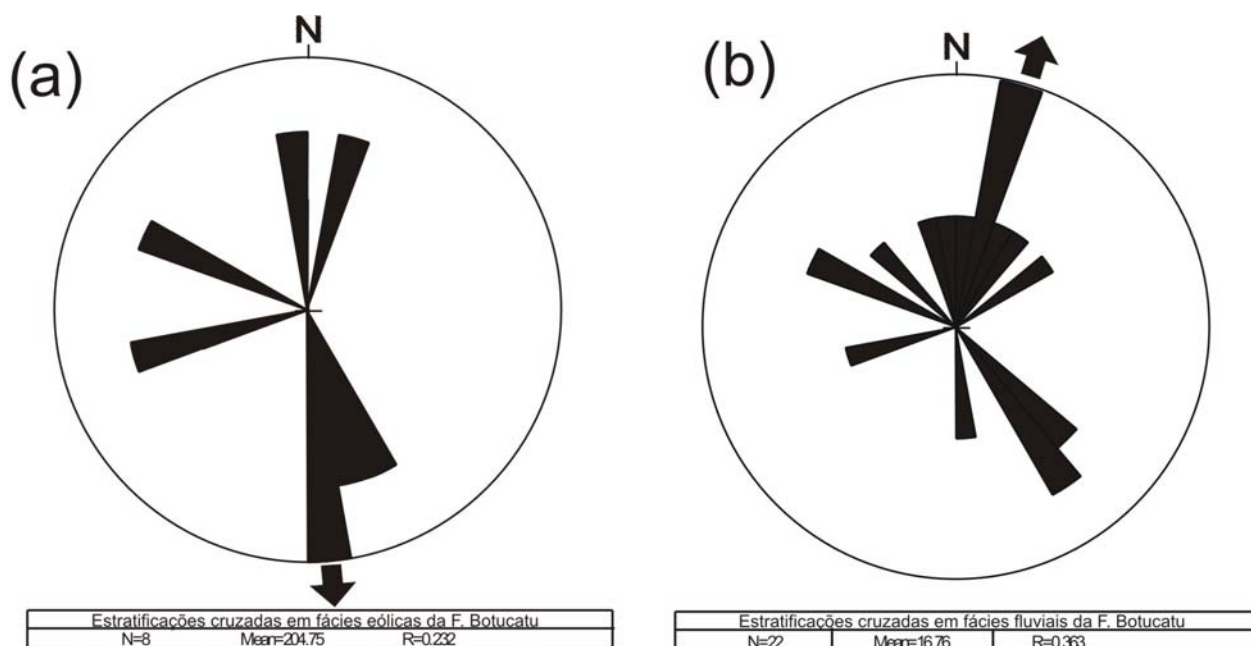


FIGURA 15

Diagramas de rosetas de estratificações cruzadas presentes na Formação Botucatu, com fácies eólicas avançando para S a SSW (a. Número de medidas = 6) e fácies fluviais indicando corrente para NNE (b. Número de medidas= 22).

4.1.2.3 – Formação Serra Geral

A Formação Serra Geral é composta, na área estudada, por rochas magmáticas básicas, distinguindo-se os derrames de basalto (Foto12) do *sill* de diabásio. Os basaltos exibem cor cinza-escuro a esverdeado, granulação muito fina a fina e estrutura maciça, apresentando espessura média em torno de 25 metros no Planalto de Franca, espessando-se para o interior da bacia.

As rochas básicas exibem textura afanítica, equigranular, distinguindo-se plagioclásio (50 a 60%), piroxênio (augita e hiperstênio; 25 a 30%), tendo olivina, titanita e apatita como minerais acessórios.



Fotografia 12. Basaltos de cor cinza-esverdeada apresentando disjunção colunar e esfoliação esferoidal, aflorando na serra das Goiabas (UTMs 252, 7743).



Fotografia 13. Basalto apresentando feições venulares horizontalizadas, com preenchimento de material caulínítico, aflorando próximo a Franca, na estrada que liga esta localidade a Cristais Paulista (UTMs 247, 7727).



Fotografia 14. Vista panorâmica da serra dos Peixotos, mostrando diabásios (db) da Formação Serra Geral no topo, e arenitos com estratificação cruzada de grande porte e conglomerados intercalados da Formação Botucatu no fronte da escarpa (UTMs 289, 7709).



Fotografia 15. Contato, por falha normal (?) de direção NE, entre basaltos da Formação Serra Geral (B) e arenitos inconsolidados da Formação Franca (A) (UTMs, 247, 7724).

O contato inferior com a Formação Botucatu é abrupto e, por vezes, marcado pela presença de camadas de arenito eólico intertrape, apresentando granulometria fina a média e grãos esféricos, exibindo estratificação cruzada de médio a grande porte. O contato superior com as rochas do Grupo Bauru é erosivo, assim como com os sedimentos inconsolidados cenozóicos que recobrem essas unidades. Na base e no topo do derrame os basaltos apresentam amígdalas, vesículas e vênulas horizontalizadas (Foto 13) preenchidas por minerais do grupo das zeólitas, quartzo, calcedônia, calcita e por material caulínítico de cor branca. Distribui-se ao longo das principais elevações, sustentando os morros residuais e todo o planalto limitado a leste pela linha de *cuesta* (Foto 14).

Os magmas ascenderam por fraturas, alojando-se como espessos corpos tabulares horizontalizados (*sill*) e, eventualmente, como diques, dentro da Formação Botucatu. Ponçano *et al.* (1992) e CNEN (1973) estimam, com base em poços tubulares, espessuras em torno de 150 metros para o mesmo.

O *sill* denominado Borda da Mata (Soares *et al.* 1973) é caracterizado por diabásios apresentando cor cinza-escura a esverdeada, granulação fina a média e textura equigranular. Os termos de textura fina a média, equigranulares, confundem-se muitas vezes com basaltos, devido ao seu resfriamento mais rápido que se dá próximo de suas bordas. São compostos basicamente por plagioclásio (labradorita) e piroxênio (augita) e subordinadamente de quartzo, magnetita e apatita.

Dados radiométricos de Ar^{40}/Ar^{39} revelam, segundo Nardy (1995), idade média de $132,4 \pm 1,1$ Ma para o magmatismo Serra Geral, delimitando o evento em um intervalo de cerca de 2 Ma Para Turner *et al.* (1994) o magmatismo estendeu-se por cerca de 10 Ma, cujos dados Ar^{40}/Ar^{39} indicam idades entre 137 a 127 Ma.

O intenso fraturamento ao qual essas rochas foram submetidas segundo as direções NW, NE e E-W, variando de subverticais a subhorizontais favoreceu o desenvolvimento de esfoliação esferoidal e disjunção colunar características. Falhas normais (Foto 15) são observados a sul de Franca, colocando lado a lado derrames basálticos com arenitos inconsolidados elúvio-coluvionares cenozóicos.

4.1.2.4 – Grupo Bauru

Os sedimentos suprabasálticos que afloram nas porções de maior altitude na região de Franca têm sido classificados sob diferentes denominações. Almeida (1964) caracterizou-os como Formação Bauru, Soares *et al.* (1973) utilizaram o termo litofácies Itaqueri (Formação Marília), Cottas e Barcelos (1981) incluíram-nos no Grupo Bauru, Barcelos *et al.* (1983) e Ponçano (1981) descreveram-nos como Formação Itaqueri, e em trabalhos mais recentes Hellmeister Jr. (1997) redefine-os como Formação Franca, enquanto Hasui *et al.* (1999b) correlacionam esses sedimentos à Formação Uberaba.

O Grupo Bauru (Cretáceo Superior, segundo Dias–Brito, 2001) compreende arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados, cujas características mineralógico-texturais, estruturas sedimentares presentes e relações estratigráficas e geomorfológicas permitiram diferenciá-los da Formação Franca (Mioceno?) sobreposta e das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Mioceno) adjacentes.

É representado, na região de Franca, pela intercalação de canais com preenchimentos conglomeráticos e areno-conglomeráticos apresentando estratificações cruzadas e estrutura maciça gradando, por vezes, para arenitos conglomeráticos (Ag) (granodecrescência ascendente), os quais podem passar para conglomerados no topo (Ag(i)) (granocrescência ascendente). Rochas pelíticas exibindo cor vermelha amarelada a acastanhada e aspecto mosqueado ocorrem associados. São observadas juntas concentradas nas direções NW, NE e NNE.

O referido Grupo ocorre distribuído nas principais elevações da área, ao longo da estrada que liga Franca a Pedregulho, sobre o Planalto de Franca, e sobre as serras do Itambé, do Indaiá, da Faquinha, dos Borges e das Goiabas (Figura 11). Assentam-se em contato erosivo sobre os derrames basálticos, com espessuras variando de 3 metros a leste e 10 metros a oeste, representando a porção basal do Grupo Bauru possivelmente correlata a Formação Adamantina descrita no interior da bacia.

4.1.2.4.1 – *Fácies sedimentares*

Para as rochas do Grupo Bauru foram caracterizadas dez fácies sedimentares (Figura 16) com base no código proposto por Miall (1978 e 1996). O código “C” compreende os sedimentos com mais de 50% de seixos e as fácies arenosas e pelíticas são, respectivamente, referenciadas como “A” e “F”. As consecutivas colunas do código referem-se à quantidade de matriz (c-suportado por clastos; m-suportado pela matriz) e/ou às estruturas presentes (m- maciça, c-caótico, p-cruzada planar e a-acanalada; h-plano-paralela, g-graduação normal, i-graduação inversa e l-laminação horizontal).

Código das fácies	Litofácies e estruturas associadas	Interpretação
Cp/Ca	Conglomerados sustentados pela matriz ou pelos clastos, com estratificação cruzada planar e acanalada	Barras longitudinais, Crescimento de formas deltáicas a partir de barras remanescentes Corrente de tração
Cc	Conglomerado sustentados pelos clastos, caótico	Fluxo de detritos não-coesivo. Corrente de tração
Ccm	Conglomerado sustentados pelos clastos, maciço	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Cmm	Conglomerados sustentados por matriz pelítica, maciços	Fluxo plástico de detritos
Ap	Arenito fino a conglomerático com estratificação cruzada planar	Dunas transversais Corrente de tração
Ah	Arenito fino a conglomerático, com estratificação plano-paralela	Fluxo laminar
Ag	Arenito fino a conglomerático, com graduação normal	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Ag(i)	Arenito fino a conglomerático, com graduação inversa	Fluxo de detritos ou fluxo pseudoplásticos de baixa potência
Am	Arenito fino a médio maciço	Fluxo gravitacional
Fm/FI	Areia muito fina, silte e argila, maciça ou com laminação fina ou graduação normal	Planície de inundação, canais abandonados

FIGURA 16

Litofácies e estruturas sedimentares do Grupo Bauru, na região de Franca.

4.1.2.4.1.1 - Conglomerado com estratificação cruzada planar e acanalada (Cp/Ca)

A fácies conglomerado com estratificação cruzada planar e acanalada (Cp/Ca) compreende conglomerados polimíticos suportados pelos seixos que ocorrem preenchendo canais variando entre 0,5 e 1,5 metros de espessura, apresentando incipiente estratificação cruzada planar (Foto 16) a acanalada. A matriz é arenosa a siltico-argilosa e os seixos arredondados a subarredondados de quartzo (branco, fumê), quartzo recristalizado, quartzito, basalto e arenito (Tabela 1) variando de 0,5 a 10 cm. O desenvolvimento de crosta laterítica (Foto 17) no topo do pacote, a qual se apresenta muitas vezes fragmentada é comum na região de Franca.

Fácies conglomeráticas maciças (Ccm), conglomeráticas caóticas (Cc), arenosas maciças (Am) e arenosas estratificadas (Ap) ocorrem associadas. Na base de conglomerados estratificados assentados diretamente sobre os basaltos observam-se, muitas vezes, fragmentos subarredondados a arredondados de argila (*pellets*) participando da assembléia de seixos.

Conglomerados estratificados formam-se em barras longitudinais e transversais fluviais de rios cascalhosos, com leitos escarpados ou sujeitos a inundação de alta magnitude, formados por corrente de tração (Nilsen, 1982; Miall, 1992 e 1996; Lima e Vilas Boas, 1994).

4.1.2.4.1.2 - Conglomerado maciço sustentado pelos clastos (Ccm)

A fácies conglomerado maciço sustentado pelos clastos (Ccm) compreende conglomerados maciços suportado pelos seixos (Foto 18), apresentando espessuras oscilando entre 10 cm a 1 m de espessura. Encontram-se associadas a conglomerados maciços (Cmm), conglomerados caóticos (Cc) e arenitos com gradação inversa (Ag(i), Foto 18) e maciços (Am, Foto 19). Os seixos são de xisto, quartzo, quartzito e basalto (Tabela 1) e variam de 0,5 a 7 cm, apresentando-se arredondados a subarredondados.

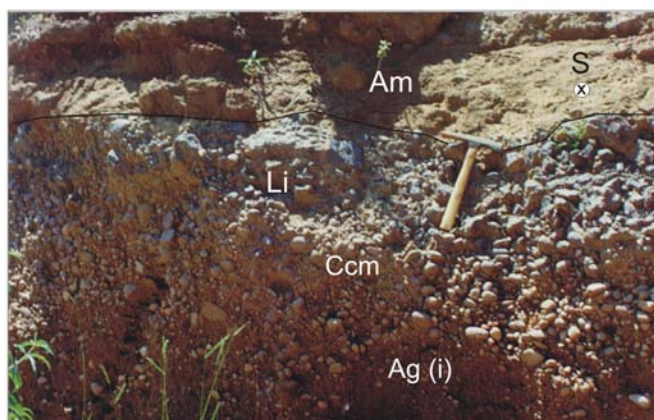
Os conglomerados da fácies Ccm encontram-se freqüentemente lateritizados (Foto 18), exibindo contatos erosivos com as unidades mais antigas sotopostas e com as unidades arenoso-conglomeráticas sobrepostas mais jovens (Foto 20).



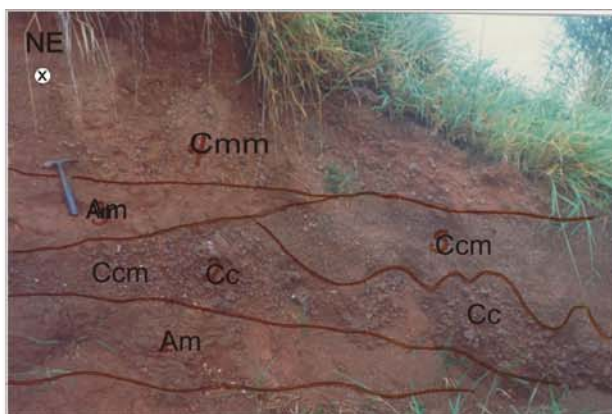
Fotografia 16. Conglomerados da fácies Cp (Grupo Bauru) exibindo estratificação cruzada planar, aflorantes na serra de Franca (UTMs 264, 7728).



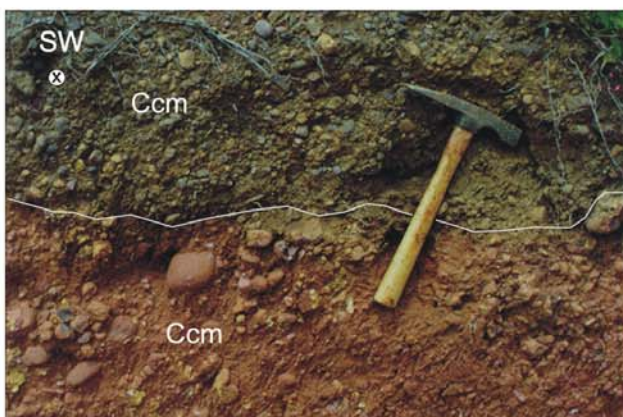
Fotografia 17. Pacote métrico (> 1m de espessura) de conglomerado da fácies Cp (Grupo Bauru), aflorantes na serra de Franca (UTMs 265, 7729).



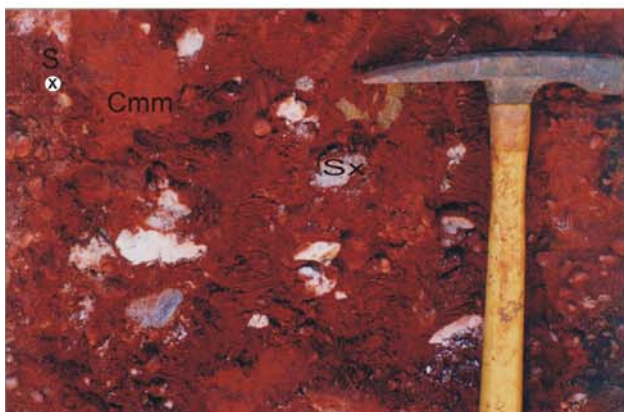
Fotografia 18. Fácies de conglomerados maciços (Ccm), apresentando crosta limonítica (li) *in situ*, de cerca de 30 cm de espessura do Grupo Bauru, na serra de Franca (UTMs 268, 7729).



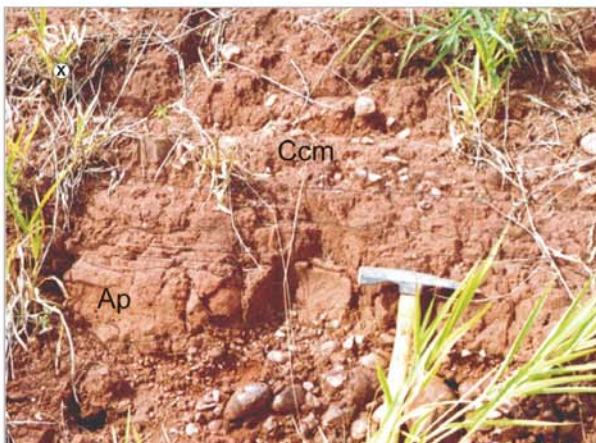
Fotografia 19. Intercalação de canais conglomeráticos (Ccm, Cmm e Cc) e arenosos (Ag, Am) do Grupo Bauru, aflorantes a norte de Franca (UTMs 256,7739).



Fotografia 20. Contato erosivo entre fácies de conglomerados maciços (Ccm) do Grupo Bauru e da Formação Franca sobreposta. Planalto de Franca (UTMs 269, 7729).



Fotografia 21. Fácies de conglomerados maciço sustentados por matriz siltico-argilosa (Cmm), aflorante no planalto de Franca (UTMs 264, 7728), exibindo seixos subarredondados de quartzito (sx).



Fotografia 22. Fácies de arenito com estratificação cruzada planar (Ap), aflorante na rodovia SP-334, que liga Franca a Pedregulho (UTMs 246, 7744).

Conglomerado maciço sustentados pelos clastos correspondem a depósitos de fluxo de detritos pseudoplásticos com fluxo turbulento para Miall (1996), como fluxo coesivo de alta viscosidade em processos gravitacionais ou como corrente em processos fluviais, segundo Assine (inédito).

Fácies de conglomerado maciço suportado pelos clastos (Ccm) podem ser, por vezes, confundidos com sedimentos conglomeráticos das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas.

4.1.2.4.1.3 – Conglomerado caótico (Cc)

A fácies conglomerado caótico (Cc) é formada por conglomerados maciços, pobremente selecionados, sustentados pelos seixos e calhaus, os quais variam de 2,5 a 20 cm de diâmetro, apresentando-se arredondados a facetados. São compostos de quartzo, laterita, basalto e quartzito (Tabela 1). Ocorrem como bolsões (Foto 19) preenchendo canais esculpidos nos arenitos e conglomerados estratificados (corte e preenchimento), apresentando espessuras variando de 0,2 a 1m.

Conglomerados caóticos correspondem, possivelmente, à fácies de conglomerado desorganizado de Walker (1983), sendo comuns em leques aluviais, ocorrendo associados a depósitos trativos e a fluxos de detritos (Nilsen, 1982).

4.1.2.4.1.4 - Conglomerado maciço sustentado pela matriz (Cmm)

A fácies conglomerado maciço sustentado pela matriz (Cmm) é constituída por conglomerados maciços sustentados pela matriz síltico-argilosa, apresentando cor cinza-clara e marrom acastanhada (Foto 21), com seixos e calhaus esparsos variando de 0,5 a 7 cm de diâmetro. Os seixos são subarredondados e compostos de xisto, quartzito e quartzo, enquanto laterita ocorre como nódulos e fragmentos angulosos. Compreendem pacotes de cerca de 0,3 a 0,4 m de espessura, ocorrendo associados às fácies conglomeráticas maciças sustentados pelos clastos (Ccm).

Conglomerados maciços sustentados pela matriz (Cmm) são interpretados como depósitos de fluxo de detritos plástico, viscosos de alta potência (Nilsen, 1982; Miall, 1996).

4.1.2.4.1.5 - Arenito com estratificação cruzada planar (Ap)

A fácies arenito com estratificação cruzada planar (Ap) compreende arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada planar a tangencial na base (Foto 22) exibindo camadas conglomeráticas na base, com espessuras da ordem de 5 cm.

Arenitos com estratificação cruzada planar ocorrem como camadas lenticulares com contato inferior erosivo e espessuras de 0,3 a 0,7 m. Na base de alguns canais arenosos ocorrem seixos incipientemente imbricados. Intercalam-se aos canais conglomeráticos (Ccm, Cc, Cp/Ca) e às camadas de arenitos maciços (Am) e gradados (Ag e Ag(i)). Associam-se ainda à fácies argilosas (Fm e FI).

Para Reading (1986) estratificação cruzada em arenitos e em conglomerados, apresentando seixos imbricados resultam, de depósitos de correntes canalizadas com fluxo confinado de alta energia. Segundo Miall (1996) arenitos com estratificação cruzada planar representam dunas transversais.

4.1.2.4.1.6 - Arenito com estratificação plano-paralela (Ah)

A fácies de arenito com estratificação plano-paralela (Ah) são formadas por pacotes métricos (~1,5 m) de arenito fino com matriz síltica, apresentando estratificação plano-paralela (Foto 23), cor amarelo-avermelhada a marrom-avermelhada e aspecto mosqueado (Foto 24). A granulometria é muito fina a média, onde os grãos variam de arredondados, subarredondados a subangulosos, sendo eventualmente levemente conglomeráticos.

Na porção basal deste pacote ocorrem fragmentos (0,5 a 1 cm) subangulosos de quartzo, de laterita. Observa-se ainda a presença de grãos subarredondados de quartzo com película argilosa, de quartzito, de arenito e de clastos de argila.

Camadas lenticulares com arenito com estratificação plano-paralela (Ah), mostrando contato inferior erosivo, intercalam-se com fácies conglomeráticas (Cp/Ca), arenosas (Ag, Am, Ah) e pelíticas (Fm/FI).

Arenitos com laminação plano-paralela (Ah) são depositados por fluxo laminar em regime de fluxo superior (Miall, 1992 e 1996). Lençóis de areia bem selecionados exibem estratificação plano-paralela formadas por fluxos ou inundações torrenciais (Assine, inédito).



Fotografia 23. Arenito de granulação fina a média apresentando estratificação plano paralela (Ah), distribuídos ao longo da serra de Franca (UTMs 257, 7727).



Fotografia 24. Arenitos maciços (Am) intercalados com arenitos estratificados (Ap) e conglomerados maciços sustentados pelos clastos (Ccm), apresentando-se plintificados. Serra dos Agudos (UTMs 270, 7734).



Fotografia 25. Fácies de pelitos maciços (Fm) aflorando na serra de Franca (UTMs 274, 7727) como níveis truncados, intercalados em arenitos maciços (Am).

4.1.2.4.1.7 - Arenito maciço (Am)

A fácies arenito maciço (Am) é caracterizada pela ocorrência de arenitos finos a médios com estrutura maciça a incipientemente estratificada, com grãos subarredondados a subangulosos (Foto 25), podendo apresentar, por vezes, seixos de cerca de 0,5 cm. Compreendem pacotes de 0,2 m a 0,5 m de espessura, com fácies de arenitos gradados (Ag), de conglomerados maciços (Ccm) e de pelitos (Fl) associados.

Fácies de arenitos maciços ou fracamente laminados representam sedimentação por fluxo gravitacional (Miall, 1996). Segundo Nilsen (1982) fluxos de lama são caracteristicamente maciços, em função dos grãos estarem envoltos pela matriz.

4.1.2.4.1.8 – Arenito com gradação inversa (Ag(i))

A fácies arenito com gradação inversa (Ag(i)) é constituída de arenitos finos a médios, na base, gradando para conglomerados, no topo (vide foto 18). Na porção conglomerática ocorrem seixos de quartzo (leitoso, hialino), de quartzo recristalizado, de quartzito e ocasionalmente de basalto, assim como fragmentos e nódulos de laterita.

Arenitos com gradação inversa ocorrem associados a arenitos maciços (Am) e conglomerados maciços e caóticos. Esses arenitos podem se apresentar, por vezes, plintificados.

Canais preenchidos de arenitos conglomeráticos com gradação inversa correspondem aos depósitos de conglomerados suportados pela matriz de Miall (1996), os quais representam depósitos de fluxo de detritos pseudoplástico viscosos de baixa potência. Nilsen (1982) descreve conglomerados com gradação inversa na base de fluxos de detritos, sendo resultante de variações na quantidade e na força da matriz em relação a densidade e distribuição no tamanho dos clastos.

4.1.2.4.1.9 – Arenito com gradação normal (Ag)

A fácies arenito gradado (Ag) compreende arenitos de cor amarela acastanhada de granulometria média, sendo conglomeráticos na base, gradando para arenitos médios a finos (Foto 26), no topo. Ocorrem preenchendo canais de 0,5

a 1 m ou superiores a 3 m de espessura. Seixos de quartzo e fragmentos de laterita (Tabela 1) são comuns na porção conglomerática. Intercalam-se com conglomerados (Cp/Ca) e arenitos (Ah e Ap) estratificados, assim como com conglomerados (Ccm) e arenitos (Am) maciços. Podem, por vezes, gradar para níveis pelíticos laminados (fácies FI).

Arenitos com gradação normal representam fluxos de detritos pseudo-plásticos de baixa potência e viscosos (Miall, 1996). Segundo Nilsen (1982) fácies areno-conglomeráticas com granodecrescência ascendente são comuns em leques aluviais, sendo depositadas tanto na perda de energia de correntes trativas, embora muitas camadas depositadas por fluxo de detritos apresentem afinamento no topo do pacote.

4.1.2.4.1.10 - Pelitos maciços e laminados (Fm/FI)

A fácies pelitos maciços (Fm) e pelitos laminados (FI) é caracterizada por camadas de siltitos argilosos apresentando cor branca a cinza, laminação plano-paralela a estrutura maciça (Foto 25). Ocorrem como camadas de cerca de 30 cm de espessura associados a fácies arenosas maciças (Am) e gradadas (Ag).

Grânulos de quartzo esparsos podem estar presentes em diferentes porções da área, enquanto que as marcas onduladas dos níveis argilosos no topo da seqüência pelítica são observadas nos arredores de Pedregulho.

Fácies finas maciças (Fm) e laminadas (FI) resultam de depósitos de planície de inundação, tendo a deposição dos siltitos e a decantação de lama ocorrido, em canais abandonados ou em planície de inundação (Miall, 1996).

4.1.2.4.2 – Unidades estratigráficas

As fácies sedimentares do Grupo Bauru identificadas apresentam-se em associações distintas individualizadas em unidades I e II. Foram definidas a partir de seções levantadas ao longo das principais serras e morros, baseadas nas suas características faciológicas, arranjo vertical e lateral, e comportamento geomorfológico dos litotipos aflorantes.

4.1.2.4.2.1 - Unidade I

A unidade I corresponde à unidade basal do Grupo Bauru, na área de estudo, sendo formada por um pacote métrico (aproximadamente 1,5 m) de arenito fino maciço (Am) apresentando, por vezes, delgados e esparsos níveis ou lentes centimétricas de siltitos (Pm). Sobrepostos assentam-se siltitos maciços (Fm) a laminados (Fl), exibindo espessuras em torno de 1,5 m. Sobre a fácies Fm/Fl ocorre uma camada de 2 m de espessura de arenitos finos maciços (fácies Am) (figuras 17 e 18). Essas fácies encontram-se plintificadas.

A unidade I assenta-se em contato discordante sobre os derrames basálticos (Foto 26), ocupando altitudes superiores a 1.000 m, com espessura mínima de 5 m. Esta unidade encontra-se sobreposta, em contato erosivo, por sedimentos areno-conglomeráticos da unidade II.

4.1.2.4.2.2 - Unidade II

Esta unidade é composta por canais de conglomerados das fácies Ccm e Cp/Ca intercalados por canais arenosos métricos (0,5 a 1m) das fácies Ag e Am (Foto 26), preenchendo canais (Figuras 17 e 18). A superposição dos canais coalescentes forma pacotes tabulares variando de 1 a 4 m de espessura. Os corpos arenosos predominam em direção ao topo (granodecrescência ascendente).

A unidade II exibe sedimentos plintificados associados a crostas lateríticas, muitas vezes fragmentada, presentes no topo do pacote, marcando o desenvolvimento da Superfície Sul-Americana.

Conglomerados caóticos (Cc) ocorrem como bolsões dispersos em meio às fácies conglomeráticas (Ccm e Cp/Ca) e às arenosas (Ag/Ag(i), Ap) ou preenchendo escavações localizadas (corte e preenchimento). Esses bolsões variam de 1 m a 0,2 m de espessura, adelgaçando-se lateralmente. Sedimentos areno-argiloso (Am) de mais de 3 m de espessura, de cor branca acastanhada, assentando-se em contato abrupto ou gradativo sobre a fácies conglomerática (Cp/Ca) ocorrem no topo.

A unidade II assenta-se, em contato erosivo, ora sobre os sedimentos arenosos (fácies Am) ora sobre os argilosos (fácies Fm/Fl) da Unidade I, ou diretamente sobre os basaltos (Foto 26).

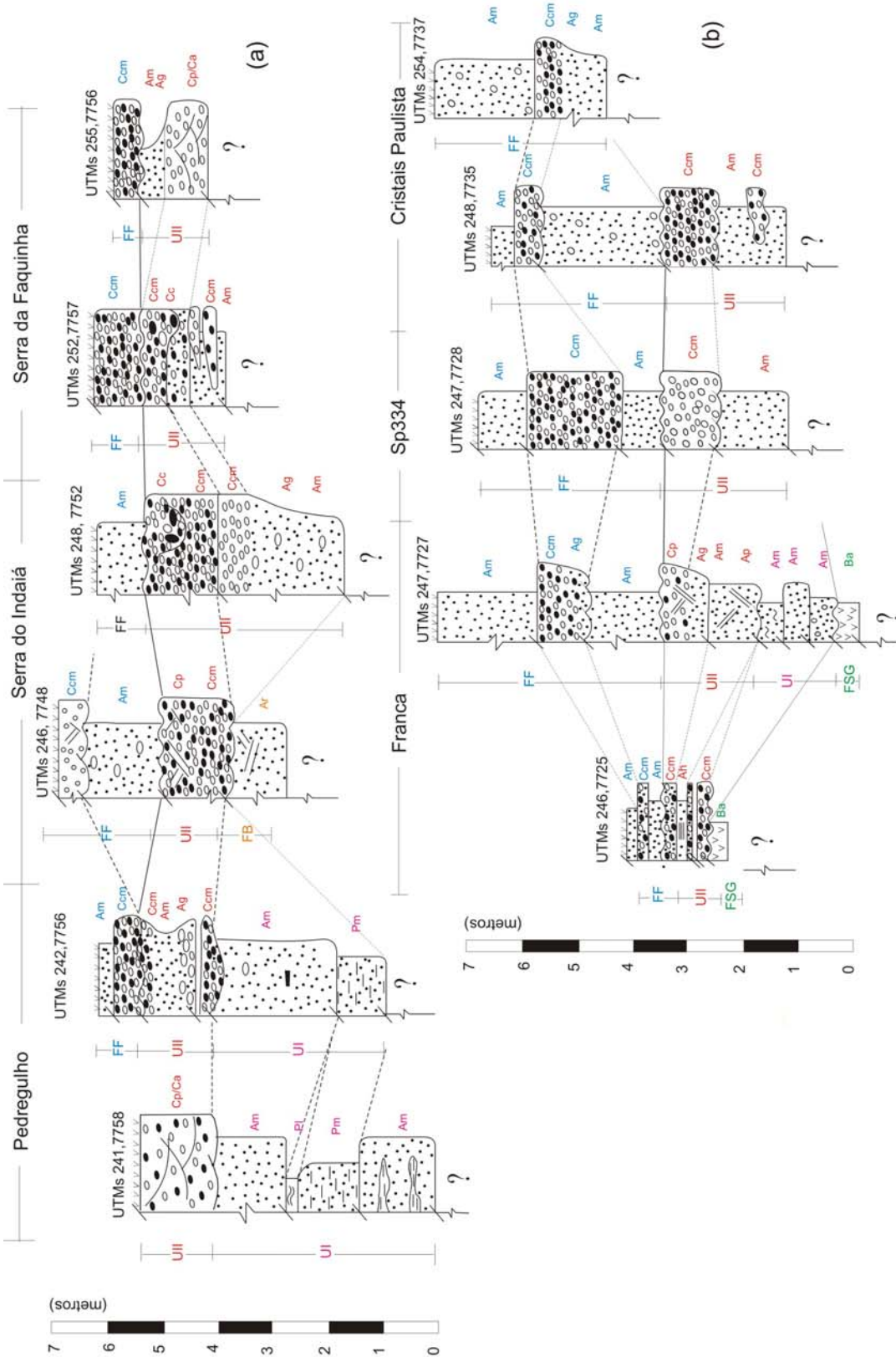
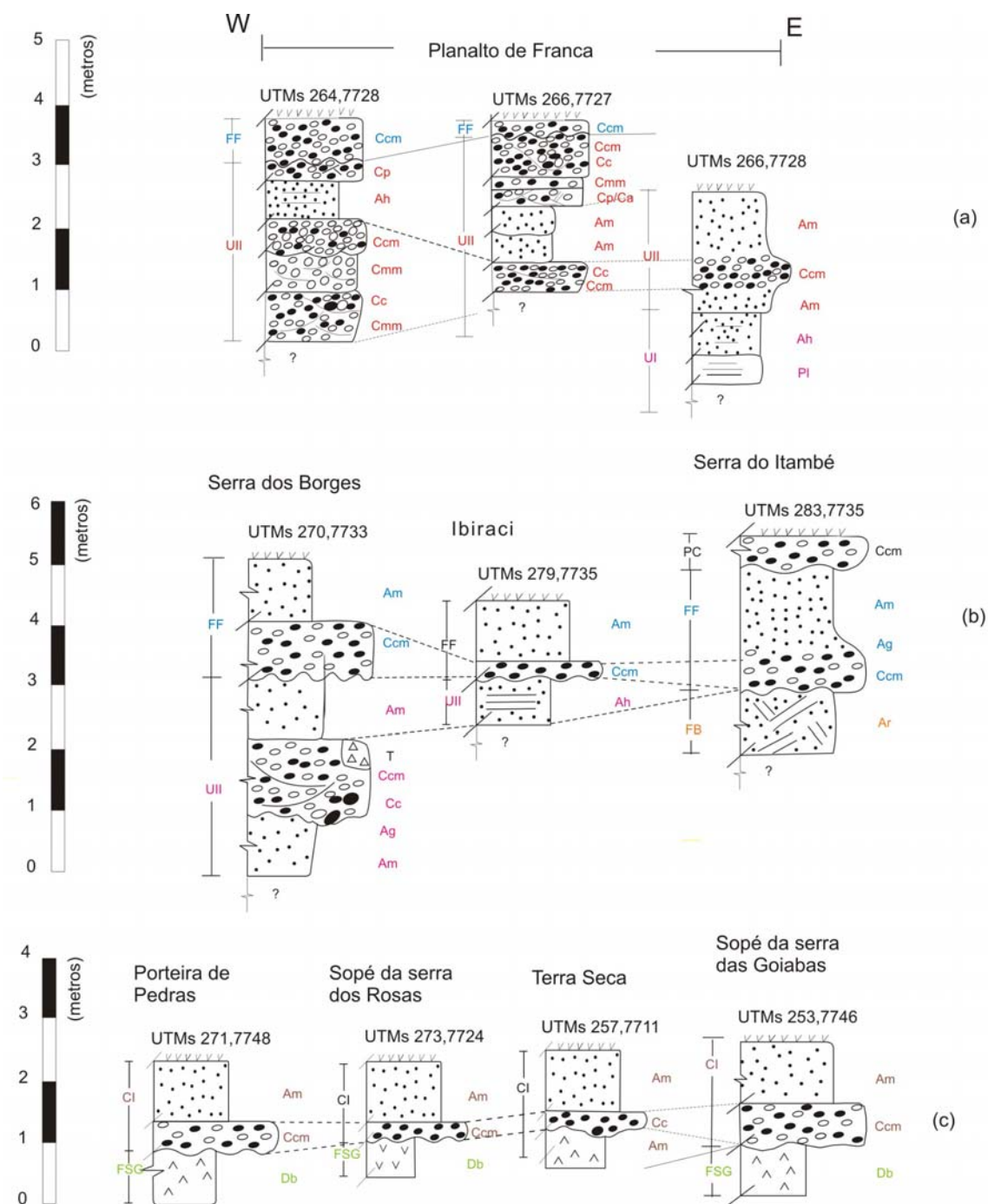
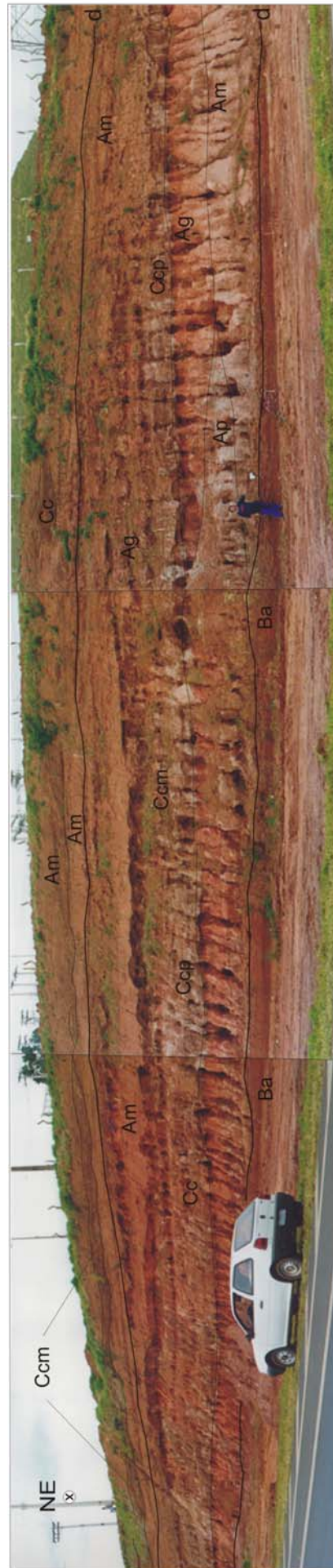


FIGURA 17

Seções colunares dos sedimentos do Grupo Bauru (U) e da Formação Franca (FF), na região de Franca (SP), sobrepostos aos basaltos da Formação Serra Geral (FSG). (a) seção-tipo no perfil A-A'; (b) seção-tipo no perfil B-B'. (Para localização, vide figura 11).



Seções colunares dos sedimentos do Grupo Bauru (U) e da Formação Franca (FF) sobrepostos, por vezes, à Formação Botucatu (FB), e Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (CI) sobrepostos ao sill de diabásio (FSG), na região de Franca (SP). (a) e (b) correspondem à seção-tipo no perfil C-C'.



Fotografia 26. Pacotes de arenitos (Am) e arenitos conglomeráticos (Ag) da Unidade I, sobrepostos por arenitos maciços (Am), arenitos conglomeráticos (Ag) e conglomerados (Ccm, Cp, Cc) da Unidade II, distribuídas em corte da rodovia SP-334, entre Franca e Cristais Paulista. Os contatos inferior, com basaltos (Ba), e superior, com fácies arenosas (Am) e conglomeráticas (Ccm e Cc) da Formação Franca, são dados por discordância erosiva (d). Franca (UTMs 247, 7727).

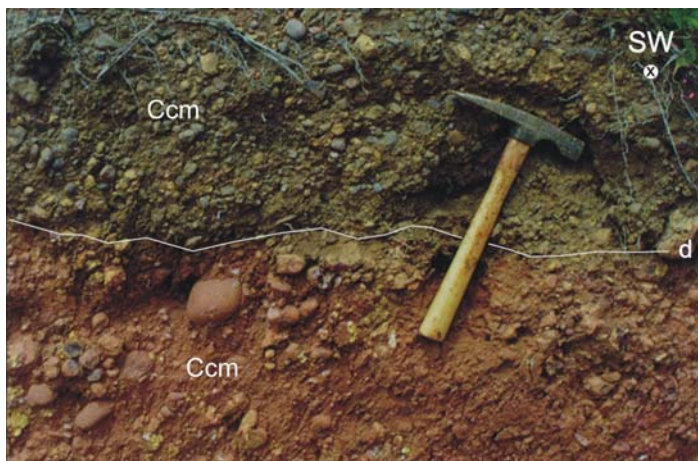
4.1.2.4.3 - *Relações estratigráficas*

Foram identificadas no Grupo Bauru duas unidades estratigráficas, sendo a unidade basal argilo-arenosa restrita a certas porções da área. A unidade II encontra-se sobreposta em contato erosivo sobre a unidade I basal, sendo ambas discordantes sobre os derrames basálticos. O contato superior do Grupo Bauru com a Formação Franca (Foto 27), sobreposta, é marcado pela presença de uma superfície erosiva fragmentada e/ou erodida (Figuras 17 e 18a), sendo destacada pela presença de crosta laterítica no topo da unidade II.

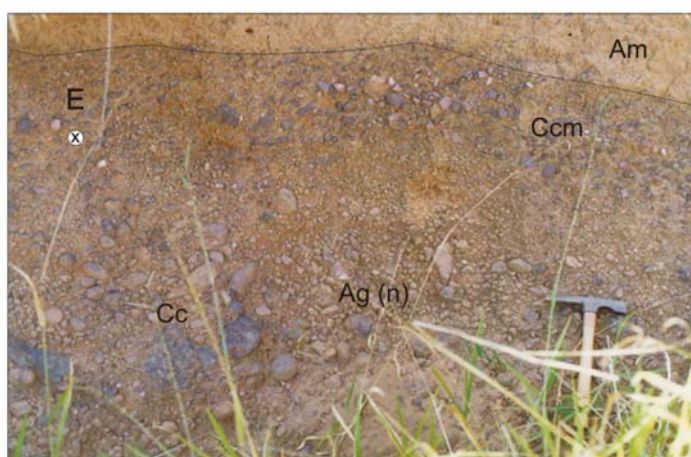
A seção tipo da unidade I, basal, localiza-se na SP-334 nas proximidades de Pedregulho (Figura 17a) ocorrendo com menor expressão nos arredores de Franca (Figura 18b) e na serra homônima, e próximo a Ibiraci (MG) (Figura 17c).

Nas proximidades de Pedregulho (Figura 17a) pode se observar a Unidade I com espessura mínima de 5 m, sendo composta por fácies arenosas maciças basais (Am), sobrepostas por siltitos (Fm) passando para pelitos (FI) no topo. É comum o pacote de arenito maciço (Am) sobrejacente apresentar fragmentos de pelitos (Fm/FI) provenientes, possivelmente, da destruição das fácies finas sotopostas. O topo do pacote é marcado pelo contato erosivo da Unidade II sobre estes arenitos maciços (Am). Na serra da Faquinha, os corpos pelíticos adelgaçam-se dando lugar a pacotes conglomeráticos bem desenvolvidos (2,5 m) da Unidade II (Figura 17a).

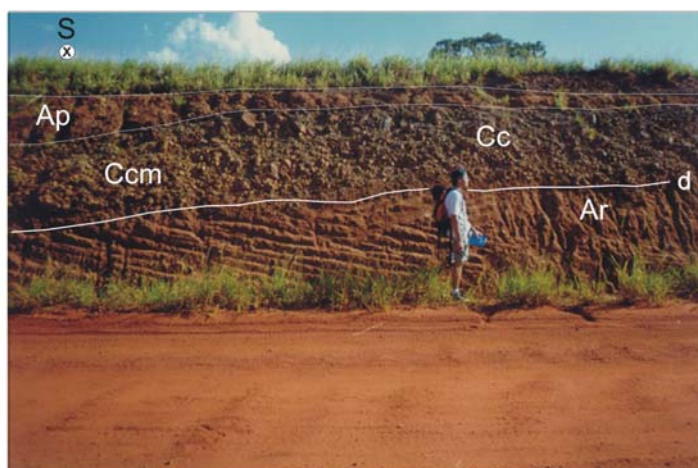
A Unidade II encontra-se melhor representada nos arredores de Franca (Figura 17b), onde os sedimentos areno-conglomeráticos ultrapassam 5 m de espessura e as fácies pelíticas (Fm) da unidade I restringem-se a delgadas camadas (10 cm) de siltitos argilosos. Nessa porção, a unidade II (Foto 26) está representada pela intercalação de corpos de arenitos estratificados (Ap e Ah), maciços (Am) e gradados (Ag, Ag(i)) com corpos acanalados de conglomerados maciços (Ccm) e estratificados (Cp/Ca), porém predominando os termos conglomeráticos sobre os arenosos (Figura 17). Fácies de conglomerados caóticos (Cc, Foto 21) ocorrem como corpos de cerca 0,5 cm de espessura dispersos em meio à fácies de arenito gradado (Ag/Ag(i)) e como bolsões dentro dos pacotes de conglomerados (Ccm, Cp/Ca), tal como é observado, na serra da Goiabas (Foto 28).



Fotografia 27. Fácies de conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm) do Grupo Bauru sobreposto, em contato erosivo, por conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm) da Formação Franca. Planalto de Franca (UTMs 269, 7729).



Fotografia 28. Arenitos conglomeráticos apresentando gradação normal (n) e inversa (i), associados a fácies conglomeráticas (Cc, Ccm) da Formação Franca. Encontram-se sobrepostos por arenitos maciços (Am). Afloram na SP-344 entre Cristais Paulista e Pedregulho (UTMs 248, 7752).



Fotografia 29. Pacotes tabulares de conglomerados maciços (Ccm) da Formação Franca, associados a conglomerados caóticos (Cc) e arenitos estratificados (Ah), aflorantes na serra do Itambé. Ocorrem depositados, em discordância (d) sobre a Formação Botucatu (Ar). Serra do Itambé (UTMs 280, 7735).

Na unidade II são observados conglomerados e arenitos maciços (Ccm e Am) marcados pelo desenvolvimento de um perfil laterítico dado pela presença de horizontes métricos (> 2m) de rochas plintificados, com desenvolvimento de crosta ferruginosa centimétrica (20 cm) no topo da unidade, nas serras de Franca, da Faquinha, do João Borges, dos Garcias e dos Borges. O contato superior da unidade II é erosivo com uma camada tabular, de cerca de 1 m de espessura, de arenitos maciços (Am) da Formação Franca sobreposta, sendo o contato basal erosivo sobre os derrames basálticos (Figura 17). A presença do referido perfil laterítico destacando o contato erosivo no topo do referido pacote são os principais fatores que diferenciam o Grupo Bauru da Formação Franca, sobreposta. Nesta são encontrados fragmentos da crosta sotoposta além de concentrações ferruginosas menos expressivas (nódulos e crosta pouco desenvolvidas).

No Planalto de Franca (Figuras 17 e 18a) predominam os conglomerados (Ccm e Cp/Ca) e arenitos conglomeráticos (Ag, Ag(i), Ap) da Unidade II, cujos sedimentos basais são representado ora por arenitos (Ag, Ap) ora por conglomerados suportados pelos seixos (Ccm, Cp/Ca). O conjunto apresenta cerca de 4 m de espessura mostrando granocrescência ascendente, embora localmente podem exibir camadas com granodescrescência ascendente.

Lentes ou níveis argilosos (Fm) (Foto 25), apresentando 10 cm de espessura, ocorrem intercalados por arenitos maciços (Am) basais. Por vezes ocorrem camadas de 0,3 a 0,4 m de espessura de conglomerados maciços síltico-argilosos (Cmm) intercalados nas fácies conglomeráticas.

Na serra dos Borges (Figura 18b) também predominam os sedimentos areno-conglomeráticos da Unidade II (Foto 24), intercalados por bolsões métricos de conglomerado caótico (Cc). O pacote apresenta mais de 4 m de espessura e é limitado no topo, em contato erosivo, por conglomerados maciços (Ccm).

4.1.2.4.4 - *Ambiente deposicional*

A Unidade I é caracterizada por apresentar grande quantidade de sedimentos pelíticos horizontalizados, associados a sedimentos arenosos maciços (Figuras 17 a e b e 18a). Foi depositada por fluxos de alta energia não canalizados

cuja a perda de energia promove decantação da carga em suspensão, formando os níveis argilosos laminados comuns em porções distais a intermediária de leques fluviais. Uma vez que o declive é menos acentuado e os leques coalescem podendo ocorrer fácies de transbordamento de canal associadas, caracterizando lençóis lobados.

As fácies da Unidade II (Figuras 17a e b e 18a e b) representam transporte por corrente comuns em porções proximais de sistemas de leques fluviais (Assine, inédito), cuja origem está relacionada a falhamentos normais associados, possivelmente, ao Soerguimento do Alto Paranaíba, o qual se encontrava em desenvolvimento durante a deposição dos sedimentos Bauru (Figura19).

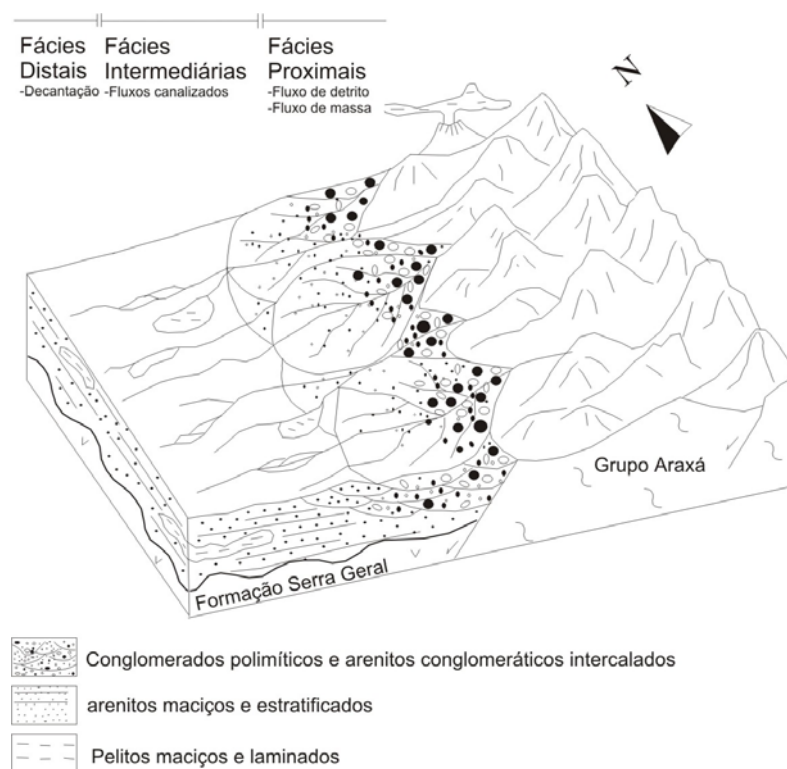


FIGURA 19

Modelo esquemático do ambiente deposicional do Grupo Bauru, na região de Franca. Modificado de Fernandes e Coimbra (1996).

A progradação da Unidade II sobre a Unidade I, observada na região de Franca, implica rejuvenescimento do sistema fluvial por soerguimento da área fonte.

Abundância relativa de depósitos formados por corrente, maturidade mineralógico-textural e distribuição restrita de depósitos formados por fluxos

gravitacionais, segundo Assine (inédito), resultante do preenchimento de bacias por leques fluviais.

4.1.2.5 – **Formação Franca**

A Formação Franca compreende extensos corpos métricos (0,5 a 1 m) de conglomerados intercalados por corpos arenosos, inconsolidados a levemente litificados, apresentando estruturas maciça (m), gradacional (g), normal (n) ou inversa (i). Ocorrem como corpos tabulares exibindo, em média, 2,5 metros de espessura, cobrindo os sedimentos do Grupo Bauru ou estendendo-se sobre os derrames basálticos e sobre os arenitos eólicos Botucatu (Figura 11). Muitas vezes, aparecem, como linhas de pedras descontínuas associadas aos sedimentos arenosos inconsolidados ou como linhas de seixos (*stone lines*) dobradas. Esses sedimentos são afetados por falhamentos normais de direção N40E/50SE (Foto 15), tendo sido identificadas juntas distribuídas preferencialmente a NNW, NE, NNE.

Os depósitos arenosos e conglomeráticos da Formação Franca, situados ao longo dos divisores de águas atuais, são mal estruturados devido ao seu curto transporte conservam características das rochas locais, podendo muitas vezes ser confundidos com solos residuais.

4.1.2.5.1 - *Fácies sedimentares*

Foram caracterizadas cinco fácies sedimentares (Figura 20) compondo os sedimentos da Formação Franca, descritas com base no código de fácies proposto por Miall (1978) e Miall (1996).

Código das fácies	Litofácies e estruturas associadas	Interpretação
Ccm	Conglomerado sustentado pelos clastos, maciço	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Cc	Conglomerado caótico	Fluxo de detritos não-coesivo. Corrente de tração
Ag	Arenito com gradação normal	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Ag(i)	Arenito com gradação inversa	Fluxo de detritos ou fluxo pseudoplásticos de baixa potência
Am	Arenito fino a grosso, maciço	Fluxo gravitacional

FIGURA 20

Litofácies e estruturas sedimentares da Formação Franca, da região de Franca.

4.1.2.5.1.1 – Conglomerado maciço sustentado pelos clastos (Ccm)

A fácies conglomerado maciço suportado pelos clastos (Ccm) compreende conglomerados maciços inconsolidados, suportados pelos clastos, apresentando matriz arenosa (Foto 27) e incipiente estratificação.

Ocorre como camadas tabulares de 0,5 a 1 m de espessura, exibindo cor marrom-amarelada a avermelhada. São compostos por seixos de quartzo hialino, leitoso e fumê, de quartzito de granulação grossa, basalto, calcedônia, rochas pelíticas e laterita nodular (Tabela 1). Os seixos apresentam-se arredondados a subarredondados, variando em média de 1,5 a 7 cm. Limonitas ocorrem associadas como fragmentos angulosos com arestas desgastadas, com cerca de 15 a 20 cm.

Bolsões de conglomerados caóticos (Cc, Foto 29), pacotes de arenitos conglomeráticos com gradação inversa (Ag(i)) e normal (Ag), e fácies de arenitos maciços (Am) ocorrem associados.

Fácies Ccm assentam-se em contato erosivo ora sobre os conglomerados e arenitos do Grupo Bauru, ora sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Na serra

do Itambé, jazem diretamente sobre os arenitos da Formação Botucatu (Foto 29) ou sobre os basaltos. O topo é marcado por contato erosivo com o pacote de arenito maciço da fácies Am sobreposto (Foto 28). Este pacote conglomerático exhibe ondulações das camadas tal como é observado na SP-334 (Foto 26).

Fácies de conglomerado maciço suportado pelos clastos correspondem, segundo Miall (1996), a depósitos de fluxo de detritos pseudoplásticos, apresentando carga de fundo inerte e fluxo turbulento. Nilsen (1982) descreve conglomerados maciços como resultantes de fluxos de detritos.

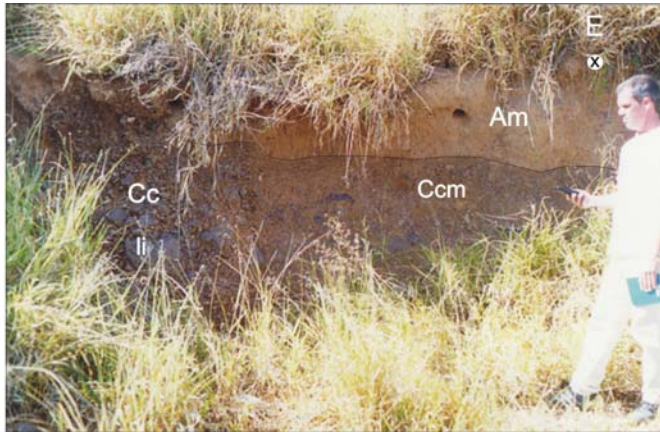
4.1.2.5.1.2 – Conglomerado caótico (Cc)

A fácies conglomerado caótico (Cc) é composta por bolsões de conglomerado caótico (Foto 30), os quais ocorrem associados a pacotes de conglomerados (7 a 10 cm de espessura), passando lateralmente para camadas centimétricas contínuas (Foto 31). Os seixos são arredondados a facetados e compostos de quartzo, laterita, basalto e quartzito (Tabela 1), variando de 2,5 – 20 cm de diâmetro. Ocorrem associados a conglomerados maciços, pobremente selecionados, suportados pelos seixos (Ccm).

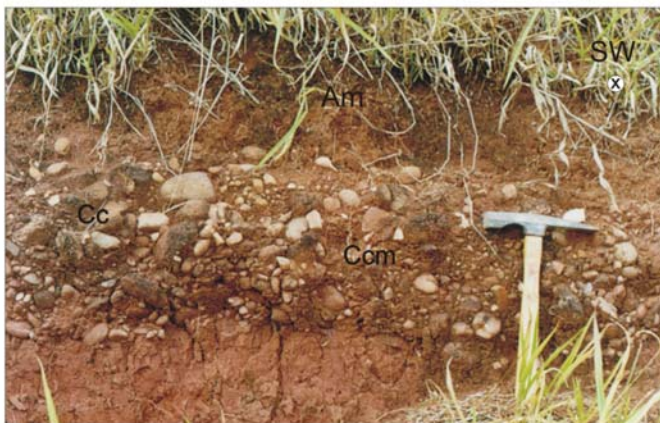
Conglomerados caóticos correspondem, possivelmente à fácies de conglomerado desorganizado (Walker, 1983) ou a *boulders trains* (Nilsen, 1982) associando-se a depósitos trativos e a fluxos de detritos em leques aluviais.

4.1.2.5.1.3 - Fácies arenito conglomerático com gradação normal (Ag).

A fácies arenito conglomerático com gradação normal (Ag) apresenta-se como arenitos conglomeráticos que gradam para arenitos em direção ao topo (Foto 30). Configuram corpos areno-conglomeráticos tabulares, por vezes lenticularizados, apresentando espessura inferior a 1 m, cujo contato superior é, muitas vezes, dado com arenitos maciços (Am). Os seixos subarredondados a subangulos são formados predominantemente de quartzo e quartzito, variando de 0,5 a 5 cm. Entre os minerais pesados são observados grãos de zircão, rutilo, göethita, magnetita, cianita, turmalina e estauroлита, arredondados a subarredondados.



Fotografia 30. Fâcies de conglomerados caóticos (Cc) associados a conglomerados (Ccm) e arenitos (Am) maciços, apresentando fragmentos decimétricos (25 cm) de crosta laterítica (li), aflorantes na SP-334 (UTMs 248, 7752).



Fotografia 31. Camada centimétrica (0,3 m) de conglomerados maciços suportados pelos seixos (Ccm) associados a conglomerados caóticos (Cc). Serra da Faquinha (UTMs 252, 7757).



Fotografia 32. Arenitos maciços (Am) friáveis da Formação Franca, sobrepostos a conglomerados maciços (Ccm), aflorantes na serra do Itambé (UTMs 282, 7735), em discordância erosiva (d) sobre arenitos Botucatu (Ar).

Conglomerados suportados pela matriz a arenito conglomeráticos apresentando gradação normal representam, segundo Miall (1996), fluxo de detritos pseudoplásticos, viscosos e de baixa energia. Assine (inédito) refere-se a esse tipo de depósito como formados por fluxos fluidizados.

4.1.2.5.1.4 - Arenito com gradação inversa (Ag(i)).

A fácies arenito com gradação inversa (Ag(i)) é constituída de arenitos finos a médios gradando para arenitos conglomeráticos, em direção ao topo, a conglomerados (Ccm). Os seixos são subarredondados e compostos de quartzo e quartzito, apresentando tamanhos variando de 0,2 a 0,5 cm.

Arenitos conglomeráticos com gradação inversa representam, para Nilsen (1982) depósitos de leques aluviais formados por fluxos de detritos. Segundo Miall (1996), constituem fluxos de detritos pseudoplásticos, viscosos e de baixa energia.

4.1.2.5.1.5 - Fácies arenito maciço (Am)

A fácies arenito maciço (Am) é composta por sedimentos arenosos finos a médios silticos a argilosos, inconsolidados, maciços a incipientemente estratificados (Fotos 31 e 32). Mostram grãos foscos e arredondados em quantidades proporcionais à de grãos hialinos e polidos. Os grãos são de tamanhos médios, subangulosos a subarredondados, enquanto os seixos milimétricos (0,5 a 1 cm) de quartzo e de laterita são subangulosos.

A fácies de arenito maciço apresenta-se como corpos tabulares com espessura em torno de 1,5 m, ocorrendo no trecho entre Franca e Cristais Paulistas como corpos com espessura mínima de 2, 5 metros. Assenta-se em contato erosivo a gradacional abrupto sobre as fácies conglomeráticas Ccm (Foto 32).

Fácies de arenitos maciços resultam de sedimentação em leques aluviais por fluxos gravitacionais (Miall, 1996). Nilsen (1982) descreve fácies maciças e gradacionais em leques aluviais como produto variações na quantidade e na coesão da matriz em relação aos grãos derivados de fluxos de lama.

4.1.2.5.2 – *Unidades estratigráficas*

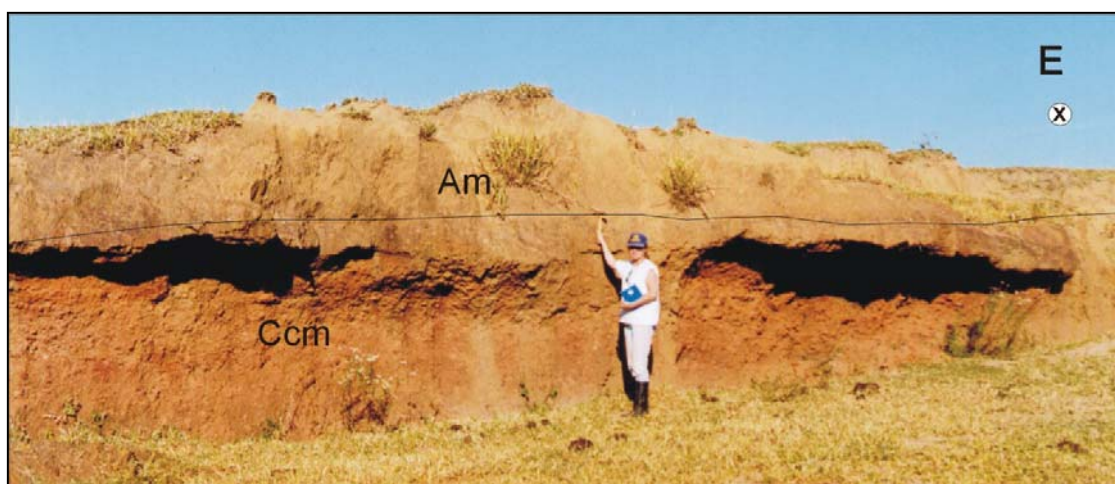
A associação de fácies que caracteriza a Formação Franca é formada por uma unidade arenoso-conglomerática basal, superposta em contato erosivo aos sedimentos do Grupo Bauru e à Formação Serra Geral. Essa unidade aflora a altitudes acima de 900 m, podendo elevar-se a altitudes superiores a 1.200m (serra do Itambé). Essa unidade encontra-se melhor exposta e com maior espessura ao longo da rodovia SP-334, no trecho entre Franca e Pedregulho (Figura 17), e na serra do Itambé (Figura 18b). Apresentam bolsões ou canais de conglomerados desorganizados ou caóticos (Cc) métricos (1,5 m) dispersos, os quais podem adelgaçar lateralmente compondo níveis cascalhosos com espessuras inferiores a 10 cm (Fotos 31 e 32).

A Formação Franca é caracterizada pela intercalação de um pacote tabular de conglomerados maciços (Ccm) por pacotes de arenitos maciços (Am) (Figura 17). Localmente, o pacote arenoso basal (Am) pode apresentar, no topo, contato abrupto com os conglomerados sobrepostos (Ag(i)) (granocrescência ascendente), constituindo pacotes arenosos de cerca de 2 m de espessura (Figuras 17a e b).

4.1.2.5.3 – *Relações estratigráficas*

A Formação Franca ocorre distribuída como corpos tabulares dispostos em contato discordante sobre o Grupo Bauru (planalto de Franca, serra dos Garcias/do João Borges) e sobre a Formação Botucatu, estendendo-se, por vezes, sobre os derrames basálticos.

A porção basal é marcada por pacotes arenosos, predominantemente, maciços (Am) e, por vezes, gradados (Ag), encontrando-se sobreposta em contato abrupto ou erosivo por fácies conglomeráticas (Ccm), passando abruptamente para fácies arenosas maciças (Am) de topo (Foto 33) (Figura 17a e b e Figura 18a e b), apresentando mais de 2 m de espessura. Sobrepõe-se, freqüentemente, em contato abrupto (Foto 33) e eventualmente gradacional sobre as fácies conglomeráticas (Figura 17b e 18b). Nos arredores de Franca (SP 334) ocorrem em contato erosivo ora sobre o Grupo Bauru ora sobre os derrames basálticos (Foto 34).



Fotografia 33. Fácies de conglomerados maciços (Ccm) sobrepostos abruptamente por arenitos maciços (Am) da Formação Franca aflorantes próximo à localidade de Aterrado (UTMs 280, 7746), na serra do Itambé.

4.1.2.5.4 - *Ambiente deposicional*

Na região de Franca as características de baixa maturidade mineralógico-textural dos seixos e de estruturas sedimentares nos sedimentos da Formação Franca revelam sedimentos depositados por fluxos de detritos (não trativo) como os responsáveis pelo acúmulo de fácies conglomeráticas (Ccm), e fluxos fluidizados gerando fácies arenosas (Am e Ag/Ag(i)).

Contudo, estratificação plano-paralela, estratificação cruzada e corte e preenchimento são estruturas eventualmente presentes em sedimentação com caráter trativo (fluvial).

A distribuição das fácies sedimentares da Formação Franca (Figura 21) representam pacotes tabulares depositados, possivelmente, por leques dominados por fluxo de gravidade (Reading, 1986) distintos dos leques fluviais responsáveis pela deposição do Grupo Bauru sotoposto. Segundo Fúlfaro e Suguio (1974) o ambiente tectônico vigente durante a sedimentação do material aqui descrito como Formação Franca é similar ao que atuou na sedimentação do Grupo Bauru, com amplos leques formados pela quebra de relevo próximo a elevações regionais.



Fotografia 34. Arenitos (Am, Ag) e conglomerados (Ccm, Cc) da Formação Franca, sobreposta em contato erosivo (d) sobre basaltos da Formação Serra Geral (FSG). Franca (UTMs 247, 7727).

A associação de depósitos formados por fluxos de detritos, fluxos fluidizados com processos fluviais observados na região de Franca, constituindo depósitos residuais erosivos formando leques coalescentes. A intensa colúviação recobriu encostas e movimentou material sobre os planaltos produzindo depósitos imaturos devido ao curto transporte sedimentar.

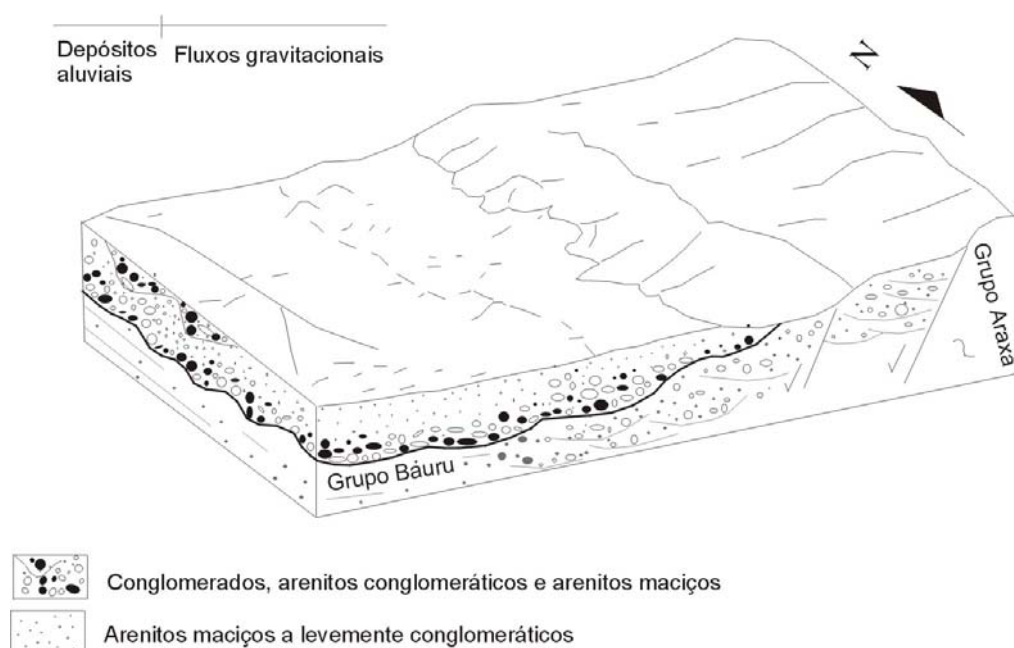


FIGURA 21

Modelo deposicional esquemático da Formação Franca, na região de Franca.

4.1.2.6 – Coberturas Arenoso-Conglomeráticas

Esses sedimentos constituem areias e conglomerados inconsolidados exibindo estruturas maciça, gradação normal e inversa, tendendo a lenticularização nas extremidades, podendo evoluir para linhas de pedras. Cobrem morros e colinas, situados nos interflúvios das principais bacias de drenagens (Figura 11), assentados sobre o *sill* de diabásio, sobre a Formação Aquidauana e sobre os metassedimentos do Grupo Araxá-Canastra (Figura 13).

4.1.2.6.1 - *Fácies sedimentares*

Foram caracterizadas quatro fácies sedimentares (Figura 22) com base no código de fácies proposto por Miall (1978, 1996) compondo as Coberturas Arenoso-Conglomeráticas.

Código das fácies	Litofácies e estruturas associadas	Interpretação
Ccm	Conglomerado suportado pelos clastos, maciço	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Cc	Conglomerado caótico	Fluxo de detritos não-coesivo. Corrente de tração
Ag	Arenito com gradação normal	Fluxo de detritos pseudoplásticos
Am	Arenito fino a grosso, maciço	Fluxo de detritos coesivo

FIGURA 22

Litofácies e estruturas sedimentares das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas, da região de Franca.

4.1.2.6.1.1 – Conglomerado sustentado pelos clastos e maciço (Ccm)

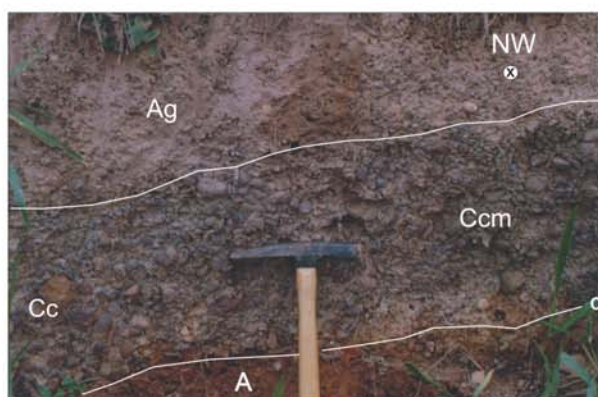
A fácies conglomerado maciço (Ccm) compreende conglomerados sustentados pelos clastos, maciços e inconsolidados (Foto 35), exibindo cor marrom-acinzentada a acastanhada. É composta, predominantemente, por seixos arredondados a subarredondados de quartzo (hialino, leitoso, acicular e fumê), quartzito, quartzito de granulação grossa, laterita, conglomerado lateritizado, gôethita, calcedônia, nódulos de laterita, fragmentos de rochas sedimentares e de diabásio. Os fragmentos de laterita oscilam de 3 a 4 cm e os de diabásio de 10 a 15 cm, enquanto os demais variam de 0,5 a 2,5 cm.



Fotografia 35. Conglomerados maciços (Ccm) suportados pelos seixos, sobrepostos por arenitos maciços (Am), aflorantes no local denominado Terra Seca (UTMs 257, 7711), próximo à confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho.



Fotografia 36. Conglomerado maciço suportado pelos seixos (Ccm) apresentando matriz siltico-argilosa (terraço alçado?) sobreposto, abruptamente, por conglomerado maciço (Ccm) (Cobertura Arenoso-Conglomerática). Confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho (UTMs 257, 7710).



Fotografia 37. Fácies de conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm), associados a conglomerados desorganizados (Cc), jazendo em discordância (d) sobre a Formação Aquidauana (A) no sudeste da área. Encontram-se sobrepostos por conglomerados maciços suportados por matriz siltico-argilosa (Cmm). Capetinga (UTMs 285, 7715).



Fotografia 38. Nível conglomerático (Ccm) sobreposto, em contato abrupto, por arenito maciço (Am), aflorantes na rodovia SP-334, que liga Franca a Pedregulho (UTMs 246, 7744).

Fácies conglomerado maciço distinguem-se dos conglomerados da Formação Franca pela ocorrência de seixos subarredondados e fragmentos de crosta laterítica, bem como de fragmentos angulosos de diabásio, além de sua distribuição preferencial sobre a área de ocorrência do *sill* de diabásio, em cotas de 700 a 800 m.

Os corpos conglomeráticos variam de 0,1 a 0,5 m de espessura (Foto 36), cujo contato inferior erosivo é dado com o *sill* de diabásio, predominantemente, e com o Grupo Araxá ou com a Formação Aquidauana (Foto 37), no sudeste da área. Estendem-se como corpos tabulares cobrindo as colinas, acompanhando muitas vezes a declividade do terreno.

Fácies de arenitos maciços (Am) e conglomerados maciços suportados pelos clastos (Ccm) ocorrem associadas a delgadas camadas, as quais podem passar lateralmente a constituir linhas de seixos (Foto 38).

São facilmente confundidos com terraços alçados, os quais apresentam maior quantidade de argila, na matriz, além do maior arredondamento dos seixos, sendo freqüentemente submetidos a garimpagem. Próximo à confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho, no local denominado Terra Seca, diamantes têm sido extraídos de cascalheiras (Ccm), situados a 700 m, sustentando os topos das colinas (Foto 39). Dentre os minerais pesados predominam zircões, rutilo, estauroлита, cianita, turmalina, granada e apatita esporadicamente.

Sedimentos conglomeráticos maciços são, segundo Miall (1996), depositados por fluxo de detritos pseudoplástico turbulento, sendo a ausência de gradação função da quantidade e coesão da matriz em relação a densidade e tamanho dos clastos (Nilsen, 1982).

4.1.2.6.1.2 - Arenito conglomerático com gradação normal (Ag)

A fácies arenito conglomerático com gradação normal (Ag) compreende níveis de arenitos conglomeráticos gradando para arenitos médios a grossos no topo (Foto 37), apresentando matriz siltico-argilosa. Os seixos subarredondados a subangulosos são formados de quartzo e quartzito, variando de 0,5 a 5 cm. As camadas exibem cerca de 30 cm de espessura e associam-se a corpos conglomeráticos maciços (Ccm).

Foto 39b



Foto 39a



Fotografia 39. Colinas capeadas por conglomerados e arenitos pouco consolidados da unidade Coberturas Arenoso-conglomeráticas (ciclo Velhas) situadas na confluência dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho, no local denominado Terra Seca, a 700 m de altitude (UTM 258, 7711). No detalhe, observa-se uma calha para extração de diamante (Foto 39a) destacando conglomerados da fácies Ccm (Foto 39b) sobrepostos por arenitos da fácies Am (Foto 39a).

Conglomerados suportados pela matriz a arenito conglomeráticos apresentando gradação normal a inversa representam, segundo Miall (1996), fluxo de detritos pseudo-plásticos, viscosos e de baixa energia, enquanto para Assine (inédito) constituem fluxo de detritos coesivo de viscosidade baixa ou fluxo fluidizado.

4.1.2.6.1.3 – Conglomerado caótico (Cc)

A fácies conglomerado caótico (Cc) (Foto 37) é formada por conglomerados desorganizados, pobremente selecionados, sustentados pelos seixos, os quais variam de 2,5 a 10 cm de diâmetro, apresentando-se arredondados a facetados. São compostos de quartzo, laterita, basalto e quartzito (Tabela 1).

Compreende bolsões de 7 a 15 cm de espessura que ocorrem associados aos pacotes conglomeráticos (Ccm), passando lateralmente para camadas centimétricas contínuas, caracterizando as linhas de seixos (Foto 38).

Conglomerados caóticos constituem depósitos de leques aluviais correspondendo, possivelmente, à fácies de conglomerado desorganizado (Walker, 1983) ou a *boulders trains* (Nilsen, 1982) associados a fluxos de detritos.

4.1.2.6.1.4 - Arenito maciço (Am)

A fácies arenito maciço (Am) compreende corpos tabulares de arenitos médios, com seixos dispersos ocasionalmente, com cor branca amarelada, apresentando matriz siltico-argilosa e estrutura maciça, oscilando em torno de 0,5 a 1 m de espessura (Foto 39a). Predominam grãos esféricos e foscos, por vezes, com película de óxido de ferro, em meio a grãos polidos e subarredondados. A presença desses grãos esféricos/foscos (eólicos) evidencia a grande contribuição da Formação Botucatu nessa fácies. Assentam-se abruptamente e por vezes em contato erosivo sobre conglomerados maciços (Ccm) (Foto 39b).

Fácies de arenitos maciços são formadas por fluxos gravitacionais (Miall, 1996), sendo a ausência de estratificação resulta da relação mistura da matriz e dos grãos nos processos de fluxo de lama (Nilsen, 1982).

4.1.2.6.2 – *Unidades estratigráficas*

As Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Figura 11) compreendem um pacote formado por uma camada basal de conglomerado da fácies Ccm sobreposta por uma camada de arenito da fácies Am (Foto 39). Apresentam 1 a 1,5 metros de espessura, em média, ocorrendo como camadas tabulares acompanhando a topografia atual do terreno (Figura 18). Os conglomerados (Ccm) podem se lenticularizar lateralmente, dando lugar a corpos arenosos mais espessos (1,5 m), ou passar a formar linhas de seixos (5 cm) (Foto 37).

4.1.2.6.3 – *Relações estratigráficas*

Os sedimentos arenosos e conglomeráticos descritos como Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Figura 18) assentam-se predominantemente sobre o *sill* de diabásio e subordinadamente, sobre a Formação Aquidauana (Foto 37) ou Grupo Araxá. Restringem-se às áreas onde se localizam os médios cursos das principais bacias de drenagem em cotas variando de 650 a 850 m.

O contato do conglomerado basal é erosivo e discordante sobre as unidades da Bacia do Paraná e do embasamento metassedimentar.

As Coberturas Arenoso-Conglomeráticas apresentam pouca variação litológico-estrutural vertical ou lateral de seus constituintes, mantendo-se como delgados corpos capeando as colinas como manchas isoladas. Diferenciam-se dos depósitos de terraços mais jovens por sua posição altimétrica e características de deposição por fluxos detriticos predominantes sobre os trativos, ou pela maior quantidade de argila na matriz.

Os corpos arenoso-conglomeráticos são descontínuos, apresentando pequenas espessuras, sendo confinados às porções situadas entre 650-800 m de altitude. Esses fatores diferenciam tais sedimentos daqueles da Formação Franca, distribuída em cotas acima de 900 m, sendo tal desnível causado pela erosão das rochas das formações Botucatu, Serra Geral, Grupo Bauru e sedimentos subjacentes, na maior parte da área, assim como do *sill* Borda da Mata, no seu extremo leste.

4.1.2.6.4. Ambiente deposicional

As Coberturas Arenoso-Conglomeráticas constituem detritos coluviais interdigitados por sedimentos aluviais, inconsolidados, formando escarpas de retração com deposição de rampas detríticas, prolongando-se até o leito fluvial (Figura 23). As estruturas maciças, a presença de seixos mineralógico-texturalmente maduros, associadas a fragmentos subangulosos predominam nos depósitos formados por fluxo de detritos e fluxos de gravidade.

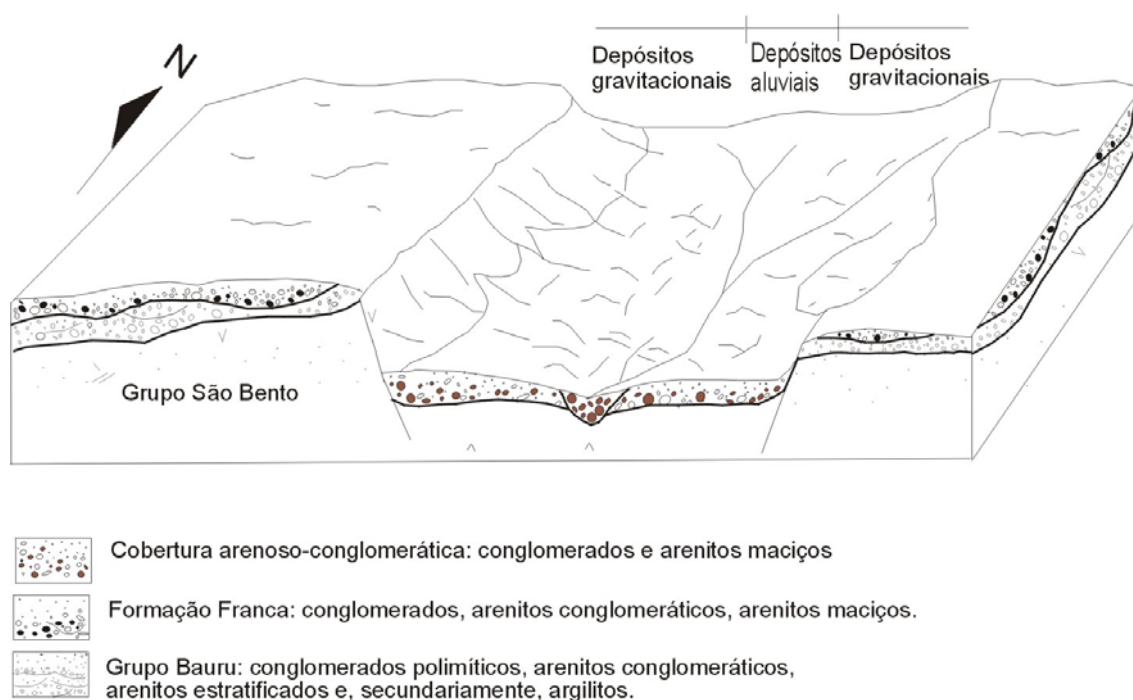


FIGURA 23

Modelo deposicional esquemático para as Coberturas Arenoso-Conglomeráticas, na porção sul-sudoeste da área de pesquisa, região de Franca.

Essa sedimentação está, possivelmente, vinculada ao ciclo geomorfológico Velhas (King, 1956) responsável, segundo Soares e Landim (1973), pela deposição de terraços aluviais, embutidos na Depressão Periférica, associados à drenagem pré-atual, a qual apresentava uma disposição muito similar à atual. Um aumento no gradiente dos rios deu origem ao processo de entalhamento, deixando terraços tabulares com características muito similares aos das rochas circundantes, devido ao curto transporte.

4.1.2.7 – Depósitos de tálus

Os depósitos de tálus são formados por fragmentos angulosos a subangulosos de arenito (Formação Botucatu), rochas basálticas (Formação Serra Geral), quartzo e, subordinadamente, de conglomerado lateritizado, cujos tamanhos oscilam 5 a 20 cm, dispersos em matriz arenosa a areno-argilosa. Compreendem rampas detríticas de depósitos de encostas (Foto 40) circundando os sopés da maior parte dos morros, serras e da Cuesta Basáltica (Figura 11), resultantes da erosão das encostas, cujo transporte dá-se por gravidade e por águas de enxurradas (Braun, 1971). Sobrepoem-se, muitas vezes, às Coberturas Arenoso-Conglomeráticas.



Fotografia 40. Depósitos de tálus. Serra dos Rosas (UTMs 272, 7725).

4.1.2.8 – Sedimentos aluvionares

Distinguem-se em terraços antigos e aluviões recentes, incluindo depósitos de fundo de leito, situados ao longo dos rios Sapucaizinho, Santa Bárbara, Canoas, das Pedras, Cascavel, do Ouro, Aterradinho e Macaúbas (Figura 11). As cascalheiras são sustentadas pelos seixos e apresentando matriz arenosa. Variam de granulometria grossa a média, apresentando estratificações cruzadas, maciças e imbricação de seixos. Podem ocorrer camadas argilosas, com estratificação plano-paralela, associadas. Os seixos (Tabela 1) são arredondados a subarredondados e compostos por quartzo, quartzito, diabásio, basalto, arenito e diferentes tipos de lateritas, variando de 3 a 25 cm, além da presença de diamante (explorado economicamente), rubi, safira, turmalina, topázio, citrino e granada.

Os terraços variam de 0,5 a 3 m de espessuras, em média, podendo atingir entre 6 a 9 m (rios Sapucaizinho e Santa Bárbara, segundo IPT, 1990). Distribuem-se em cotas em torno de 710 m, atingindo até 8 m de espessura (IPT, 1990).

Os aluviões recentes são formados por canais preenchidos de sedimentos conglomerados polimíticos, intercalados com canais de sedimentos areno-conglomeráticos exibindo 1 a 3 m de espessura, e canais arenosos podendo atingir até cerca de 6m de espessura. Os médios e altos cursos desenvolvem-se entre 600-800 m de altitude, enquanto suas nascentes chegam a mais de 1.000 m de altitude.

Na Serra do Itambé (Figura 11) são observados sedimentos aluvionares preenchendo um paleocanal esculpido em sedimentos arenosos da Formação Franca (Foto 41), constituindo os depósitos de uma drenagem capturada (córrego do Alto da Cruz) de direção NW pelo ribeirão São Tomé, o qual flui para SW.



Fotografia 41. Paleocanal do córrego do Alto da Cruz capturado pelo ribeirão São Tomé, exibindo conglomerados suportados pelos seixos (Ca). Serra do Itambé (UTMs 282, 7735).

4.2 – ESTRUTURAS

4.2.1 - Lineamentos

Pequenas feições lineares, pouco salientes no relevo e na drenagem, fortemente estruturadas, retilíneas ou curvas compreendem as **lineações**, as quais podem seguir padrões ordenados configurando **estruturas** e, quando se apresentam fortemente salientes no terreno caracterizam os **alinhamentos** em escala regional, e **lineamentos** em escala macroscópica (Soares e Fiori, 1976; Soares *et al.*, 1982). Morales (1993) descreve **lineações** como feições lineares penetrativas em micro e macroescala, enquanto Hobbs *et al.* (1981) as identificam em amostra de rocha. **Lineamentos** compreendem, conforme Sabin's (1978, *apud* Liu, 1987), feições lineares geomórficas (cursos d'água retilíneos, segmentos alinhados de vales, formas de relevo etc.) ou tonais da superfície terrestre (diferenças na vegetação, na composição de rochas e solo), as quais podem representar zonas de fraqueza estrutural.

Nesse contexto, a análise estrutural da área de estudo foi efetuada com base em feições regionais de relevo e de drenagem observadas em imagem de satélite (E= 1:250.000) e de detalhe extraídas de fotografias aéreas (E=1:60.000) e de mapas topográficos (E=1:50.000). A análise regional permitiu o reconhecimento de dois grandes alinhamentos de direção NW (orientação regional das rochas do Grupo Araxá-Canastra), ao longo dos quais correm os rios Grande e Sapucaí-Mirim, e um de direção NNW definido pela falha de Cássia. Estes rios fluem subparalelamente e unem-se a noroeste, passando a correr para oeste em direção à calha do rio Paraná. Alinhamentos de direção NNW subparalelos ao prolongamento da Falha de Cássia, para norte-noroeste, balizam escarpamentos determinando os limites orientais da Bacia do Paraná na região de Franca (Figura 24).

A análise dos principais lineamentos da região de Franca foi baseada em cartas topográficas regionais (E=1:250.000). A orientação do relevo, definida sobretudo pelos escarpamentos e da rede de drenagem revelou a presença de um alinhamento de direção aproximadamente E-W caracterizado, principalmente, pela orientação das serras de Franca e do João Borges, da drenagem sobre a Bacia do Paraná, e da drenagem e de cristas sobre o embasamento (Grupo Araxá-Canastra).

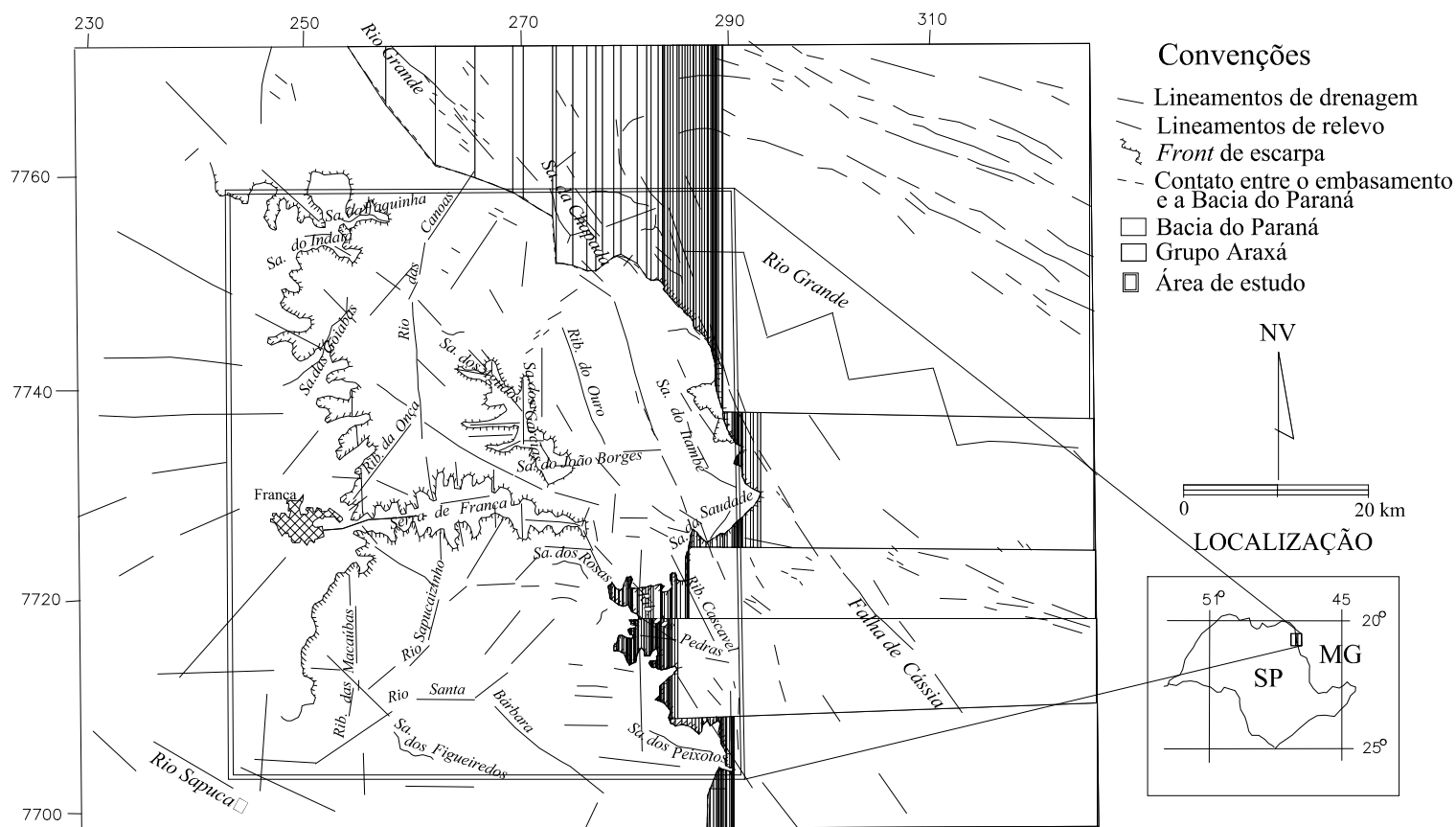


FIGURA 24

Principais lineamentos da região de Franca, caracterizados a partir de imagem de satélite (E=1:250.000).

Um lineamento E-W, marcado pela orientação da serra de Franca, individualiza as bacias de drenagens dos rios Sapucaizinho/Santa Bárbara e ribeirões Cascavel/São Pedro/das Pedras a sul, e do rio Canos e ribeirões do Ouro/Aterrado a norte, marcando dois compartimentos distintos, um a norte e outro a sul da referida estrutura. Diagramas de frequência e de comprimento acumulados destacam o predomínio de direções NW, NE e, subordinadamente, N-S a norte, e E-W, N-S e NE bem marcadas a sul (Figura 25).

A norte da serra de Franca a bacia do rio Canoas apresenta drenagem distribuída segundo NNE e NW, com padrões dendríticos subordinados a canais principais retilíneos de orientação preferencial N-S. Apresenta suas nascentes localizadas nas *cuestas* e serras formando um anfiteatro voltado para o rio Grande, com seu médio curso direcionado segundo N-S e seu alto curso segundo NNE. Os aluviões são balizados por estruturas NE e NW associadas a estruturas N-S, enquanto a sul do citado planalto o desenvolvimento dos aluviões foi balizado nas direções NE, E-W e N-S e NW no seu extremo leste (Figura 25).

As nascentes dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho bordejam as principais elevações a leste da área, formando um anfiteatro voltado para sul, em direção ao rio Sapucaí, apresentando padrões dendríticos com os médios cursos direcionados para W e SW e seus altos cursos fluindo para SW.

Na porção nordeste da área de estudo, drenagens retilíneas, assimétricas ocorrem fortemente encaixadas em lineamentos NNW (Figura 25), onde se encontram as maiores altitudes da região (serra do Itambé, 1.280 m). O forte entalhamento do córrego do Aterrado e do ribeirão do Onça (com direção de fluxo para NNW), e seus alinhamentos com os ribeirões Cascavel e das Pedras de direção de fluxo para SSE, respectivamente, acentuam a estruturação NNW desenvolvida na parte leste da área (Figura 25). Ao longo dessa estruturação observa-se uma importante zona de captura de drenagem, no divisor das respectivas drenagens, na Serra do Itambé (Figura 25). A captura do córrego do Alto da Cruz (NW-SE), afluente do córrego Aterrado, pelo ribeirão São Tomé (NE-SW), afluente do rio Sapucaizinho, deixou para trás o paleocanal abandonado (*wind gap*, Foto 44). Associados ocorrem escarpamentos secundários (escarpa de falha) observáveis em fotografia aérea (1:60.000), alinhados com voçorocas e cachoeiras na direção NNW.

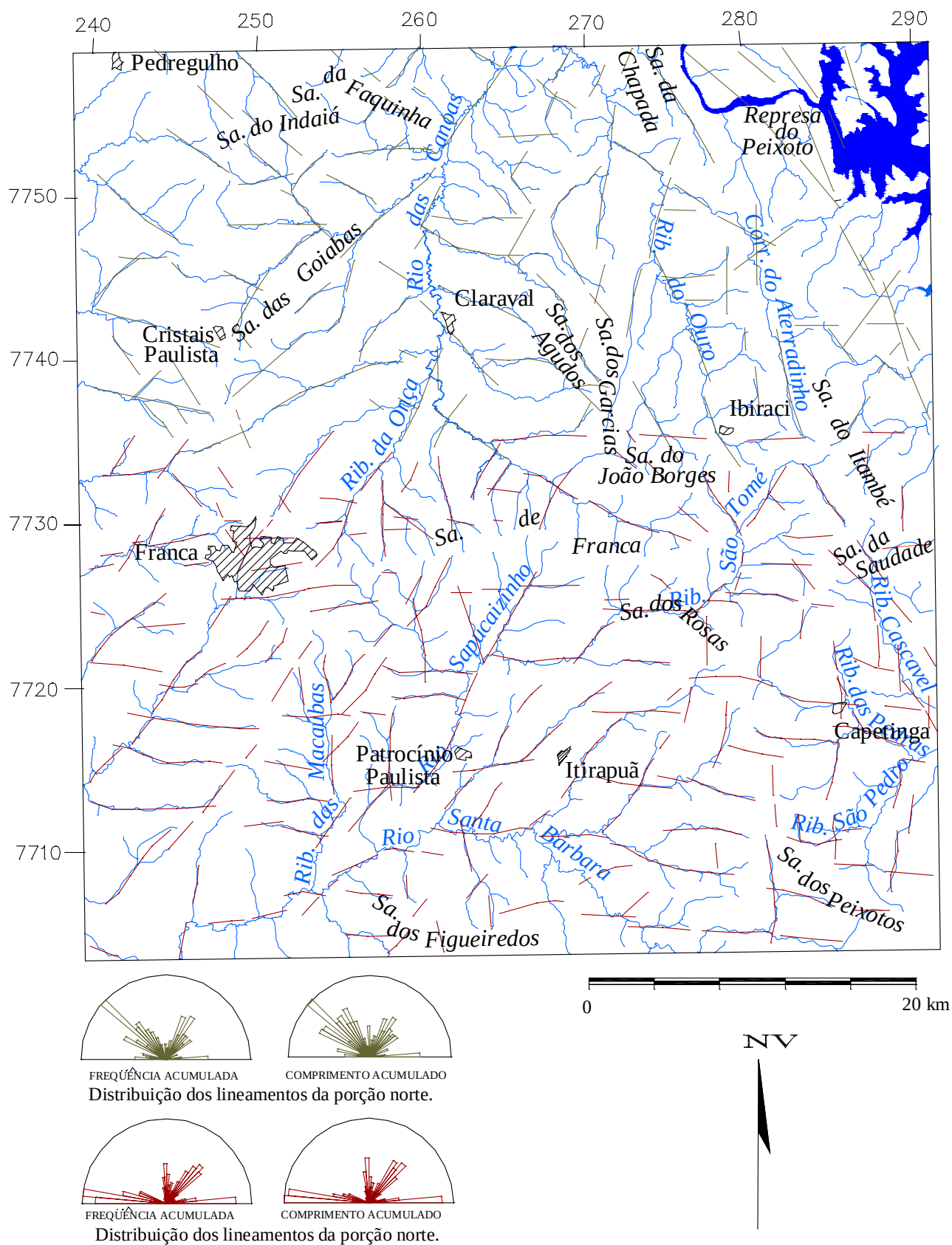


FIGURA 25

Mapa de distribuição dos principais lineamentos, com rosetas ilustrando as direções preferenciais nas porções norte e sul da área de estudo.

As feições lineares observadas em fotografias aéreas e mapas topográficos de detalhe revelam estruturas de drenagem e relevo de direções NW, WNW, NE, E-NE, N-S e E-W compatíveis com aquelas observadas regionalmente (Figura 26). Tais lineamentos foram separados de acordo com suas direções preferenciais, com base em Liu (1987), destacando o intenso controle das estruturas segundo as direções NE (Figura 27a) e NW (Figura 27b) e o forte condicionamento segundo a direção NNW (Figura 27b), no extremo leste-nordeste na área de estudo. Na porção central da área distinguem-se segmentos lineares de maior comprimento alinhados na direção NNE (Figura 27a).

Lineamentos E-W controlam a estruturação da metade sul da área, concentrando segmentos de maior comprimento no leste-sudeste e na porção central da mesma (Figura 28a). Os lineamentos N-S destacam-se no leste da área, concentrando segmentos de maior comprimento a sudeste (Figura 28b) e segmentos alinhados na porção central.

4.2.2 - Juntas

Juntas são, segundo Hasui e Mito (1992), descontinuidades paralelas ou subparalelas formadas pela ação de tensões regionais, as quais se apresentam em geral como famílias de juntas. Segundo Scheidegger (1991 e 1993, *apud* Salamuni, 1998) representam fraturas dispostas nas proximidades de planos de cisalhamentos derivados de campos de *stress* local, vinculados a processos neotectônicos.

As medidas estruturais das juntas coletadas nos levantamentos de campo para a área em questão foram tratadas no *software* StereoNet 3.03, permitindo a análise da distribuição de juntas afetando as distintas unidades litológicas aflorantes na área de estudo. Nos metassedimentos do Grupo Araxá (Figura 29a), as juntas concentram-se nas direções NNW e ENE, com ocorrências subordinadas segundo E-W e NS. Nos conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Aquidauana (Figura 29b) as diáclases distribuem-se nas direções NNE e EW, e, subordinadamente, E-W e NW. Os arenitos da Formação Botucatu (Figura 29c) exibem juntas orientadas preferencialmente entre ENE e NS e, subordinadamente, segundo E-W e NNW. Nos derrames da Formação Serra Geral (Figura 29d) e no *sill* Borda da Mata (Figura 29e) as direções preferenciais das fraturas concentram-se segundo ENE e WNW, NS, NW e NNW. Nos sedimentos cenozóicos (Figura 29f) as juntas distribuem-se segundo NNE, NNW, NW, NE e ENE.

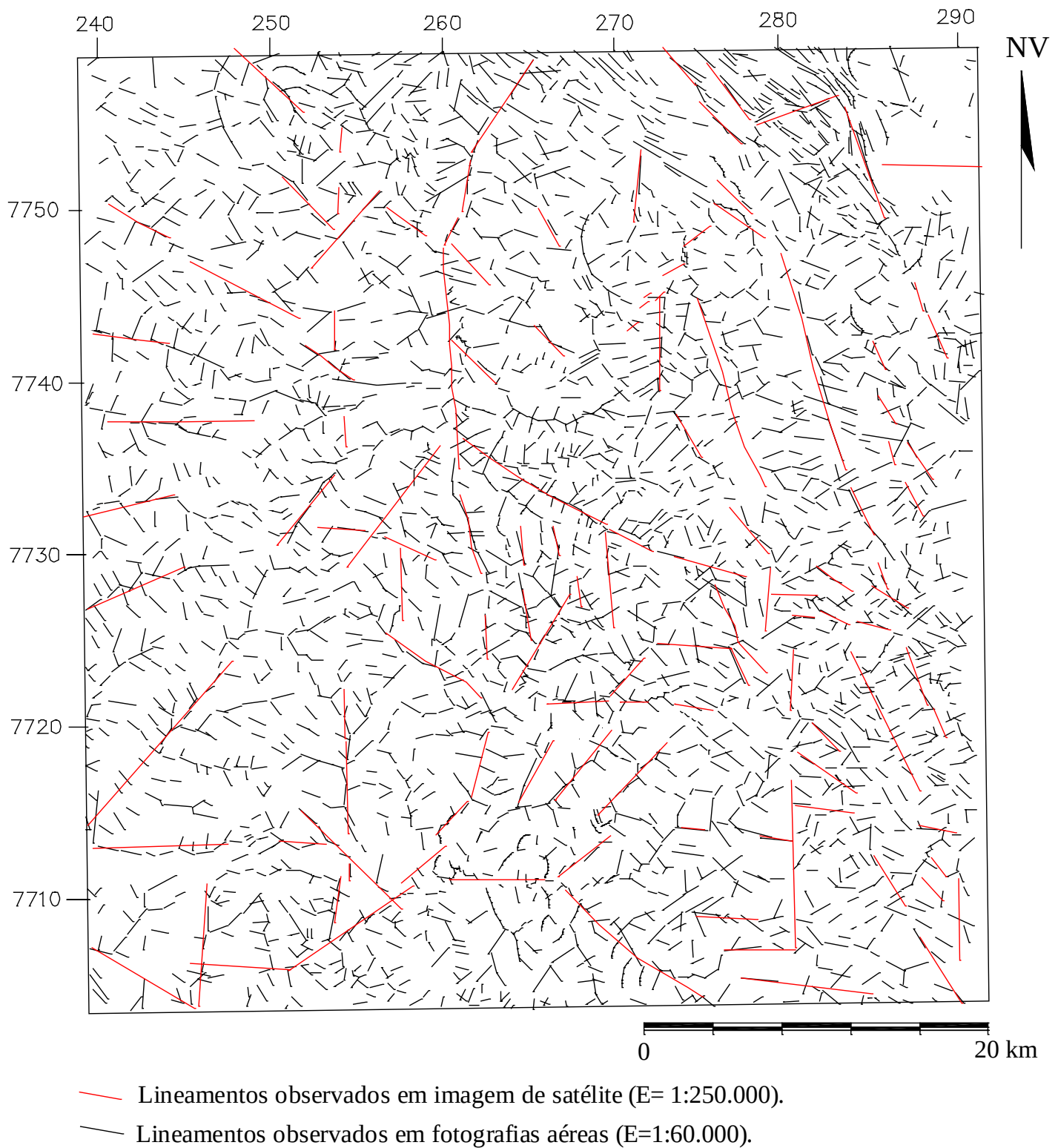


FIGURA 26

Mapa de lineamentos da área de estudo distinguindo feições regionais (E=1:250.000) e de detalhe (E=1:60.000).

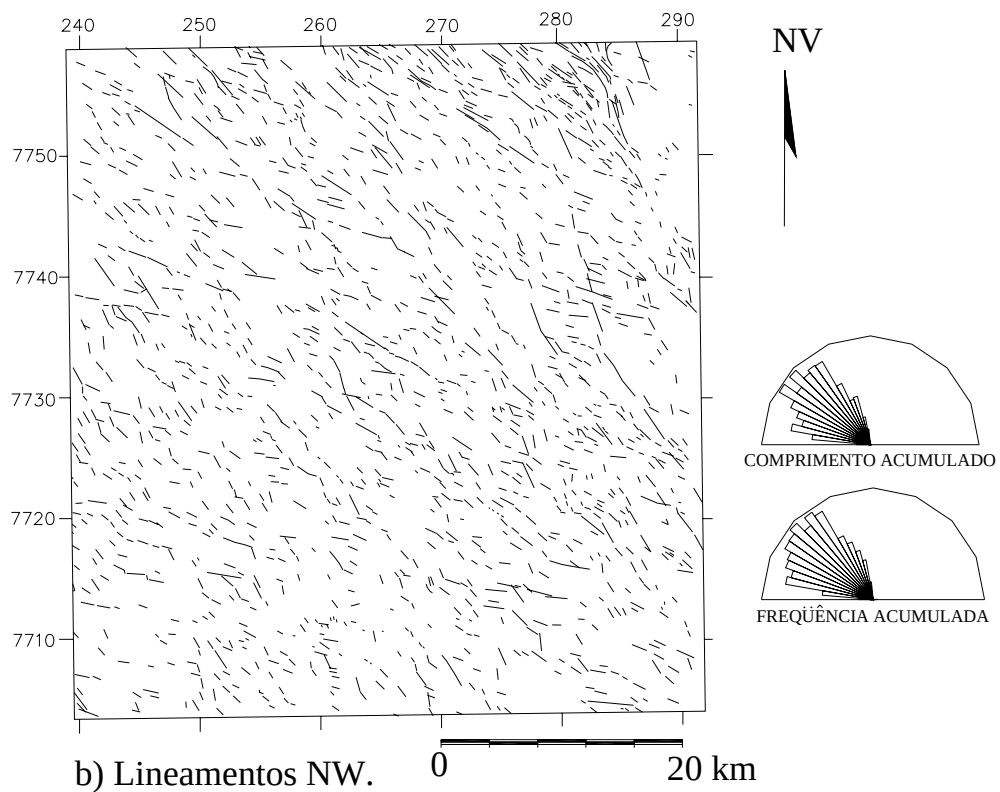
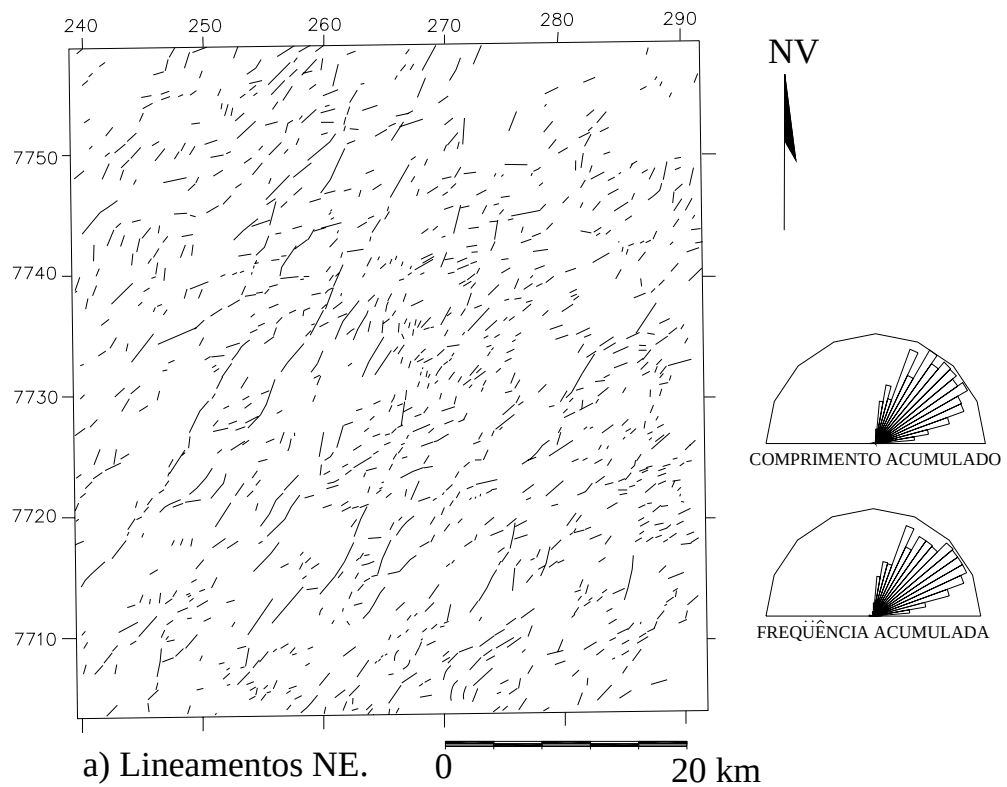


FIGURA 27
Distribuição dos lineamentos NE (a) e NW (b) na área de estudo.

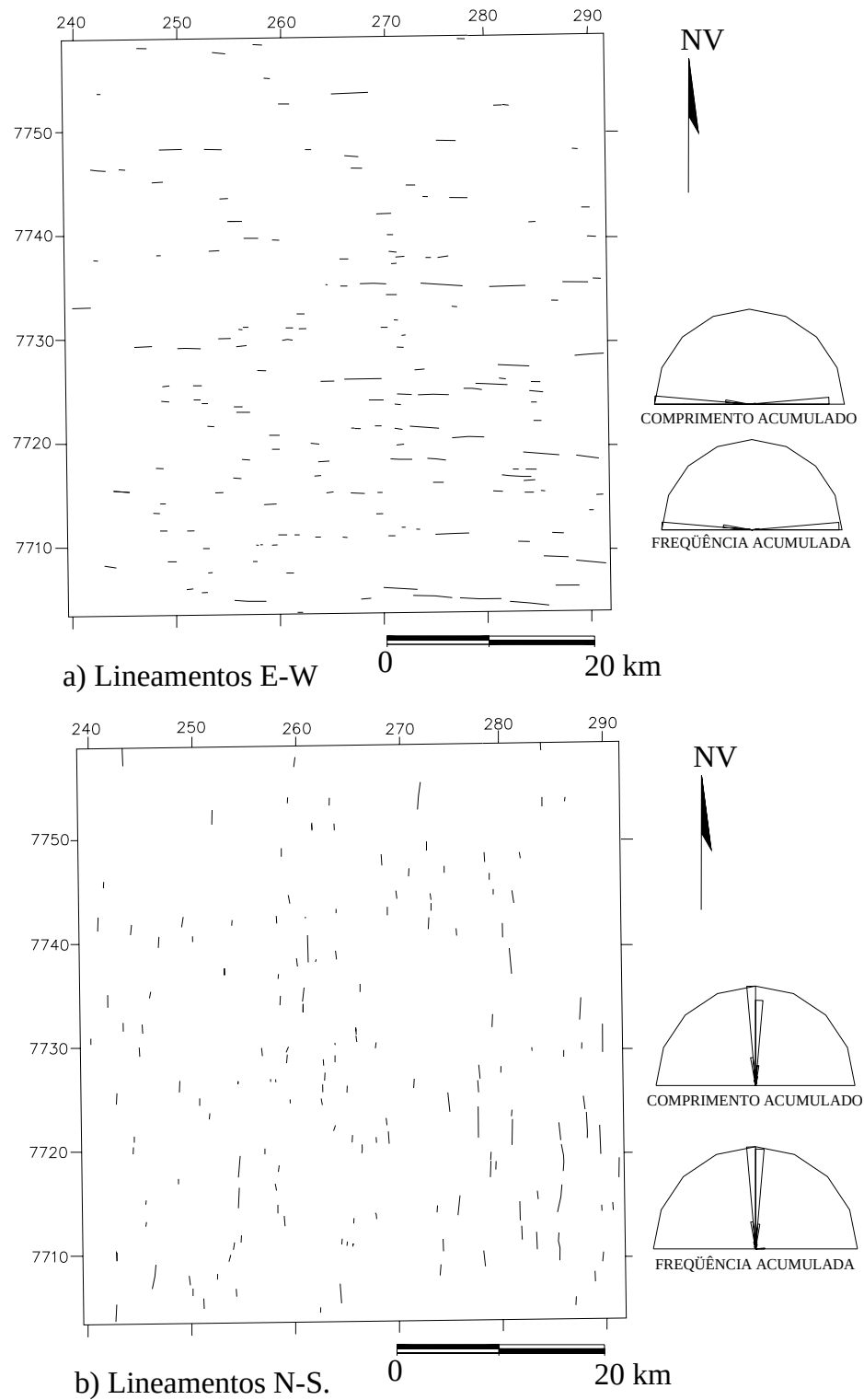


FIGURA 28

Distribuição dos lineamentos E-W (a) e N-S (b) na área de estudo.

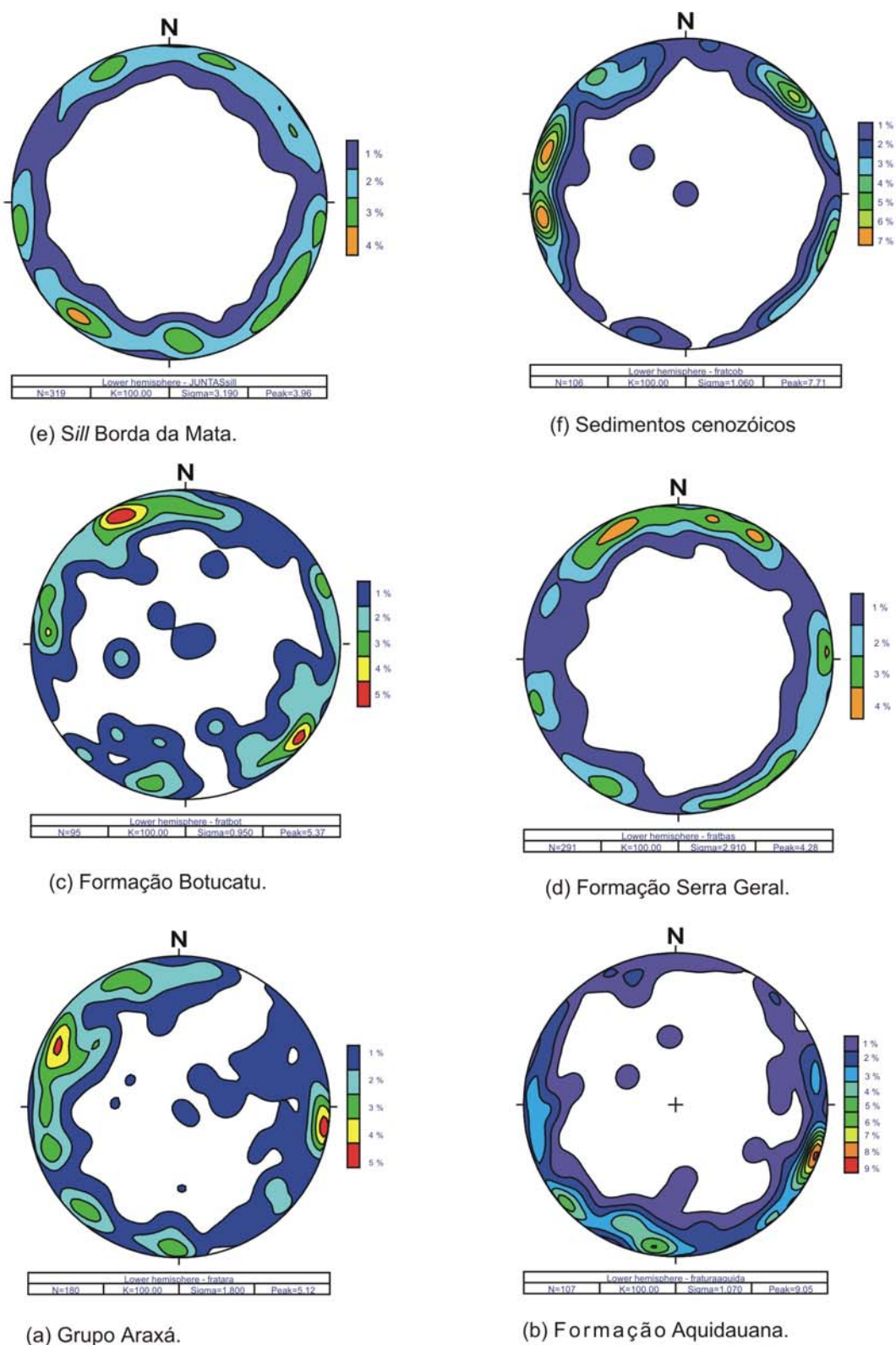


FIGURA 29

Projeções estereográficas (hemisfério inferior) dos pólos das juntas, no Grupo Araxá (a), na Formação Aquidauana (b), na Formação Botucatu (c), nos derrames (d) e no *sill* (e) da Formação Serra Geral, e nas coberturas cenozóicas (f).

4.2.3 - Falhas

A caracterização de movimentação ao longo de planos desenvolvidos segundo as principais direções dos lineamentos foi baseada em dados estruturais coletados em campo, complementados com dados de relatórios e monografias (UNESP), na área de estudo. As medidas foram tratadas no *software* StereoNet 3.03 revelando famílias de falhas orientadas nas direções principais NW, NE, E-W e N-S, coincidentes com os lineamentos regionais.

No Grupo Araxá ocorre uma falha normal de direção NW mergulhando para SW, e uma de direção NE mergulhando para NW, assim como duas falhas transcorrentes dextrais apresentando direções WNW e duas sinistrais distribuem-se segundo as direções NE e WNW exibindo estrias subhorizontais distribuídas a NW (Figura 30a).

A Formação Botucatu apresenta cinco falhas normais NNW mergulhando para ENE, com estrias concentradas no quadrante SE, e uma NE mergulhando para NW. Nota-se uma falha inversa, aproximadamente, E-W, mergulhando para N e uma falha dextral de direção NNW, com estria no quadrante SE (Figura 30b).

Nos derrames basálticos (Figura 30c) as falhas transcorrentes dextrais destacam-se nas direções E-W e NNW a N-S, com estrias nos quadrantes NW e NE. Falhas transcorrentes sinistrais ocorrem orientadas segundo NNE com estrias no quadrante SW. Falhas normais estão presentes na direção NNW mergulhando tanto para NE quanto para SW, e na direção NNE mergulhando para NW, bem como na direção aproximada WNW mergulhando para NNE, cujas estrias distribuem-se, preferencialmente, a NW e SE. Falhas inversas variam de NNW mergulhando para WSW, a NNE mergulhando para ESE, apresentando estrias concentradas nos quadrantes NE e SW. No *sill* Borda da Mata ocorrem falhas inversas orientadas segundo NW, mergulhando para NE. Falhas transcorrentes dextrais distribuem-se na direção aproximadamente E-W, com estrias a SW. Falhas sinistrais são observados na direção NE, com estrias concentradas a NE (Figura 30d).

Nos sedimentos cenozóicos (Figura 30e) as falhas transcorrentes dextrais distribuem-se segundo aproximadamente E-W, enquanto as sinistrais ocorrem orientadas segundo NNE, com estrias concentradas no quadrante NE. Falhas normais orientam-se nas direções E-W, NW e NE, mergulhando com altos ângulos para NW a NE, com estrias concentradas no quadrante NW.

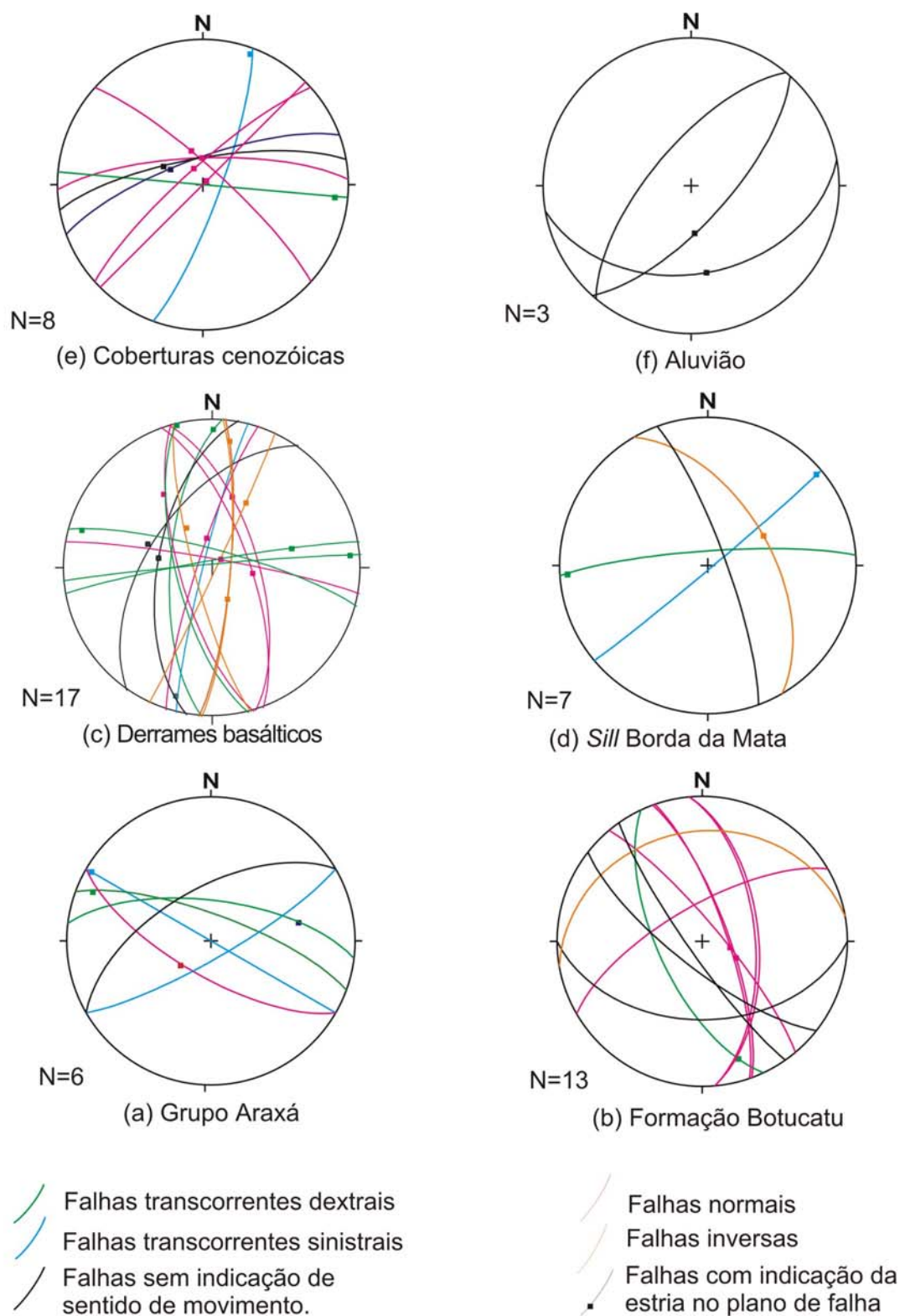


FIGURA 30

Projeções estereográficas das falhas no Grupo Araxá (a), na Formação Botucatu (b), nos derrames (c) e no *sill* (d) da Formação Serra Geral, nas coberturas cenozóicas (e) e em aluviões recentes (f).

O Grupo Araxá (Pré-Cambriano) apresenta estruturas WSW a E-W (Figura 30a), contudo as falhas E-W e N-S, aparecem efetivamente a partir do Triássico-Cretáceo, estando bem definidas nas formações Botucatu e Serra Geral (Figura 30b, c e d), afetando as coberturas cenozóicas (Figura 30e), sugerindo que as estruturas neoformadas no Triássico-Cretáceo foram reativadas no Cenozóico. A análise da rede de drenagem e a distribuição dos seus depósitos revela o mesmo padrão estrutural para os sedimentos quaternários.

A análise dos lineamentos estruturais, da rede de drenagem e das falhas mostram alinhamentos de drenagem, na porção oeste da área de estudo, de direção aproximadamente N-S (Figura 31), coincidente com o alinhamento da borda da escarpa sustentada pelos derrames basálticos, exibindo falhas normais de direção NNW mergulhando para ENE, com falhas inversas de direção N-S associadas.

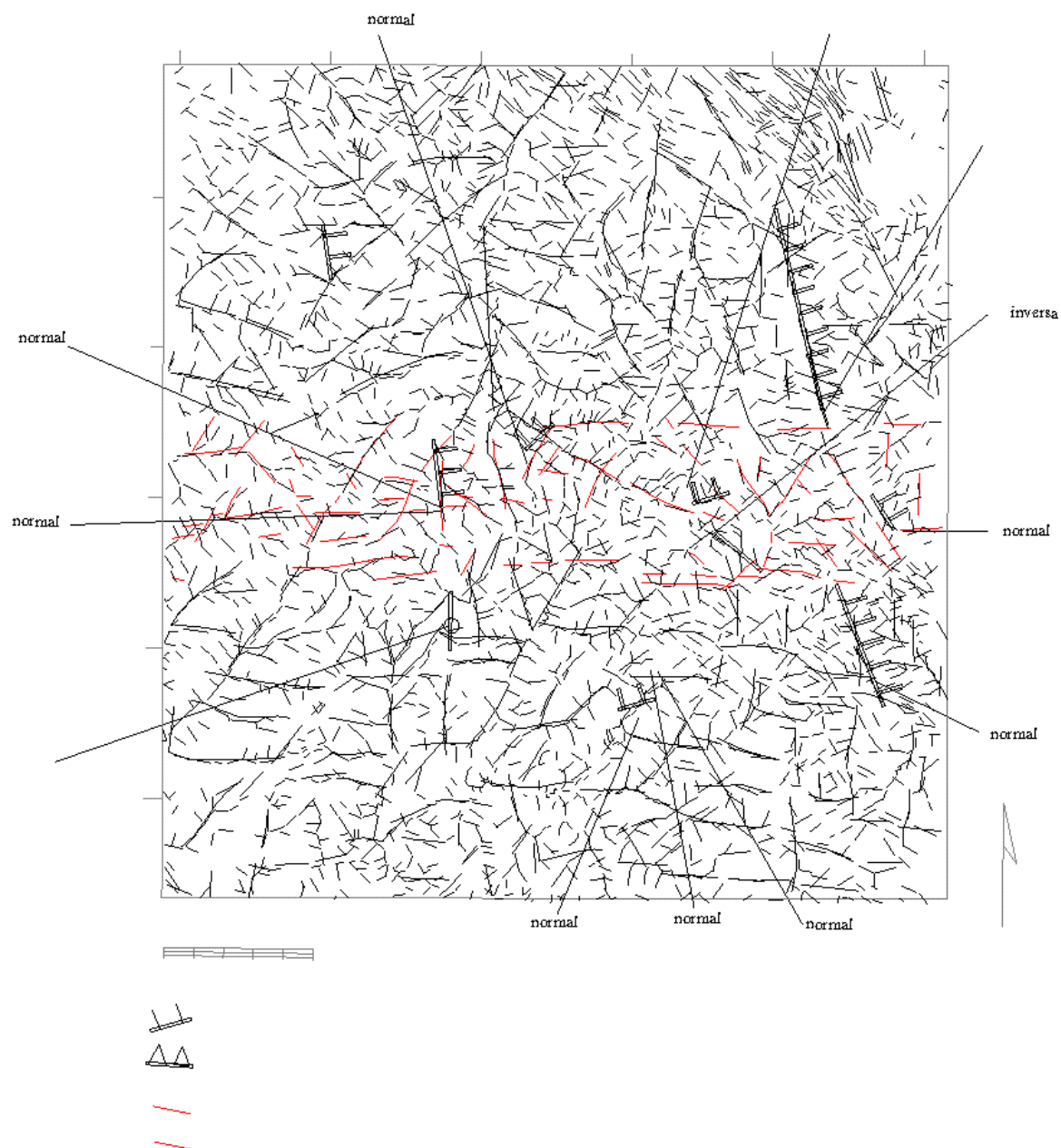
Falhas transcorrentes dextrais com direções aproximadamente E-W, destacam-se na porção central da área, orientando serras segundo a referida direção, enquanto a sul as mesmas marcam alinhamento de drenagens (Figura 32).

No leste e nordeste da mesma observam-se estruturas transcorrentes NNW a NW sinistrais e, secundariamente, dextrais (Figura 31), assim como falhas normais (Figura 30) subparalelas mergulhando para NE, refletindo a estruturação do embasamento adjacente.

No norte da área ocorrem alinhamentos de direção NW associados ao lineamento do rio Grande. O forte alinhamento e assimetria da drenagem indica basculamento ora para norte, ora para nordeste, determinando a geometria da bacia do rio Canoas e formação dos aluviões. Associados são observados alinhamentos de esporões (*spurs*) e de facetas triangulares segundo NNW, NE e E-W, as quais são conhecidos na literatura como feições decorrentes da dissecação de escarpas de falhas.

Falhas transcorrentes dextrais evidenciadas pelo alto ângulo dos planos das falhas e das estrias subhorizontais destacam-se na faixa central da área, além de falhas normais e inversas orientadas segundo as direções NNW, NE, N-S e E-W (Figura 31).

No leste da área ocorrem famílias de falhas inversas e normais de direção NW no *sill* e Grupo Araxá (Figura 30), enquanto falhas dextrais de alto ângulo de direção NW são observadas nos arenitos Botucatu e nos basaltos Serra Geral, e os de direção E-W estão caracterizados no *sill* Borda da Mata. Falhas



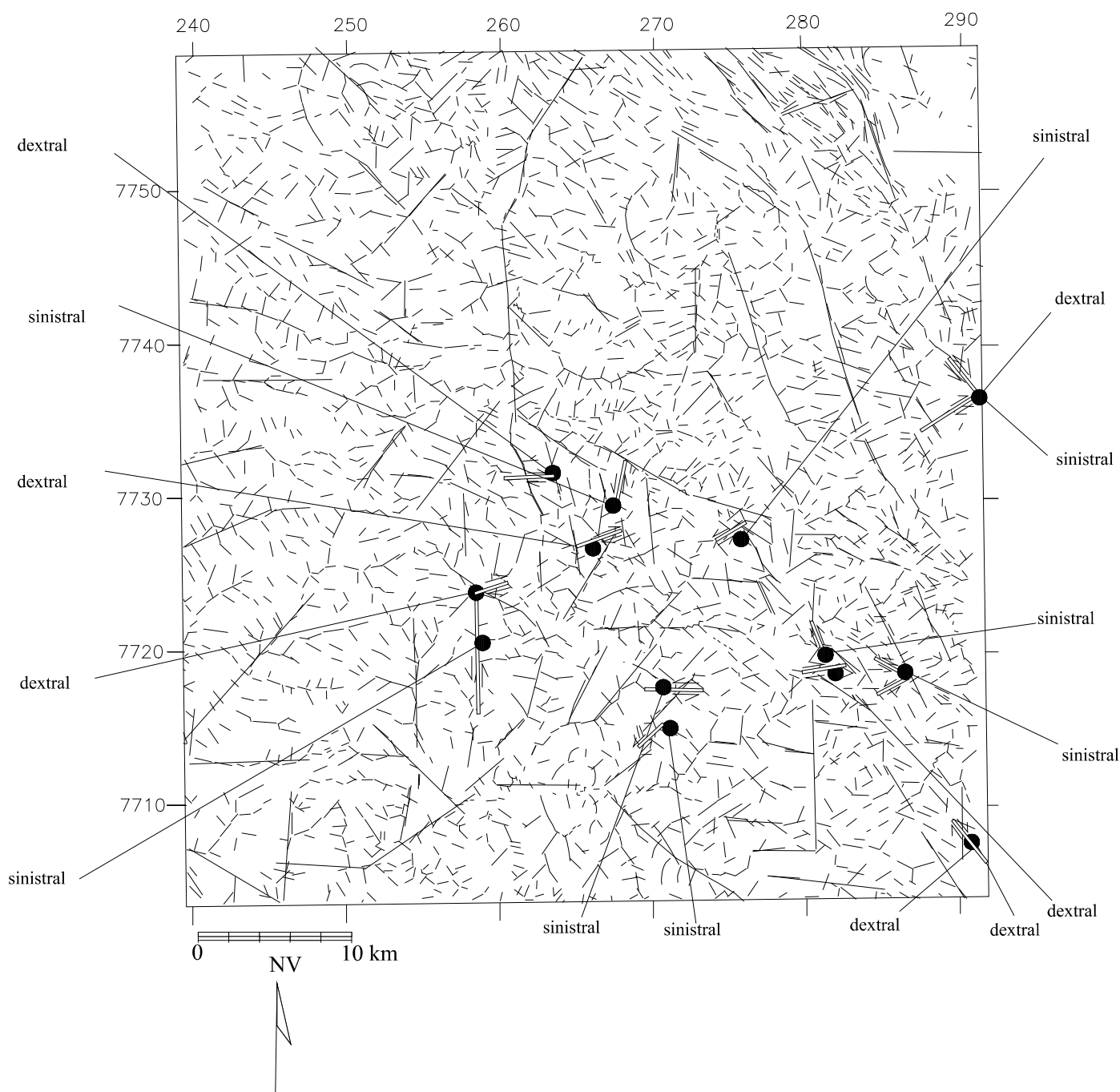
Distribuição das falhas normais, inversas e de lineamentos regionais (E=1:250.000) e de detalhe (E= 1:60.000), na região de Franca.

sinistrais de alto ângulo também estão presentes nas rochas do embasamento nas direções NW e NE (Figura 31).

Nesse quadro distinguem-se dois conjuntos de falhas, um com falhas normais NE, predominantemente, NNE e ENE, subordinadamente, com estrias nos quadrantes NW ou SE e, eventualmente, NNW, associado ao evento distensivo (Triássico-Paleogeno) de fragmentação do continente Gondwana, com formação de soerguimentos regionais, alçamentos e abatimentos de blocos por falhas, derrames vulcânicos, intrusões alcalinas e sedimentação do Grupo Bauru (Almeida, 1983; Almeida, 1986; Hasui e Haralyi, 1991; Hasui *et al.*, 1975). Exibe tensão máxima (σ_1) segundo NE/vertical, a tensão mínima (σ_3) distribui-se segundo NW/horizontal, enquanto o σ_2 orienta-se na direção NE/horizontal, indo ao encontro ao regime proposto para o Sudeste brasileiro por Hasui (1990), Ricomini (1989) e Morales e Hasui (2001). Associadas, ainda a este regime, ocorrem na área falhas inversas NW com estrias mergulhando para NE. Na Formação Botucatu os falhamentos N-S resultam de uma tensão máxima (σ_1) segundo NNW-ENE a NW-SE, passando para WSW-ENE a WNW-SSE durante a implantação dos basaltos da Formação Serra Geral, levando a geração/reativação das E-W, com movimentação dextral.

O segundo grupo corresponde a falhas dextrais de direção E-W, WNW, assim como falhas sinistrais NNE associados (Figura 32), além de um grande número de falhas normais distribuídas segundo NW, NNW, ENE e, eventualmente NE, e inversas orientadas a NNE, subordinadamente, com estrias no quadrante SE. As estrias associadas a estas falhas normais estão nos quadrantes NE ou SW, compatíveis com um mesmo campo de esforços (Figura 32). A maioria está, provavelmente, associada a reativações de descontinuidades preexistentes, podendo algumas serem neo-formadas. Essas estruturas estão, possivelmente, associadas ao regime transcorrente E-W dextral, admitido por Hasui (1990) para o sudeste brasileiro, envolvendo σ_1 em torno de NW/horizontal, σ_3 orientado a NE/horizontal, com σ_2 na vertical, compatível com o regime neotectônico.

O desenvolvimento dos aluviões está associado a falhas normais/subverticais de direção NE mergulhando ora para NW ora para SE, ENE mergulhando para SE (Figura 30), além de falhas transcorrentes sinistrais NE e NW. Tais lineamentos também determinaram o reafeiçoamento do relevo, as bacias de drenagem, distribuição e desnivelamento dos depósitos sedimentares cenozóicos.



- Lineamentos observados em imagem de satélite (E= 1:250.000).
- Lineamentos observados em fotografias aéreas (E=1:60.000).
- Falha transcorrente dextral com indicação do sentido de movimento
- Falha transcorrente sinistral com indicação do sentido de movimento

Falhas nos sedimentos supra-basálticos

Falhas na Formação Botucatu

Falhas nos basaltos da Formação Serra Geral

Falhas no Grupo Araxá

Falhas no sill da Formação Serra Geral

FIGURA 32

Distribuição das falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, e de lineamentos regionais (E=1:250.000) e de detalhe (E=1:60.000) na região de Franca.

CAPÍTULO 5

GEOLOGIA DOS PLÁCERES

Os pláceres diamantíferos da região de Franca compreendem aluviões e terraços distribuídos nos rios Canoas, Sapucaizinho, Santa Bárbara, das Pedras e Cascavel, como também em porções dos ribeirões São Tomé, da Onça, do Ouro e Macaúbas (Figura 33). Os garimpos mais produtivos são os aluvionares, embora terraços sejam explorados secundariamente (DNPM, 1987; Gonçalves e Algarte, 1988, *apud* Ponçano *et al.*, 1992).

Totalizam cerca de 221 garimpos ativos e abandonados, compilados a partir de relatórios técnicos desenvolvidos na região (IPT, 1990; COMIG, 1994), de mapas inéditos (Marconi, 1962), complementados com dados levantados em campo. Distinguem-se cerca de cento e uma ocorrências aluvionares, oito em terraços alçados e treze em coberturas sedimentares, estando cinco associadas ao Grupo Bauru e/ou Formação Franca distribuídos em altitudes variando de 900 m a mais de 1.200 m, e oito às Coberturas Arenoso-Conglomeráticas localizadas em colinas de 700 m e 800 m de altitude (Figura 33).

5.1. ASPECTOS MINERALÓGICOS

O estudo mineralógico da região de Franca contou com a análise de 146 amostras de concentrados de bateia destinadas a análise de minerais pesados e de amostras individuais de minerais provenientes de sedimentos de corrente e de conglomerados de distintas unidades estratigráficas. A análise mineralógica foi determinada com a caracterização das propriedades físicas e morfoscópicas. Em casos particulares foram efetuadas análises químicas com Microscopia Eletrônica (EDS). Não foram encontrados diamantes nos concentrados de bateia, contudo foram descritos 40 exemplares provenientes de garimpos da área de estudo, com base nas classificações de Correns (1969), Haralyi (1987), Robinson (1979, *apud* Gurney, 1989), Mendelssohn e Milledge (1995), e Chaves e Svisero (2000).

Minerais pesados compreendem minerais acessórios com alta densidade provenientes de sedimentos siliciclásticos, estando presentes como minerais essenciais (anfíbólio, piroxênio) ou componentes acessórios na rocha-mãe, tais como zircão, apatita, turmalina, entre outros (Mange; Maurer, 1992). São aqueles com densidade maior que a dos minerais mais comuns em rochas sedimentares,

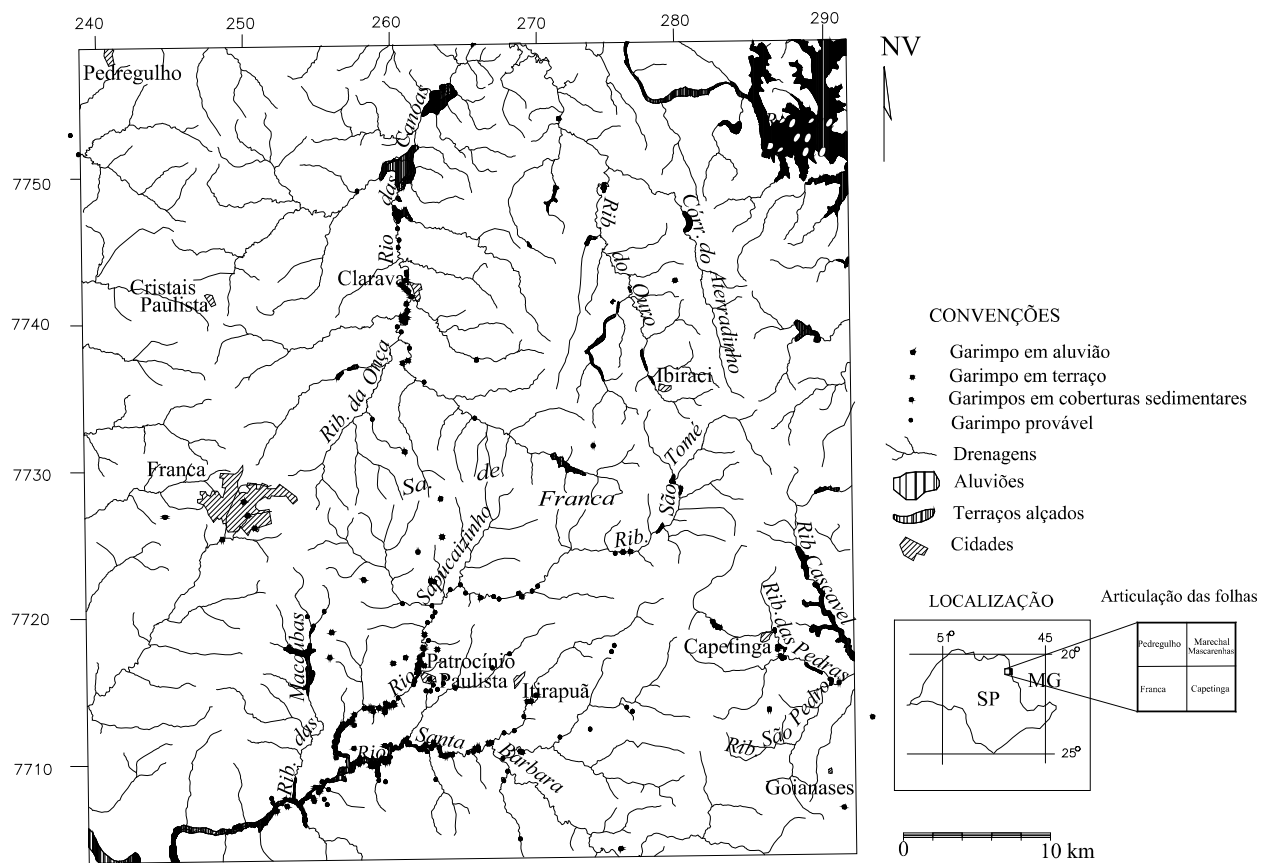


FIGURA 33

Mapa de distribuição das ocorrências diamantíferas da região de Franca. Fontes: IPT (1990), COMIG (1994), Marconi (1962) e dados de campo.

tais como feldspato e quartzo ($d \sim 2,6 \text{ g/cm}^3$), sendo a separação das frações leve e pesada efetuada com imersão em bromofórmio ($d \sim 2,85\text{-}2,89 \text{ g/cm}^3$) ou tetrabromoetano ($2,96 \text{ g/cm}^3$) (Chierigati, 1989, Mange; Maurer, 1992 e Pettijohn, 1941).

Minerais pesados destacam-se como uma importante ferramenta na determinação do comportamento físico de minerais durante o transporte, distância de transporte, ciclos de retrabalhamento, padrões de dispersão de sedimentos, ação de regimes hidráulicos, sendo utilizados, particularmente, em estudos de sedimentação associada a soerguimento tectônico (Chierigati, 1989 e Mange; Maurer, 1992).

Chierigati (1989) considera a disponibilidade do mineral e o intemperismo na área-fonte, a granulometria original, a relação entre velocidade de erosão e intemperismo, a resistência mecânica e química do mineral, a forma e a densidade do mineral, o tempo e o meio de transporte e as condições físico-químicas do meio deposicional como fatores determinantes da ocorrência mineral em sedimentos. Esses fatores atuam na eliminação de espécies minerais desenvolvendo séries de estabilidade mineral, destacando zircão (Z), turmalina (T) e rutilo (R) como fases ultraestáveis, assim como monazita, granada, biotita, apatita, estauroilita, cianita e hornblenda como fases metaestáveis, sendo olivina, augita e outros minerais ferro-magnesianos representantes de fases menos estáveis (Pettijohn, 1957).

No rastreamento de minerais satélites de diamante, Gonzaga e Tompkins (1991) e Mitchell (1993) citam ilmenitas magnesianas, granada piropo, diopsídio, espinélio e o próprio diamante como os principais minerais satélites de kimberlitos, e cromita como um indicador de lamproítos. Chierigati (1989) reconhece minerais e/ou fragmentos de rochas com elevado peso específico e alta resistência ao intemperismo como acompanhantes acidentais (não-paragenéticos) de diamantes.

O diamante (Figura 34) é do sistema cristalino cúbico, ocorrendo sob as formas de octaedro, cubo, dodecaedro e tetra-hexaedro, sendo o cubo e o octaedro, bem como suas combinações, geminados e agregados formas de crescimento primário do diamante, enquanto as formas dodecaédricas e tetra-hexaédricas resultam de reabsorção primária, segundo Haralyi (1987), Robinson (1979, *apud* Gurney, 1989), Mendelssohn e Milledge (1995) e Chaves e Svisero (2000). Variam do incolor ao amarelo-claro (devido a presença de nitrogênio); podendo ser encontrados diamantes em tons verde, roxo, azul, púrpura, marrom e negro, sendo os de coloração escura (variedades Bort e carbonado) classificados como

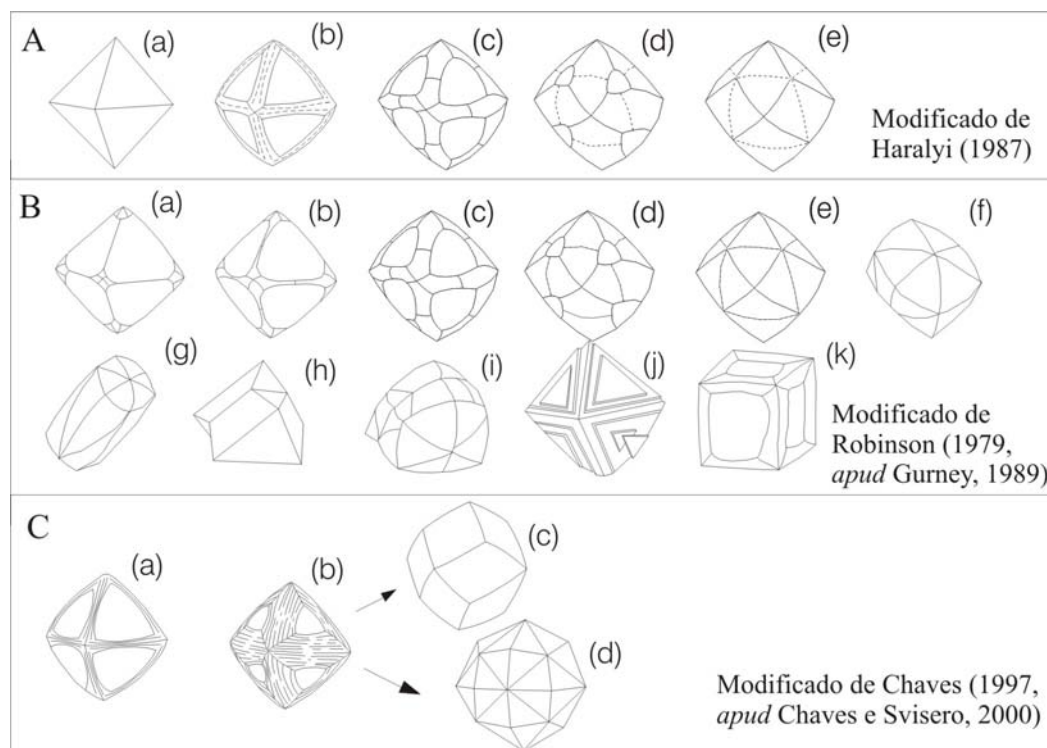


FIGURA 34

Formas comuns de diamantes: **A-** (a) octaedro, (b) a (e) formas transicionais de corrosão primária passando de octaedro para dodecaedro, segundo Haralyi (1987). **B-** (a) a (d) feições de corrosão passando de octaedro para tetra-hexaedro; (e) tetra-hexaedro; (f) tetra-hexaedro achatado; (g) tetra-hexaedro alongado; (h) octaedro geminado com octaedro; (i) tetra-hexaedro geminado com tetra-hexaedro; (j) octaedro com reabsorção diferencial em degraus, (k) cubo passando para tetra-hexaedro, segundo Robinson (1979, *apud* Gurney, 1989). **C-** (a) e (b) formas transicionais de corrosão primária, passando de octaedro para rombododecaedro, (c) rombododecaedro e (d) hexaoctaedro, segundo Chaves (1997, *apud* Chaves e Svisero, 2000).

industriais. A unidade de peso é o quilate (ct), o qual corresponde a 0,2 gramas, ou 1/100 quilates (0,01 ct) a um ponto (Schumann, 1978).

O diamante detrítico da região de Franca é, em geral, pequeno (0,10 a 0,30 ct) e de boa qualidade (tipo gema). O teor médio varia de 0,02 a 0,18 ct/m³, com percentual de qualidade gema superior a 70-80%, tendo sido relatadas ocorrências de diamantes grandes, distinguindo-se pedras de 72,25 ct, 97 ct e 106 ct (Gonçalves e Algarte 1988; IPT, 1990; Etchebehere *et al.*, 1991; Ponçano *et al.*, 1992). Os cristais são incolores e eventualmente coloridos (amarelo-claro, amarelo-esverdeado, champanhe), predominando formas tetra-hexaédricas e dodecaédricas sobre cubos, octaedros, pedras geminadas e fragmentos de diamantes, contendo, por vezes, inclusões minerais. As inclusões singenéticas compreendem, segundo

Svisero (1983), olivina, enstatita, crômio-piropo e crômio-espinélio, de natureza peridotítica ou ultramáfica, e granada piropo-almandina de filiação eclogítica, além do próprio diamante.

Tais características apontam para uma associação de diamantes de diferentes origens. Segundo McCallum *et al.* (1991) a forma atual, forma primária, cor, inclusão, deformação, reabsorção e corrosão dos cristais refletem o ambiente de crescimento primário, bem como o de pós-cristalização no manto e na crosta, estando relacionados à deformação plástica, à reabsorção, à quebra do cristal e a estágios tardios de corrosão. Robinson *et al.* (1989) comparam essas características entre diamantes de alguns kimberlitos da África do Sul e reconhece diferentes populações de diamantes, função dos magmas parentais, e sugere que estes comportam-se como entidades independentes no manto.

Sutherland (1982) afirma que diamantes com formato próximo ao esférico e de tamanho médio pequeno são efeitos de longo transporte, indicando distanciamento da área-fonte e descreve as variações nas cores, as formas dos cristais e os tipos de diamantes como características de populações de diamantes de diferentes fontes e de transporte seletivo, sendo destruídos os exemplares clivados, com abundantes ou grandes inclusões, mecanicamente fracos, e Bort, e preservadas os de boa qualidade, tornando-se melhor selecionados longe da fonte com transporte fluvial e marinho, aumentando a qualidade média das pedras. Para Gurney (1989), as pedras com formas tetra-hexaédricas viajam mais longe que as octaédricas e cúbicas de mesma massa.

Erosão e transporte tendem a diluir os teores; entretanto, processos sedimentares particulares (*lags* aluviais, superfícies de abrasão e de deflação) podem gerar concentração elevada de minerais pesados, sendo os diamantes aluviais de melhor qualidade média que os de fontes primárias. Ciclos tectono-sedimentares e/ou erosivo-deposicionais têm se mostrado eficientes na formação de pláceres diamantíferos (e auríferos) por retrabalhamento sedimentar tratativo, policíclico, sendo os conglomerados basais de diferentes idades as fácies preferenciais para concentração do diamante e a configuração do leito um fator controlador dos depósitos (Sutherland, 1982; Eyles e Kocsis 1988 a e b; Gonzaga e Tompkins, 1991; Fleischer, 1993; Weska *et al.*, 1993; Perdoncini e Soares, 1999).

5.1.1 - Minerais pesados

Na região de Franca os minerais pesados são representados por zircão, turmalina, rutilo, estaurolita, cianita e, eventualmente, por granada, apatita, augita e monazita, tendo sido identificados magnetita, ilmenita, hematita e gôethita entre os minerais opacos (Tabela 2). A distribuição desses minerais diferencia-se nas unidades sedimentares cenozóicas e nos aluviões das principais drenagens da área de estudo (Figura 35).

Os sedimentos do Grupo Bauru (pontos 1, 2, 100 e 101) apresentam zircão (1-3%), rutilo (1-5%), estaurolita (3-9%), cianita (2-10%) e, eventualmente, turmalina (1-5%), além de minerais opacos (Figura 35). Os grãos de zircão são arredondados a subarredondados variando do incolor ao marrom-avermelhado. Rutilo exibe grãos arredondados a subarredondados e cor vermelho-escura. Cianita aparece como grãos incolores a azul-claros arredondados e subarredondados, enquanto estaurolita exibe cor marrom-amarelada e formas arredondadas a subarredondadas. Turmalina varia como grãos arredondados e subangulosos, incolores, verdes e azuis.

Os minerais pesados presentes em conglomerados da Formação Franca (pontos 5 e 11) são representados, no oeste da referida área, por zircão (5-20%), turmalina (5%), rutilo (3-5%), estaurolita (5-10%), cianita (5-10%) e minerais opacos (60-90%). Na porção central da área (pontos 45 e 46) ocorre zircão (5-20%), turmalina (1%), rutilo (1-3%), estaurolita (5-10%), cianita (5-15%), além de minerais opacos (60-70%) e, eventualmente, apatita (traço) entre os minerais pesados (Figura 35). No centro-norte da área (pontos 28, 33, 38, 41) observa-se zircão (1-5%), turmalina (1-10%), rutilo (1-10%), estaurolita (5-10%), cianita (15-25%). A fase ultra-estável (ZTR) apresenta zircão constituindo grãos subarredondados a arredondados variando do incolor ao amarelo pálido, rutilo em grãos subangulosos a subarredondados de cor vermelha escura, e turmalina como grãos subarredondados e subangulosos variando do incolor ao verde. A fase metaestável exibe grãos subangulosos a subarredondados de estaurolita de cor amarela a marrom-amarelada, e subarredondados a subangulosos de cianita incolor a azul clara. Os minerais opacos compreendem magnetita, ilmenita, hematita e gôethita apresentando-se como fragmentos e grãos angulosos e subarredondados.

A mineralógica presente nas Coberturas Arenoso-Conglomeráticas nas porções centro-oeste (7, 9, 10 e 14, Figura 35) é formada de zircão (1-15%), turmalina (5-15%), rutilo (1-10%), estaurolita (3-13%), cianita (5-13%) e opacos (50-

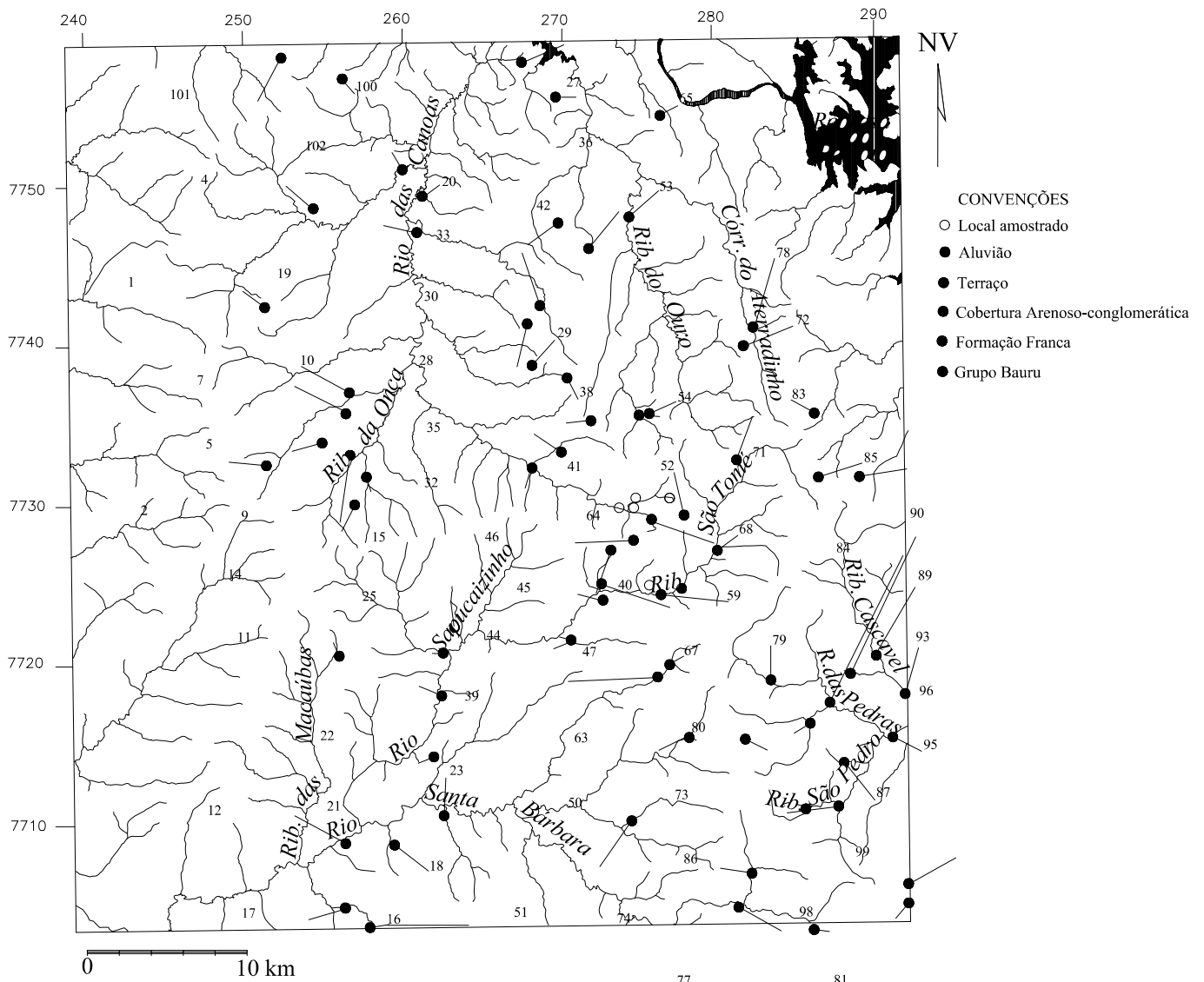


FIGURA 35
Mapa de distribuição de minerais pesados na região de Franca.

77%) e noroeste da área (pontos 4 e 19, Figura 35) é composta de zircão (1%), turmalina (1%), rutilo (1%), estauroлита (1%), cianita (2%) e minerais opacos (95%). Os grãos de zircão são incolores e arredondados e os de turmalina são subangulosos a arredondados variando nas cores azul, verde e marrom-acastanhada. Rutilo apresenta-se como grãos subangulosos a arredondados com cor marrom-alaranjada. Cianita varia de incolor a azul-clara e exibe formas angulosas e subarredondadas, enquanto estauroлита mostra cor amarela-escura e formas subangulosas e subarredondadas. Entre os minerais opacos distinguem-se grãos angulosos a subarredondados de hematita, magnetita e grãos arredondados de göethita. Na porção centro-norte da área (pontos 29 e 30, Figura 35) ocorre zircão (1-5%), turmalina (1-5%), rutilo (1-5%), estauroлита (5-10%), cianita (8-15%) e opacos (65-80%). Os grãos de zircão são incolores, arredondados à subangulosos, enquanto os de rutilo são de cor vermelho-escuro e angulosos e os de turmalina apresentam-se angulosos e incolores. Entre os opacos predominam grãos arredondados a subarredondados de magnetita e göethita. No centro-sul da área (pontos 21, 25, 44 e 59, Figura 35) os referidos exibem concentrações de zircão (2-15%, chegando a 40%), turmalina (1-10%), rutilo (1-2%), cianita (2-5%), além de minerais opacos (50-80%), podendo ser observada a ocorrência de granada (traço), apatita (traço) e monazita (traço). Zircão apresenta-se como grãos arredondados e incolores, enquanto turmalina varia de incolor a verde-clara ou marrom exibindo grãos arredondados. Cianita ocorre como grãos arredondados e subarredondados (prismáticos) apresentando cor azul-clara e amarela-clara. Estauroлита mostra-se subarredondada a arredondada com cor amarela-escura. Os minerais opacos estão representados por magnetita e göethita como grãos subangulosos e subarredondados, respectivamente. Na porção norte da mesma (pontos 36 e 65, Figura 35) tais coberturas exibem zircão (4-15%), turmalina (1-5%), opacos (80-95%) e, raramente, rutilo e estauroлита. Os grãos de zircão são arredondados e incolores, enquanto os de turmalina podem se apresentar arredondados e angulosos (fragmentados). Entre os opacos distinguem-se grãos angulosos e subangulosos de magnetita, hematita, ilmenita e göethita. No centro-leste (pontos 71, 83 e 85, Figura 35) são observados zircão (4-10%), turmalina (1-4%), rutilo (1-2%), estauroлита (1%) e cianita (5-10%), além de opacos (70-80%). Zircão ocorre como grãos incolores e angulosos, enquanto grãos de cianita são angulosos e incolores e de rutilo são arredondados e de cor vermelho-escura. Entre os opacos predominam grãos

angulosos e, subordinadamente, subarredondados e subangulosos de magnetita, hematita, ilmenita e göethita.

Os minerais pesados presentes em aluviões do ribeirão **da Onça** e do rio **Canoas** (pontos 15, 20, 27, 32, 40 e 102, Figura 35) exibem zircão (4-20%), turmalina (1-5%), rutilo (1-10%), estauroлита (1-5%) e cianita (2-9%), além de magnetita, ilmenita, hematita e göethita compondo os minerais opacos (60-70%). Os grãos de zircão exibem cor amarelo-pálida e formas arredondadas e subarredondadas. Rutilo ocorre como grãos subangulosos apresentando cor marrom-avermelhada. Cianita mostra-se como grãos subarredondados e subangulosos de cor azul. Opacos ocorrem como grãos subarredondados a subangulosos.

No ribeirão **do Ouro** os aluviões (pontos 42, 52 e 53, Figura 35) são compostos por zircão (15-20%), turmalina (5%), estauroлита (5-10%) e cianita (5-10%), apresentando traços de apatita, além de opacos variando de 45% a 70%. Zircão ocorre como grãos arredondados e incolores, turmalina exibe cor verde a marrom-esverdeada e formas arredondadas, cianita mostra-se como grãos incolores ou de cor azul-clara e estauroлита apresenta cor verde-amarelada e formas subarredondadas. Entre os opacos ocorrem hematita, magnetita, ilmenita e martita como grãos angulosos a subangulosos e göethita exibindo grãos subarredondados.

Os aluviões do rio **Sapucaizinho** (pontos 22, 24, 39) e ribeirão **São Tomé** (ponto 68) apresentam zircão (15-30%), estauroлита (2-5%) e cianita (1-5%), além de rutilo (3%), turmalina (2%), granada (traço) e minerais opacos (60-75%), enquanto ao longo do rio **Santa Bárbara** (pontos 12, 16, 18, 23, 50, 51, 63, 74 e 77) observam-se concentrações de zircão (10-50%) associados a turmalina (1-5% e eventualmente 13%), rutilo (1-5%), estauroлита (1-2%) e granada (1%), além de minerais opacos (50-85%) (Figura 35). Os grãos de zircão são arredondados a subarredondados, variando de incolor a amarelo-pálido, podendo exibir inclusões minerais. Estauroлита e cianita ocorrem como grãos subarredondados de cor marrom-amarelada a esverdeada e azul-esverdeada, respectivamente. Rutilo exibe grãos com formas arredondadas a subarredondadas de cor marrom-avermelhada. Turmalina mostra grãos arredondados e subarredondados variando entre azul, verde e marrom. A granada almandina apresenta formas subangulosas a angulosas. Entre os minerais opacos distinguem-se grãos angulosos (magnetita, hematita, ilmenita) e subarredondados (göethita).

Na bacia que abrange os ribeirões **São Pedro** (pontos 86, 87 e 95), **das Pedras** (ponto 79, 80 e 84) e **Cascavel** (pontos 89, 93 e 96) ocorre zircão (8-15%), rutilo (5-20%), cianita (2-5%), turmalina (3-6%), granada (1%) e estaurolita (1-2% no ribeirão São Pedro, e 6-15% no ribeirão Cascavel), assim como minerais opacos (50-85%) compondo os aluviões (Figura 35). Os grãos de zircão são incolores e apresentam formas arredondadas e subarredondadas (prismáticas). Cianita e estaurolita são incolor e marrom-amarelada, respectivamente, apresentando formas subarredondadas. Rutilo ocorre como grãos subarredondados e com cor marrom-avermelhada.

A caracterização mineralógica dos diferentes sedimentos aflorantes na região de Franca revelou predominância de minerais ultraestáveis e metaestáveis. A comparação entre as populações dos minerais pesados mostrou a presença de porcentagens ligeiramente mais elevadas de rutilo, turmalina, estaurolita e cianita no Grupo Bauru e Formação Franca que nos sedimentos da Cobertura Arenoso-Conglomerática, cuja porcentagem de zircão é maior que no grupo e formação referidos. Nos sedimentos suprabasálticos mais antigos nota-se uma relação entre minerais pesados opacos/transparentes maior que nas referidas coberturas sedimentares (Figura 35).

Os grãos prismáticos com bordas desgastadas (subangulosos a subarredondados) e fragmentos (angulosos) de zircão, turmalina, cianita, estaurolita, rutilo e granada associam-se por vezes na região de Franca, podendo indicar que os processos sedimentares foram pouco efetivos no transporte, gerando sedimentos com baixo grau de maturidade mineralógico-textural depositados, possivelmente, por fluxo de massa ou de detritos. A ocorrência de fases mineralógicas imaturas associadas a fases apresentando alto grau de maturidade mineralógico-textural são características indicativas de transporte sedimentar policíclico.

Nos aluviões observa-se um aumento na representatividade e no grau de arredondamento dos grãos de zircão e turmalina, e a diminuição nos valores percentuais de cianita, estaurolita e rutilo, tendendo concentrar minerais ultraestáveis (ZTR) e opacos, destruindo os menos resistentes ou com imperfeições. O alto grau de maturidade mineralógico-textural exibido pelos referidos minerais é reflexo de transporte de alta energia ou trativo ao qual foi submetido.

As granadas tipo almandina exibem formas subarredondadas a angulosas, ocorrendo como elemento traço nas bacias dos rios Sapucaizinho e Santa Bárbara,

sendo mais freqüentes na bacia do rio São Pedro, em aluviões distribuídos sobre as rochas do Grupo-Araxá-Canastra, sua provável rocha-fonte (Figura 35).

Apatita e monazita também ocorrem como elemento traço nas coberturas cenozóicas e nos aluviões recentes. Ambos constituem minerais comuns em rochas alcalinas ou sedimentares.

5.1.2 – Fração Grossa

Minerais cuja ocorrência sugere a presença de diamantes nos depósitos aluvionares, determinados a vista desarmada, são genericamente chamados de “formas” por garimpeiros, constituindo minerais satélites de diamantes, não paragenéticos de diamantes.

Chieregati (1989) descreve magnetita, ilmenita, hematita, rutilo, zircão, espinélios, granadas, turmalina, estaurolita, hornblenda, anatásio, apatita, além de fragmentos líticos entre os principais acompanhantes de diamantes.

Segundo Etchebehere *et al.* (1991) entre os minerais presentes nos aluviões da região de Franca (Figura 36) distinguem-se calcedônia, quartzo em paliçada, göethita, crisoberilo, göethita+quartzo, cianita, rutilo, ágata, ilmenita, magnetita, granada, sílex, zircão, apatita, estaurolita, limonita, itabirito, basalto, arenito, arenito silicificado, quartzito, ouro, córindon e, eventualmente, diamantes entre outros.

A caracterização de uma população de minerais ou “formas” provenientes de garimpos situados nos pláceres dos altos cursos dos rios **Santa Bárbara** e **Sapucaizinho**, revelou a presença de quartzo leitoso e de quartzito como grãos mostrando cores branca amarelada leitosa, variando de arredondados, subarredondados a cristais angulosos associados a grãos de limonita, basalto, göethita, monazita, rutilo, zircão, cianita, estaurolita e turmalina. Além desses, foram observados diamantes obtidos em garimpos situados nessa porção da área.

1) Limonita (Figura 37A) apresenta-se como grãos de cor preta, arredondados, por vezes lascados ou quebrados, e quando subarredondados exibem arestas desgastadas (Foto 1, Prancha 1). Distinguem-se como göethitas (Figura 37B) e como fragmentos de crostas lateríticas em diferentes graus de arredondamento e de variadas colorações, dependendo de sua composição, de grau de maturidade e de alteração.

Garimpo	Mineropar	P. Branco	E. Hussak	CPRM	Mercer	Etchebehere	IPT
Pretinha, Agulha ou Fundinho	Turmalina Quartzo Ilmenita Rocha básica	Ilmenita Turmalina		Ilmenita Basalto Quartzo esfumaçado	Turmalina Preta	Turmalina	Turmalina ou Turmalinito
Chumbada ou Sericória (Ferrugem Azul)	Anatásio Magnetita Hematita	Anatásio		Anatásio	Anatásio	Anatásio	Anatásio
Feijão Preto		Ilmenita Turmalina	Jaspe Turmalina	Quartzo esfumaçado Turmalina			
Marumbé	Limonita	Sílex Fosfato		Sílex Laterita		Goerceixita (+Göethita)	Goerceixita (+Göethita)
Ferragem (Ferrugem/ Caboclo de ferro ou lustroso)	Limonita	Rutilo Ilmenita Hematita	Rutilo Anatásio	Rutilo Hematita		Rutilo Magnetita	Rutilo sílex
Palha de arroz	Cianita	Cianita		Cianita		Cianita	Cianita
Amendoim roxo	Jaspe vermelho		Jaspe	Jaspe Vermelho			
chicória	Granada (piropo- almandina)	Granada	Granada	Granada			
Campina	Córcindon Turmalina Muscovita Diásporo Sillimanita Clorita Berilo			Quartzo Azulado Quartzo esverdeado		Corindon	Corindon
Fava					Fosfato Óxido de Titânio Hidratado Óxido de Zircônio		
Feijão					Turmalina	Limonita	Limonita
Feijão roxo	Florencita Hematita						
Tobó					Diamante grande Carbonado grande		
Chibiu					Diamante pequeno		
Bajerê					Mineral cuja presença exclui a do diamante		
Olho de peixe						Calcedônia	Calcedônia
Crisota						Crisoberilo	Crisoberilo
Esverdeada						Epidoto	Epidoto
Canjica						Goetita (+quartzo)	Goetita (+quartzo)
Granada						Granada	Granada
Agulha ou fundinho						Ilmenita	Ilmenita
Lacre						Itabirito	Itabirito
Ogó						Monazita	
Dente de cão ou cristal						Quartzo	
Caboclo						Sílex	

FIGURA 36

Principais acompanhantes dos diamantes e suas denominações de campo.
Modificado de Reis e Cunha Neto (1982), Cruz (1985) e IPT (1990).

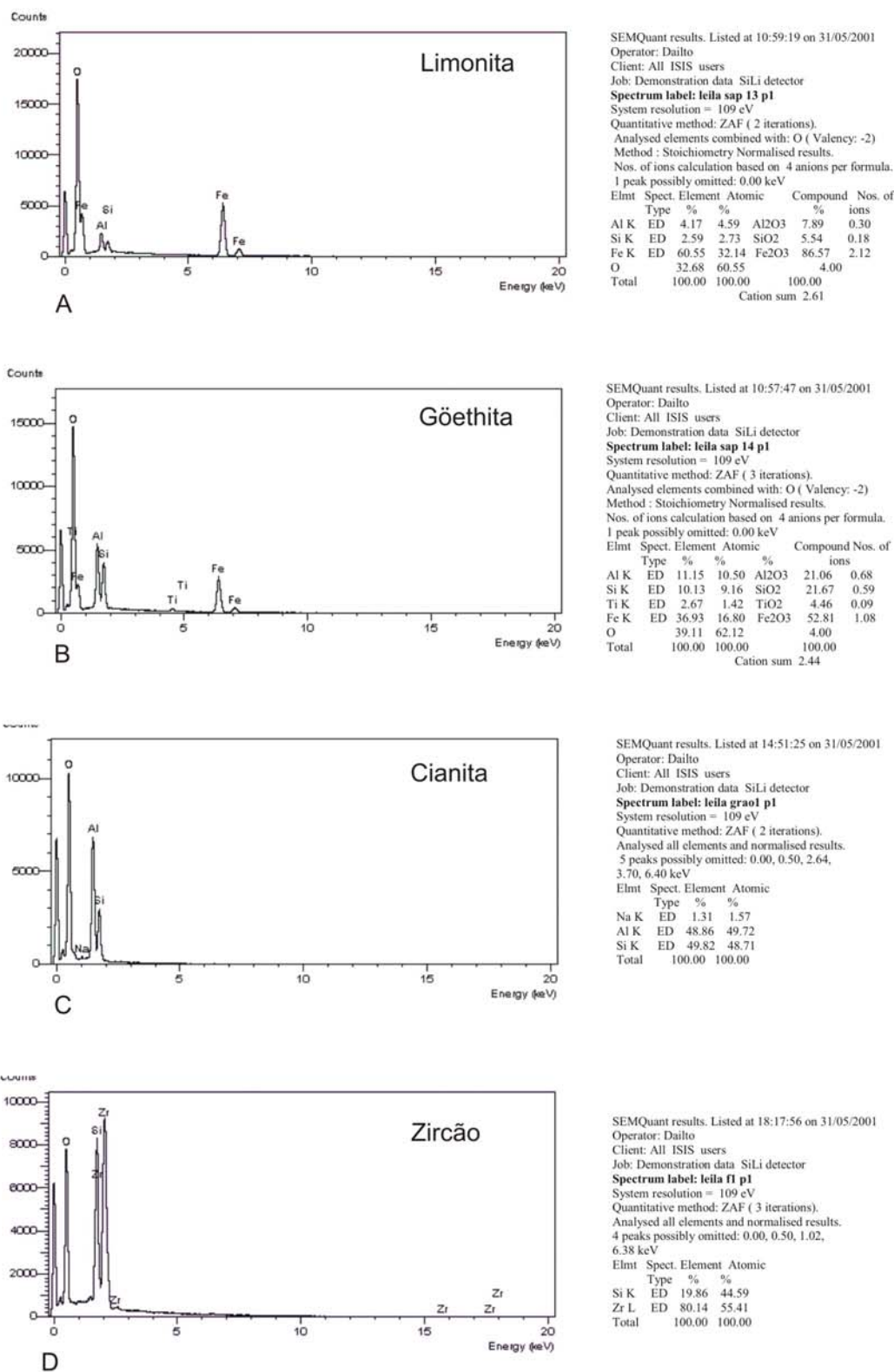
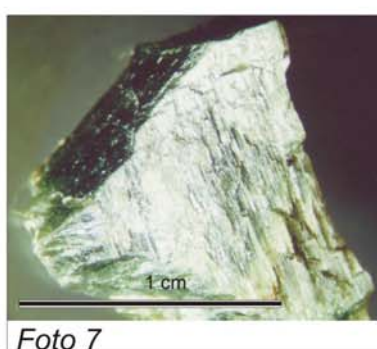
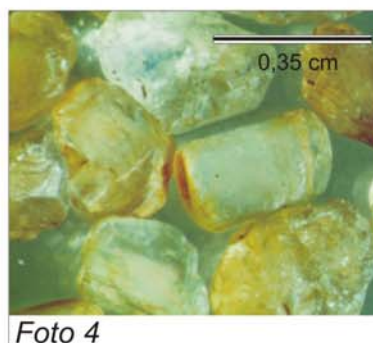
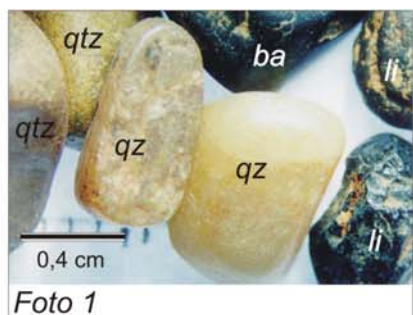


FIGURA 37

Espectrogramas e respectivas análises composicionais semiquantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos da bacia do rio Santa Bárbara, região de Franca.



Prancha 1. Assembléia mineralógica associada às ocorrências diamantíferas de Franca (fotos 1 a 7). *Foto 1*: Grãos subarredondados a arredondados de limonita (li), quartzo leitoso (qz), quartzito (qtz) e basalto (ba). *Foto 2*: Grãos subarredondados a arredondados de basalto. *Foto 3*: Cristais subédricos a arredondados de cianita. *Foto 4*: Detalhe da Foto 3, mostrando cristais de cianita subédricos e translúcidos. *Foto 5*: Grãos subarredondados a arredondados de zircão, variando de cor amarela clara a acastanhada. *Foto 6*: Grão de zircão apresentando arestas desgastadas. *Foto 7*: Fragmento anguloso de turmalina verde, apresentando aspecto fibroso. *Foto 8*: Ouro em forma de plaquetas.

2) Cianita (Foto 3, Prancha 1; Figura 37C) constitui cristais translúcidos,

prismáticos com bordas desgastadas (Foto 4, Prancha 1), ocorrendo nas cores amarela ao azul.

3) Zircão (Figura 37D) varia como grãos de incolores a amarelo-escuros, apresentando-se como cristais subeuédricos a anédricos, com médio a alto grau de arredondamento (Fotos 5 e 6, Prancha 1).

4) Turmalina (Figura 38A) ocorre como seixos arredondados, como fragmentos prismáticos com bordas desgastados a cristais anédricos (Foto 7, Prancha 1). São incolores a levemente coloridas, além de apresentarem variedades verdes e pretas. Turmalinas pretas quando polidas e arredondadas são facilmente confundidas com ilmenitas e limonitas igualmente maduras.

5) Ouro na forma de grãos arredondados e de lâminas (Foto 8, Prancha 1), apresentando em torno de 0,5 mm, é outro importante mineral comumente associado aos pláceres diamantíferos da região de Franca.

6) Rutilo (Figura 38B) ocorre como grãos subarredondados a arredondados e prismáticos com arestas levemente desgastadas (Foto 1, Prancha 2), sendo comum nos pláceres diamantíferos e nos sedimentos conglomeráticos cenozóicos.

7) Ilmenitas constituem como grãos subédricos a anédricos, apresentando cor preta e tamanhos variáveis.

Os grãos subédricos e angulosos de ilmenita exibem faces lisas e arestas desgastadas (Foto 2, Prancha 2), enquanto que grãos subarredondados a arredondados, polidos, podem mostrar faces parcialmente preservadas. Entre eles observa-se um pequeno (0,2 cm) grão subarredondado com arestas desgastadas e superfície polida, apresentando baixo conteúdo de magnésio.

Grãos arredondados e polidos de ilmenita podem, por vezes, ser confundidos com grãos arredondados de turmalina preta (“pretinha”).

8) Monazita (Figura 38D) ocorre como grãos arredondados a subarredondados, polidos, apresentando-se nas cores amarelo-acinzentada, amarelo, branco-amarelada, com aspecto leitoso, com tamanhos de até 2 cm, representando um dos “satélites” de diamante na região de Franca.

9) Córrindon apresenta-se como grãos translúcidos, variando de incolor a amarelo, rosa (Foto 3, Prancha 2; Figura 39A), azul (safira; Foto 4, Prancha 2; Figura 39B) e champanhe (Foto 5, Prancha 2; Figura 39C), conferindo às pedras boa qualidade, passíveis de serem lapidadas.

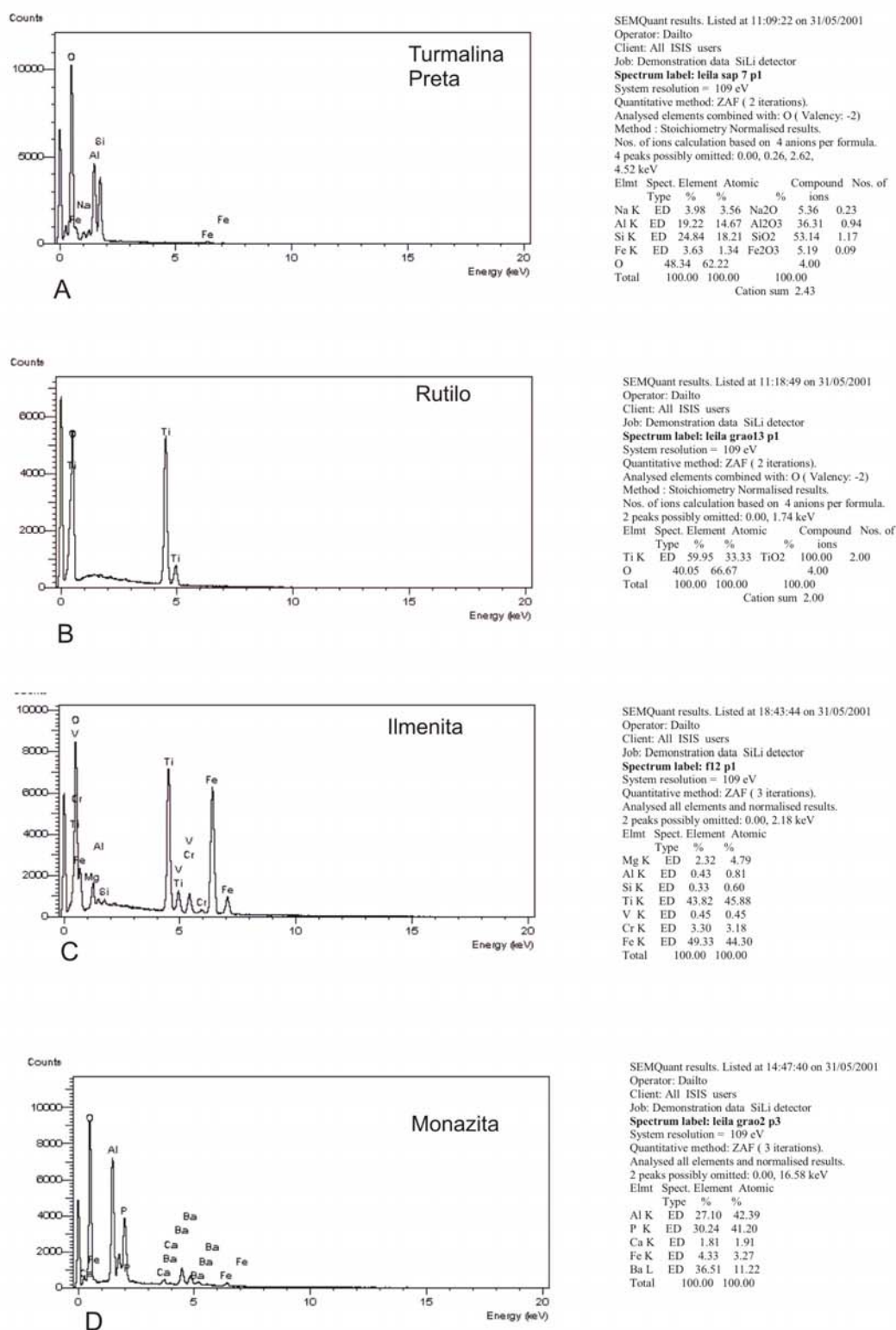
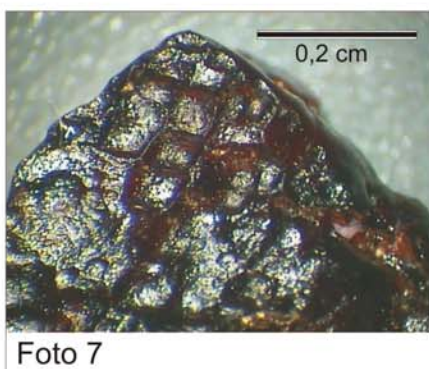
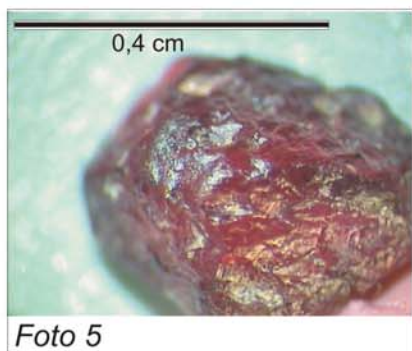
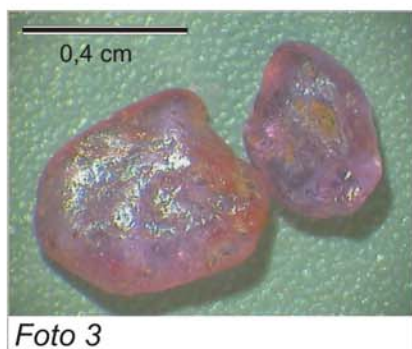
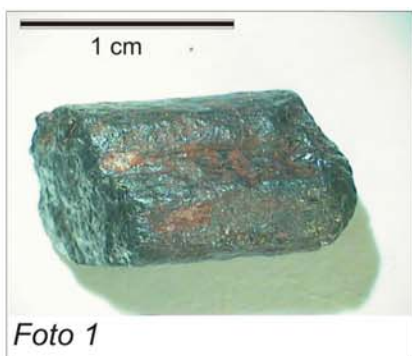


FIGURA 38

Espectrogramas e respectivas análises composicionais semiquantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos da região de Franca, SP (A-turmalina preta; B-rutílo; C-ilmenita e D-monazita).



Prancha 2. Exemplares de minerais pesados que ocorrem associados às ocorrências diamantíferas de Franca. *Foto 1*: Cristal euédrico de rutilo. *Foto 2*: Cristal euédrico de ilmenita. *Foto 3*: Dois grãos arredondados de córindon (rubí). *Foto 4*: Grão arredondado de córindon (safira). *Foto 5*: Aresta desgastada de fragmento de cristal de granada. *Foto 6*: Grão subanguloso de córindon. *Foto 7*: Feição de “caixa de ovos” em grão de granada almandina.

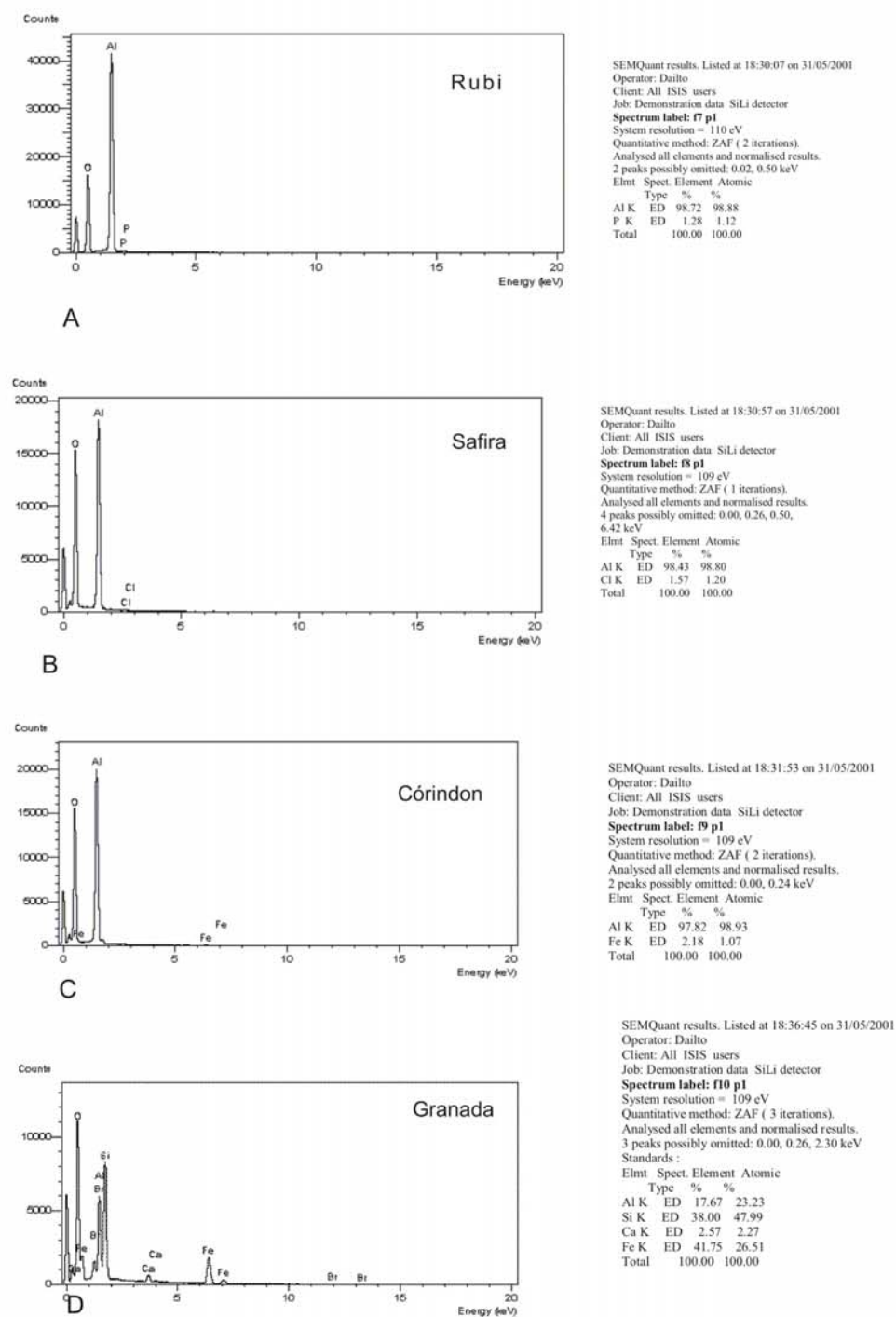


FIGURA 39

Espectrogramas e respectivas análises composicionais semiquantitativas de minerais que compõem a assembléia mineralógica associada aos pláceres diamantíferos das regiões de Franca (A-rubi; B-safira; C-córindon; D-granada).

Córidon, na variedade rubi, foi encontrado na bacia do rio Sapucaizinho como cristais facetados a subarredondados, com coloração vermelha transparente a semitransparente e granulometria de até 3 a 4 mm (Perdoncini *et al.*; 1998). A presença de córidon com características gemológicas é conhecida no Grupo Araxá-Canastra, segundo Zanardo *et al.* (1996).

10) Granada compreende grãos anédricos a subeuédricos, com arestas desgastadas (Foto 5, Prancha 2), translúcidos, variando da cor rosa ao vermelho-escuro intenso, apresentando composição cálcica (Figura 39D). Mostram depressões dispostas segundo padrão em “caixa de ovos” (feições negativas geradas por cristalização ou corrosão primária (?), Foto 7, Prancha 2), sendo facilmente confundidas com piropos.

Foram descritos sete exemplares de diamantes oriundos de garimpos situados próximo à confluência dos rios **Sapucaizinho** e **Santa Bárbara**. Entre eles destacam-se um octaedro incolor, com arestas reentrantes, com 0,25 ct, um octaedro amarelo-claro, lascado, com 0,20 ct, e um rombododecaedro alongado (*flat*), com 0,15 ct, apresentando superfície rugosa (“sal seda”), um tetra-hexaedro, incolor, com 0,30 ct e superfície rugosa (“sal seda”) e três tetra-hexaedros alongados com 0,80 ct, 0,70 ct e 0,25 ct, respectivamente. Além desses, garimpeiros relatam a ocorrência de uma pedra de 0,60 ct em cascalhos que capeiam as colinas, no local denominado “terra seca”. Exemplares de diamantes capa verde cuja origem está associada a exposição a radiação natural (Haralyi e Rodrigues, 1992) também estão presentes na região.

No ribeirão **SãoTomé** (UTM 276 Km E, 7724.5 Km N, fuso 51^o W), afluyente do rio Sapucaizinho, foi recuperado um lote contendo 27 exemplares de diamantes, exibindo cristais incolores a amarelo-claros, monocristalinos ou policristalinos, formas geminadas, fragmentos e marcas de percussão (pranchas 3 e 4). A maioria constitui tetra-hexaedros achatados, com menos de 0,30 ct (Foto 1, Prancha 3, e Foto 2, Prancha 4). Distingue-se um dodecaedro, com fases lisas, límpido, com cor amarela-esverdeada (Foto 2, Prancha 3), um cubo incolor, com reabsorção das arestas passando para a forma tetra-hexaédrica, lascado (Foto 3, Prancha 3), um octaedro incolor, com arestas reentrantes (Fotos 4 e 5b, Prancha 3), um diamante irregular com fases de cubo (Foto 5a, Prancha 3), um octaedro incolor, com arestas



Foto 1



Foto 2



Foto 3



Foto 4

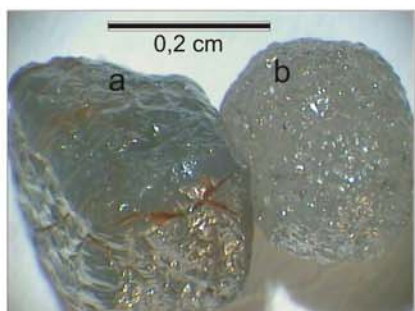


Foto 5



Foto 6



Foto 7



Foto 8

Prancha 3. Exemplares de diamantes provenientes do ribeirão São Tomé. *Foto 1:* Diamantes dodecaédricos e tetra-hexaédricos achatados, incolores a amarelos. *Foto 2:* Exemplar de diamante dodecaédrico apresentando cor amarela esverdeada. *Foto 3:* Diamante cubo-tetra-hexaedro, lascado (seta). *Foto 4:* Diamante octaédrico. *Foto 5:* Dois exemplares de diamante, um irregular apresentando faces de cubo (a) e outro octaédrico (b). *Foto 6:* Diamante octaédrico geminado. *Foto 7:* Exemplar de diamante incolor, tetrahexaédrico achatado ("flat"), lascado (seta). *Foto 8:* Exemplar de diamante irregular.

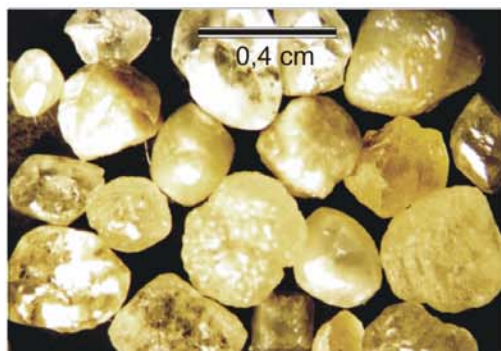


Foto 1



Foto 2



Foto 3



Foto 4



Foto 5



Foto 6

Prancha 4. Exemplares de diamantes provenientes da região de Franca (ribeirão São Tomé). *Foto 1*: Vinte exemplares de pequenos diamantes (menores que 0,30 ct) incolores e opacos. *Foto 2*: Diamantes incolores apresentando forma tetrahexaédrica achatada (*flat*), com inclusões negras (seta). *Foto 3*: Dois cristais de diamantes dodecaédricos, apresentando inclusões minerais de cor negra (seta). *Foto 4*: Exemplar de diamante dodecaédrico, opaco. *Foto 5*: Fragmento irregular de diamante. *Foto 6*: Dois exemplares de diamantes carbonados.

reentrantes, geminado, com 0,70 ct (Foto 6, Prancha 3), um tetra-hexaedro achatado, incolor, lascado, com 0,80 ct (Foto 7, Prancha 3 e Foto 3, Prancha 4), além de diamantes opacos (Foto 4, Prancha 4), irregulares (Foto 8, Prancha 3 e Foto 5, Prancha 4) e carbonados (Foto 6, Prancha 4). As inclusões minerais são de cor preta e mais freqüentes nas formas tetra-hexaédricas (Fotos 2 e 3, Prancha 4).

A análise mineralógica de conglomerados e arenitos conglomeráticos provenientes de pláceres situados nos altos cursos do rio **Canoas** e de alguns de seus afluentes mostrou, na fração grossa (Tabela 2), a presença de seixos de quartzo hialino, leitoso e fumê, assim como sílex e de caolinita. Fragmentos e seixos subarredondados de basalto e de crostas lateríticas estão presentes em todas as amostras, distinguindo-se limonita e göethita:

1) Caulinita apresenta-se como grãos subarredondados a subangulosos, variando em torno de 0,5 cm, apresentam cor branca e superfície rugosa, muitas vezes apresentando uma película de óxido de ferro.

2) Monazita ocorre como grãos subangulosos a subarredondados, polidos, com tamanhos variando de 0,2 a 0,5 cm e cor branca amarelada a esverdeada.

3) Limonita ocorre como fragmentos angulosos e grãos arredondados a subarredondados de cor preta, preta-acastanhada e ocre, variando de 0,2 a 0,7 cm. Apresentam, em geral, pouco ou nenhum polimento, exibindo superfícies rugosas e foscas; contudo, os grãos mais arredondados podem exibir superfícies polidas. Fragmentos angulosos placóides mostram superfícies rugosas (granular).

4) Quartzo hialino (fumê e branco leitoso com tonalidades rosa e cinza-azulada) apresentam-se como grãos angulosos a subarredondados, exibindo tamanhos entre 0,1 e 0,6 cm. Cristais facetados apresentam, muitas vezes, arestas polidas. Cristais euédricos compreendem uma das “formas” identificadas como “satélite” de diamantes, denominados de “dente de cão”, por garimpeiros.

5) Rocha básica (basalto) ocorre como seixos variando de arredondados a subarredondados, bem como fragmentos subangulosos a angulosos de basalto, apresentando cor cinza-esverdeada, cinza-amarelada, cinza-avermelhada, com tamanhos entre 0,2 e 0,8 cm. Frequentemente mostra mosqueamento dado pela alteração para minerais argilosos. Observam-se grãos em diferentes graus de alteração, confundindo-se frequentemente com crostas lateríticas alteradas.

6) Quartzito ocorre como grãos subangulosos a subarredondados, de 0,2 a 0,6 cm, variando de branco, branco-amarelado a castanho-avermelhado e cinza. Alguns grãos mostram-se friáveis, fáceis de serem desagregados.

7) Pisólitos incolores a amarelados de quartzo e avermelhados de limonita e de basalto variam de 0,2 a 0,6 cm, sendo que por vezes encontram-se lascados ou quebrados.

8) Arenito cimentados por óxido de ferro, de cor vermelho-acastanhada, e de manganês, de cor preta ocorrem como grãos arredondados, apresentando superfície rugosa com tamanhos de cerca de 0,2 cm.

9) Dois fragmentos irregulares de diamante incolor e de tamanho pequeno (0,10 ct) foram observados em um garimpo do rio Canoas, próximo a Claraval (MG).

No ribeirão da **Prata** afluente da margem direita do rio Canoas, próximo à sua confluência, os sedimentos aluvionares apresentaram grãos arredondados e, subordinadamente, subarredondados e subangulosos de basalto com cor cinza-esverdeada a amarelada, com tamanhos entre 0,2 e 0,6 cm.

1) Crostas limoníticas ocorrem como grãos arredondados e fragmentos angulosos a subarredondados, estes apresentando superfície rugosa e, aqueles, lisa. Esses grãos variam de 0,2 a 0,7 cm, apresentando cor marrom-avermelhada a amarelada, ocre e preta.

2) Quartzo mostra-se como grãos hialinos e leitosos de arredondados a subarredondados. Grãos angulosos correspondem a cristais amorfos ou subédricos com arestas desgastadas. Variam de 0,2 a 0,7 cm.

3) Quartzito ocorre como grãos angulosos a subangulosos, de cor castanha avermelhada a amarelada, com tamanhos entre 0,2 e 1 cm.

4) Siltito aparecem como grãos de cerca de 0,2 cm de cor cinza, apresentando-se arredondados.

5) Limonita e de basalto ocorrem como pisólitos incolores a amarelados de quartzo e avermelhados a pretos de variando de 0,2 a 0,6 cm.

No córrego dos **Agudos**, afluente da margem esquerda do rio Canoas notam-se crostas limoníticas aparecem como concreções arredondadas e como grãos subangulosos a subarredondados, além de fragmentos placóides, com arestas

desgastadas, de aspecto maciço. Esses grãos apresentam cor marrom-avermelhada a amarelada e ocre, sendo que os tamanhos oscilam entre 0,2 e 0,7 cm.

1) Basalto ocorre como grãos arredondados a subarredondados, apresentando cor marrom-avermelhada e tamanhos entre 0,3 e 0,9 cm, os quais quando alterados mostram aspecto mosqueado.

2) Quartzito mostram-se como grãos angulosos, com cor branca mosqueada de amarelo. Variam de 0,2 a 0,6 cm enquanto que grãos de quartzo são angulosos a subarredondados, hialinos a leitosos, variando de 0,2 a 0,7 cm.

3) Siltito apresenta-se como grãos arredondados de cor cinza mosqueada de amarelo, com cerca de 0,4 cm.

4) Cianita apresenta-se como grãos subarredondados a arredondados (prismáticos com arestas desgastadas), exibindo cor azul-clara.

5) Estauroлита ocorrem em grãos subarredondados e arredondados (prismáticos com arestas desgastadas), apresentando cor marrom-amarelada.

6) Turmalina mostram-se em grãos arredondados e subarredondados (prismáticos com arestas desgastadas), variando do incolor, verde e marrom.

7) Rutilo exibem grãos vermelho-escuro, arredondados a subarredondados.

8) Zircão ocorre como cristais incolores, arredondados e subarredondados.

Na bacia do ribeirão **do Ouro**, afluente do rio Grande, são descritas 2 ocorrências de garimpos.

Em sedimentos aluvionares do ribeirão do Ouro notam-se, na fração grossa (Tabela 2), seixos de quartzo hialino, amarelo, leitoso, fumê, bem como de sílex, quartzito, basalto, arenitos finos, siltitos e argilitos compreendem as principais rochas que ocorrem nestes pláceres:

1) Quartzito apresenta cor marrom-acastanhada, cujos grãos variam de arredondados, subarredondados a angulosos. Seus tamanhos giram em torno de 0,2 a 0,7 cm.

2) Crostas limoníticas ocorrem desde grãos angulosos a subarredondados, apresentando de cor preta e marrom acastanhada, cujos tamanhos variam entre 0,2 e 0,7 cm.

3) Quartzo ocorre como grãos angulosos a subarredondados, hialinos e leitosos, variando de 0,2 a 0,7 cm. Um grão amarelo translúcido, subanguloso foi caracterizado como citrino.

4) Caulinita apresenta-se como grãos angulosos a subarredondados, de cor branca, cobertos por uma película de óxido de ferro.

5) Crosta laterítica está presente como fragmentos angulosos a subangulosos de cor vermelha-acastanhada.

6) Göethita e limonita mostram-se subarredondados a subangulosos, exibindo as cores ocre e marrom-avermelhada, respectivamente.

7) Hematita mostram-se como grãos subangulosos a subarredondados de cor preta.

O paleocanal do córrego do **Alto da Cruz** (afluente do ribeirão Aterrado/ouro), capturado pelo ribeirão São Tomé, situado na estrada que liga Ibiraci a Capetinga, mostrou a presença de:

1) Crosta limonítica (göethita) como fragmentos angulosos exibindo cor preta, marrom acastanhado a amarelado e ocre. Variam de 0,1 a 0,6 cm e mostram uma superfície rugosa (granular); entretanto grãos subangulosos, com superfícies lisas.

2) Quartzito como fragmentos angulosos e grãos subarredondados de quartzito apresentam cor marrom-avermelhada, variando de 0,2 a 0,5 cm, com raros de cerca de 1 cm.

3) Quartzo como grãos angulosos e subarredondados a arredondados, apresentando tamanhos entre 0,2 a 0,6 cm. Varia de incolor a leitoso, fumê, cinza-azulado e amarelo.

4) Siltito e argilito como fragmentos arredondados a subangulosos, variando de 0,4 a 0,6 cm. Apresentam cor branca mosqueada de marrom-avermelhada a amarelada em diferentes tonalidades e superfície dos grãos lisa.

5) Argilito como grãos arredondados a subangulosos, mostrando tamanhos entre 0,2 e 0,5 cm. São recobertos por uma fina película de óxido de ferro que mascara a sua cor branca.

Os minerais presentes em terraços elevados do ribeirão **São Pedro**, localizado no extremo sudeste da área de estudo, mostrou a presença de seixos e matacões arredondados a subangulosos, constituídos de quartzo (leitoso, fumê, hialino, acicular), quartzito, quartzito friável (quartzo recristalizado), crosta limonítica, basalto, xistos, arenitos, siltitos e conglomerados (vide tabela 1). Os minerais

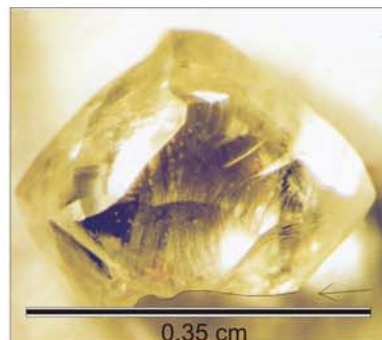
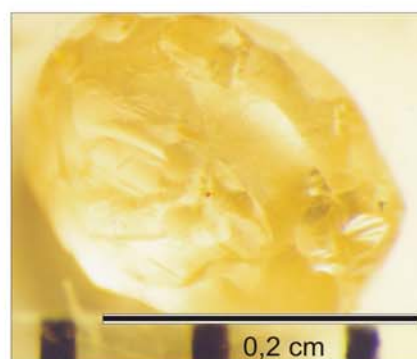
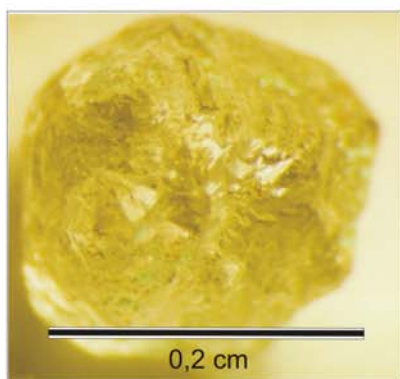
“satélites” comumente encontrados nos pláceres diamantíferos do ribeirão das Pedras, afluente do ribeirão São Pedro, compreendem granada (almandina), rutilo, turmalina, córindon, citrino, sílex, monazita, entre outros.

No ribeirão das Pedras, afluente do ribeirão São Pedro, foram observados 4 exemplares de diamantes incolores a amarelos-claro (Foto 1, Prancha 5), os quais exibem formas transicionais octaédrico-dodecaédrica, por vezes lascados (Fotos 2, Prancha 5), ou octaedro-tetra-hexaedrica deformada (*flat*) (Foto 3, Prancha 5), além de cristais irregulares exibindo faces de dodecaedro (Foto 4, Prancha 3) e de octaedro (Foto 5, Prancha 5), exibindo laminações paralelas, trógonos entre outras feições de reabsorção primária. Além destes foram observados dois cristais tetra-hexaédricos achatados, um com 0,20 ct e outro com 0,30 ct, os quais exibem superfície com aspecto fosco com coloração esbranquiçada, sendo popularmente denominados de “sal seda”. Na margem esquerda do ribeirão das Pedras, na cota de 760 m, Haralyi e Svisero (1984) registram a ocorrência de um diamante irregular de 27,2 ct (Estrela da Capetinga) sendo o exemplar límpido, isento de defeitos.

A análise dos espectros de infravermelho dos diamantes observados nos ribeirões das Pedras e São Tomé (afluente do rio Sapucaizinho) indica, segundo Filemon (2001), que os mesmos são do tipo IaAB e provenientes de fontes primárias distintas.

Dentre os minerais presentes em garimpos da região de Franca, ilmenita foi identificada como um possível satélite de diamante. Contudo, as granadas analisadas são, possivelmente, almandina (não kimberlíticas), exibindo transporte sedimentar curto ou pouco efetivo, sendo o Grupo Araxá-Canastra interpretado como sua fonte imediata. A presença de ouro, bem como de córindon, nos referidos pláceres, evidencia que os processos sedimentares foram eficientes na concentração de minerais oriundos de províncias geológicas adjacentes ou afastadas da área de estudo, tendo sido gerados por processos geológicos de ambientes geotectônicos diferentes daqueles propícios à presença de diamantes.

O predomínio de minerais ultraestáveis (zircão turmalina, rutilo) e estáveis (cianita, estauroлита), bem como de rochas e minerais resistentes (quartzo, sílex, arenito silicificado, quartzito, limonita, basalto) indica, possivelmente, transporte sedimentar longo ou policíclico, onde minerais/rochas menos resistentes são destruídos e os mais resistentes são selecionados. A grande quantidade de seixos

*Foto 1**Foto 2**Foto 3**Foto 4**Foto 5*

Prancha 5. Diamantes provenientes da região de Franca (rio das Pedras). *Foto 1*: Cristais de diamantes incolores a amarelo claro. *Foto 2*: Detalhe da Foto 1 mostrando exemplar de diamante incolor, octaedro-dodecaedro, lascado (seta). *Foto 3*: Detalhe da Foto 1 mostrando diamante incolor, tetra-hexaédrico achatado (*flat*). *Foto 4*: Detalhe da Foto 1 exibindo diamante incolor, irregular com faces de dodecaedro. *Foto 5*: Detalhe da Foto 1 mostrando diamante incolor irregular.

de limonita e de göethita e de fragmentos de crosta laterítica nos sedimentos aluvionares atestam a efetiva contribuição das unidades cenozóicas nas concentrações mineralógicas.

Entretanto, Haralyi *et al.* (1985) caracterizam uma zona de falha de direção NE (Sutura de Ribeirão Preto) passando a sul de Franca, onde é identificada uma possível anomalia para corpos ultrabásicos. Segundo Haralyi (informação verbal) esse fato associado à diminuição radial no tamanho dos diamantes grandes (entre 20 e 50 ct) ao longo dos rios Canoas, Sapucaizinho, Santa Bárbara e ribeirão Cascavel, a partir da serra de Franca apontam para a possibilidade da presença de fontes kimberlíticas nessa porção da área.

Tais discussões associadas às características morfoscópias dos diamantes e dos espectros de infravermelho, convergem para a hipótese de origem mista, podendo ocorrer mais de uma fonte de diamantes alimentando os pláceres da região de Franca.

CAPÍTULO 6

MORFOTECTÔNICA DA ÁREA

6.1 – Contexto morfotectônico

A história neotectônica reconhecida por Morales e Hasui (2001) para a região Sudeste do Brasil é caracterizada por um regime tectônico intraplaca, com movimentação regional transcorrente. É marcada por compartimentos com dinâmicas próprias, indicando individualização de extensos segmentos E-W, sob movimentação direcional durante o Neogeno-Quaternário, propiciando forte dissecação do relevo. Baseados em padrões de geometria/cinemática das estruturas, geomorfologia e depósitos sedimentares, os autores identificam seis grandes compartimentos morfotectônicos (Figura 40), resultantes de partição da deformação associada ao binário E-W transcorrente dextral.

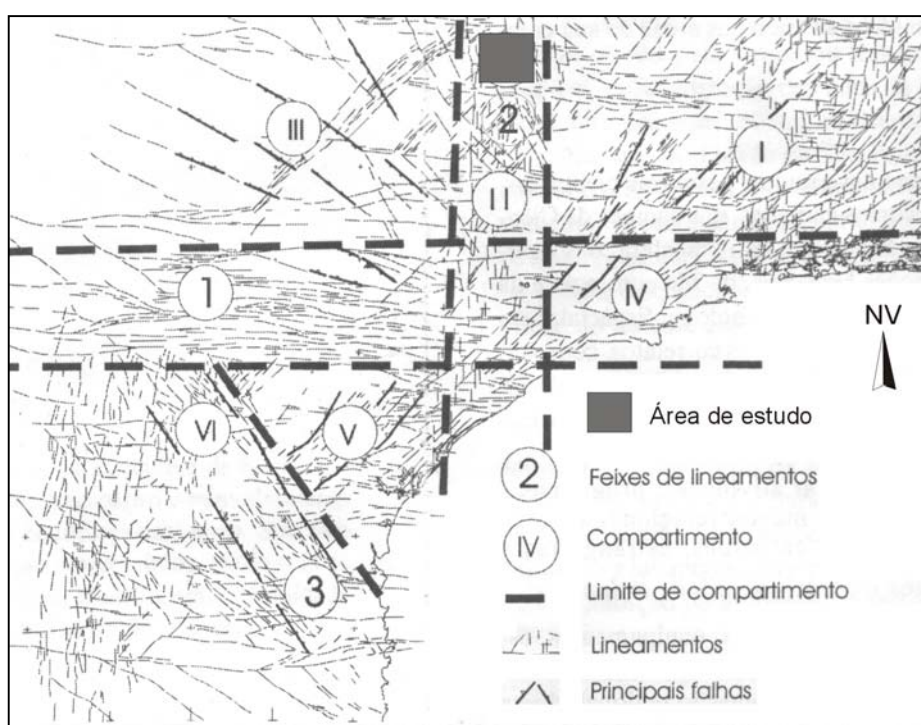


FIGURA 40

Compartimentação morfotectônica da região Sudeste do Brasil, segundo Morales e Hasui (2001).

De acordo com os autores a região de Franca encontra-se inserida no Compartimento II (Morales e Hasui, 2001), sendo caracterizada pela presença de lineameos N-S, NW-SE e E-W, por falhas normais N-S/subverticais controlando

bacias e desnivelamentos de depósitos sedimentares, assim como por falhas normais NW-SE, inclinadas para nordeste e sudoeste. Estas estruturas condicionam a dinâmica e evolução dos processos morfogenéticos no relevo local, marcado por reversos e frentes de cuesta da borda nordeste da Bacia do Paraná, com padrões de drenagem retangular e paralelo.

6.2 – GEOMORFOLOGIA DA ÁREA

6.2.1 – RELEVO

A região de Franca situa-se dentro da província geomorfológica das Cuestas Basálticas (Almeida, 1964; IPT, 1981), a qual é caracterizada por relevo de frente escarpado, formando serras alongadas (Sa) que delimitam plataformas estruturais de reversos suavizados e inclinados em direção à calha do rio Paraná. É caracterizada por níveis de colinas médias (CIm), morros arredondados (Moa) e depressões ortoclinais frontais com relevos de colinas médias (CIm), colinas amplas (Cla), morros arredondados (Moa) e mesas basálticas (Mba) (Figura 41).

A região de Franca apresenta relevo marcado por planaltos localizados entre 900 e 1.200 m e níveis colinosos entre 600 e 800 m, os quais são delimitados por escarpas festonadas, exibindo arenitos da Formação Botucatu no seu frente. No extremo nordeste da área, relevos de serras alongadas (Sa) alinham-se marcando altitudes entre 900 e 1.000 m.

O planalto ou serra de Franca, destacado na porção central da área, constitui uma feição geomorfológica quase linear segundo a direção E-W com escarpamentos voltados para norte e para sul, individualizando dois compartimentos rebaixados e embutidos dados pela depressão ortoclinal esculpida pelas bacias dos rios Sapucaizinho, a sul, e das Canoas, a norte.

Níveis de colinas amplas (Cla) e médias (CIm), morros residuais (Mba) e anfiteatros amplos desenvolvem-se nos compartimentos embutidos, com altitudes entre 650 e 800 m. Colinas médias são sustentadas pelo *sill* de diabásio na porção centro-norte, e pela Formação Aquidauana, e pelo Grupo Araxá-Canastra, no extremo sudeste da área. Os Anfiteatros apresentam colinas amplas, associadas ao *sill* de diabásio, e relevos residuais ou morros testemunhos, sobretudo na porção sul da serra de Franca, evidenciando sucessivos eventos de erosão diferencial. A região oeste destaca-se por apresentar maior dissecação do relevo.

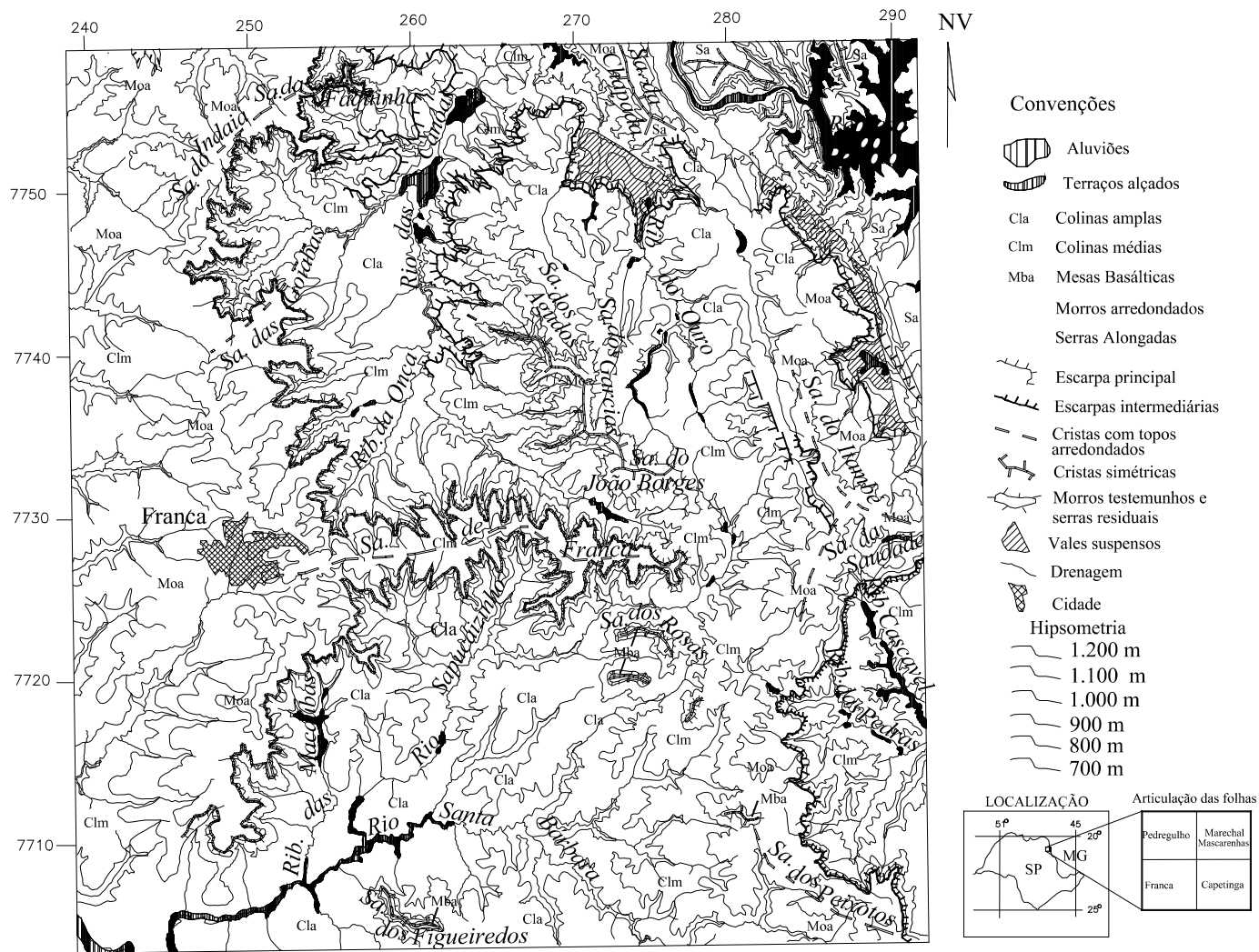


Figura 41
Mapa geomorfológico da região de Franca.

orros arredondados (Moa) e colinas médias (CIm) distribuem-se em cotas entre 900 e 1.200 m, podendo atingir 1.280 m de altitude, marcando os planaltos (serras de Franca/Goiabas/Faquinha/Indaiá, a oeste e serras do Itambé/da Saudade/dos Peixotos, a leste) e os relevos residuais, entre os quais se distinguem serras (serras do João Borges/dos Garcias/dos Agudos), mesas basálticas (Mba) ou segmentos de serras (serras dos Rosas e dos Figueiredos) e morros testemunhos isolados (Mo. Redondo, Mo. Santa Teresinha e Mo. do Selado). Esse relevo de topo suavizado é sustentado por derrames basálticos, na parte oeste da área, e pelo *sill* de diabásio ou arenitos eólicos Botucatu, na sua porção leste.

Os planaltos formados pelas serras são encimados por sedimentos lateritizados marcando o desenvolvimento de um perfil laterítico com ocorrências de zonas plintificadas sob crostas ferruginosas, representando remanescentes da superfície terciária Sul-Americana (King, 1956) ou Superfície Japi (Almeida, 1964). O nível colinoso marca o ciclo erosivo, responsável pela dissecação da Superfície Sul-Americana, reconhecido como Ciclo Velhas (King, 1956; Braun, 1971) ou Superfície Neogênica (De Martonne, 1943), que na área corresponde ao limite norte da Depressão Periférica (Almeida, 1964; IPT, 1981), reafeiçoada e entalhada pelos ciclos erosivos quaternários.

Embora o grau de erosão diferencial e a dissecação do relevo sejam evidentes na região, dados morfotectônicos e estruturais evidenciam que os processos tectônicos do mesozóico-cenozóico foram responsáveis pelo desmantelamento das serras e da Superfície Sul-Americana, gerando superfícies soerguidas, abatidas e basculadas. Esta tectônica favoreceu ainda a dissecação das depressões centrais, sendo que os dados geológicos e geomorfológicos obtidos indicam uma atividade ainda vigente, neotectônica, que condiciona a atual evolução morfogenética do relevo, que será discutido no capítulo 7. As orientações do relevo e da drenagem mostraram-se compatíveis com as direções estruturais, juntas e falhas, conforme mostra a descrição do capítulo 4.

6.2.2 - REDE DE DRENAGEM

As principais bacias de drenagem presentes na área de estudo (Figura 42) compreendem a dos rios Santa Bárbara/Sapucaizinho, fluindo para o rio Sapucaí-Mirim, a do rios Canoas, e a dos ribeirões das Pedras/Cascavel, as quais desaguam

no rio Grande. Nessas bacias o padrão de drenagem, baseado em Howard (1967) e Soares e Fiori (1976), varia de dendríticos a subdendríticos com seus altos cursos tendendo a retilíneo, encontrando-se balizados por estruturas NNE, NW e N-S, enquanto padrões pinados desenvolveram-se no fronte das escarpas. A bacia dos ribeirões do Ouro e Aterrado apresentam segmentos retilíneos fortemente alinhados segundo NNW e, secundariamente, NNE e E-W.

A rede de drenagem apresenta padrões característicos de relevo de *cuestas*, distinguindo-se rios anaclinais, cataclinais e ortoclinais. Aquelas drenagens localizadas no reverso da *cuesta*, sobretudo a oeste da área, entre Franca, Cristais Paulista e Pedregulho são do tipo cataclinais de reverso e apresentam padrão paralelo com vergência de fluxo para leste. No entanto, são notórias as variações para NW e NE ao norte da serra de Franca e para SW e SE ao sul da mesma. As drenagens que esculpem o fronte das *cuestas* (serras das Goiabas, da Faquinha e do Indaiá) no oeste da área são classificados como do tipo anaclinal, as quais são responsáveis pela dissecação e festonamento da mesma, gerando feições do tipo *percées*. Estas drenagens constituem os principais afluentes das drenagens ortoclinais que correm paralelo às escarpas, como é o caso dos rios Canoas, Sapucaizinho e ribeirões do Ouro, Macaúbas e da Onça (Figura 42).

A rede de drenagem de detalhe (Figura 43), na área de pesquisa, apresenta densidade média, com angularidade alta nas áreas de *cuestas*. Trechos de canais de drenagem curvos associam-se aos retilíneos, orientados segundo N-S, desenvolvidos ao longo dos médios cursos dos rios. Padrões pinados (I) destacam-se no nordeste da área, onde predominam as rochas cristalinas do embasamento. Nos altos cursos observam-se rios meandantes, distinguindo-se meandros isolados, bem como terraços antigos alçados. Alguns padrões circulares (ou anulares) a semi-circulares podem ser identificados nos altos cursos dos rios Santa Bárbara e Sapucaizinho no sudoeste da área, e na porção centro-norte do rio Canoas. No extremo nordeste da área ocorrem drenagens com padrões de treliça e retilíneos subparalelos a orientação das rochas metassedimentares (NNW-NW).

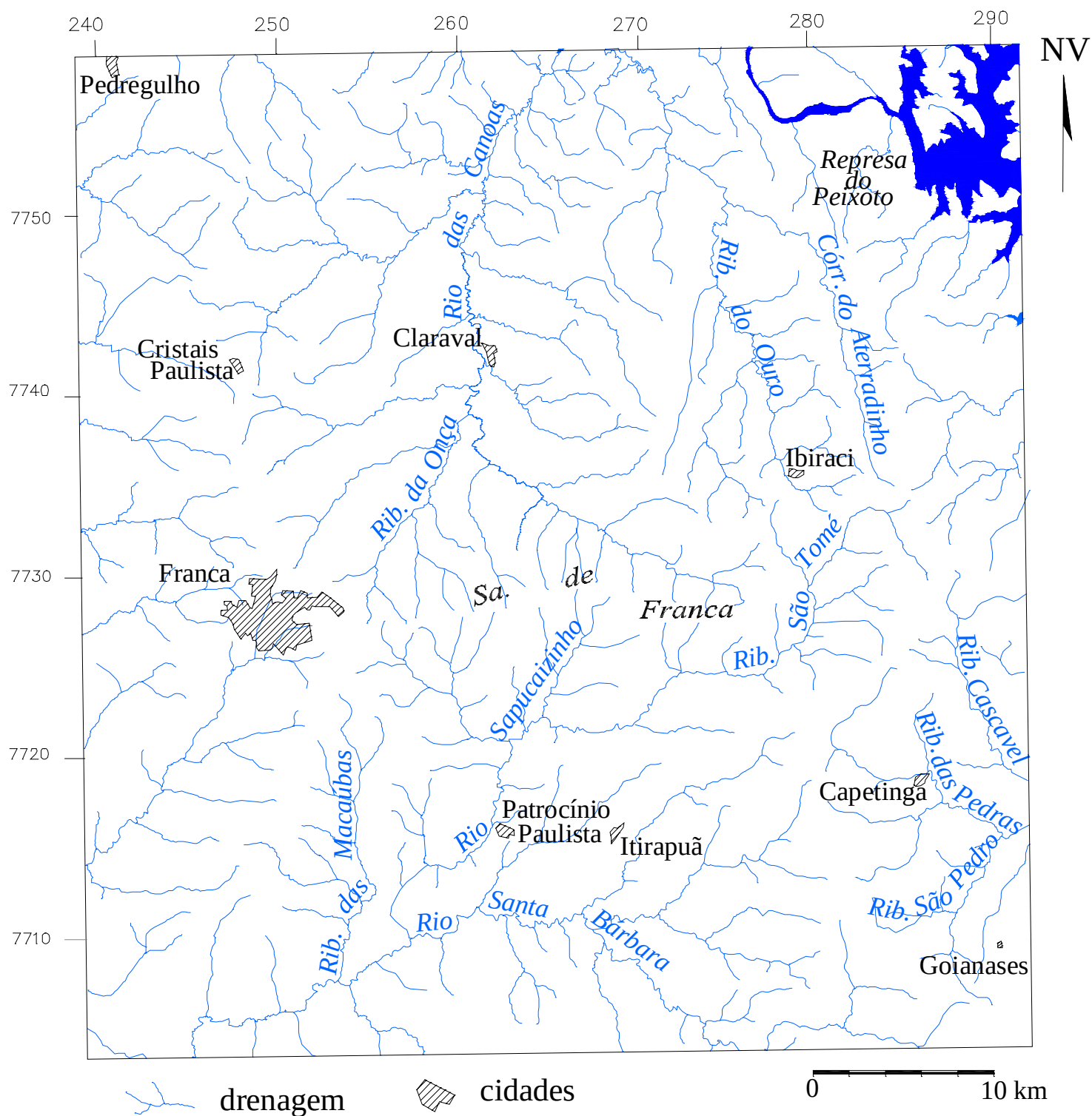


FIGURA 42

Mapa da rede de drenagem principal da região de Franca.

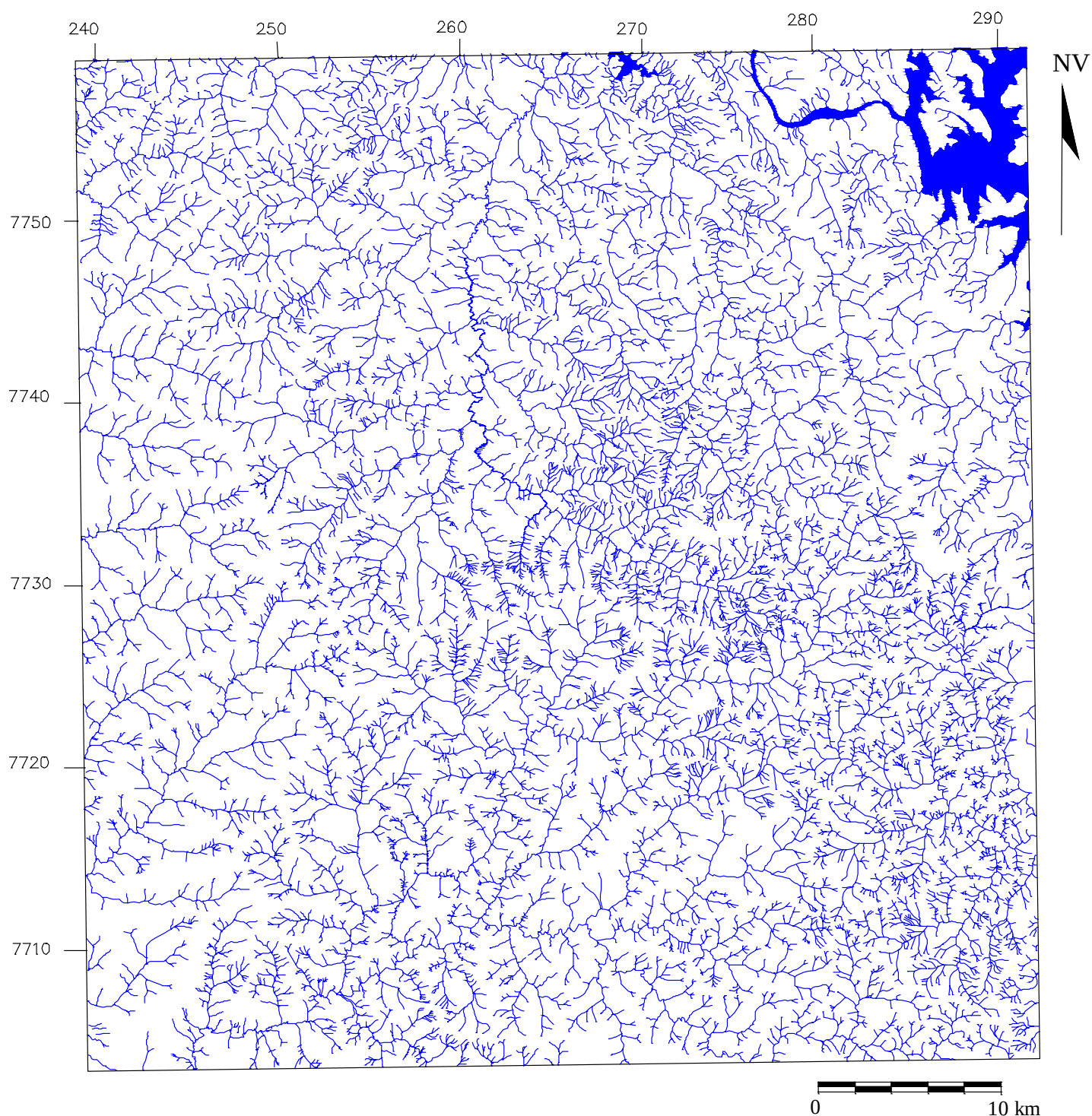


FIGURA 43
Mapa de detalhe da rede de drenagem da região de Franca.

Nos altos cursos dos rios Canoas, Sapucaizinho e Santa Bárbara desenvolvem-se extensos aluviões, ao longo dos quais ocorrem antigos terraços de sedimentação. Barras areno-conglomeráticas preservadas nas bordas ou dentro do canal principal das citadas drenagens apresentam-se por vezes entalhadas por canais atuais. Encostas com feições erosivas escarpadas (escarpas de falha?) são observadas no córrego Macaúbas, no sudeste da área.

6.3 - QUADRO MORFOESTRUTURAL

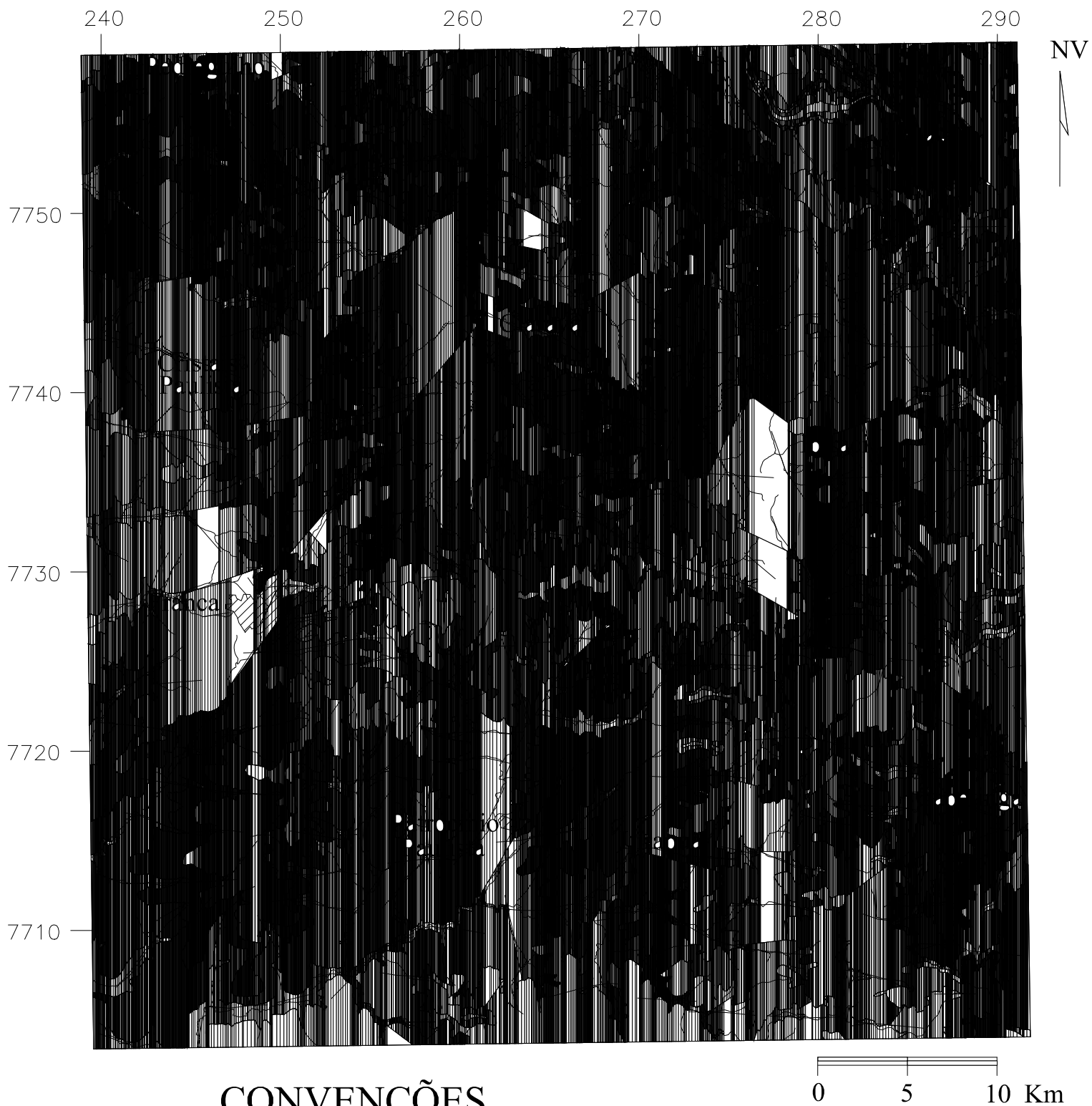
A análise morfoestrutural da região de Franca abrangeu o estudo dos elementos de relevo, associados a dinâmica erosiva, a lineamentos e falhas controlados pela estrutura geológica subjacente.

No oeste da área as serras que compõem o planalto basáltico orientam-se segundo a direção NNE e NE. No centro-leste o desnivelamento entre as serras, as frentes de dissecação e a distribuição da drenagem encontram-se fortemente controlados por feixes de lineamentos e falhas transcorrentes dextrais e normais de direção NW a NNW e NE subparalelas à estruturação do embasamento adjacente. O relevo cuestiforme indica abatimento para as direções N a NNW e NNE balizando o rio Canoas e os ribeirões da Onça, do Ouro e Aterrado (Figura 44).

No centro da área ocorre um feixe de lineamentos E-W, destacado pela serra de Franca. Marca a extensão do domínio estrutural segundo a referida direção, o qual impõe-se à escultura da paisagem e ao desenvolvimento da drenagem na metade sul da área (Figura 44). Falhas normais e inversas de direções NE, NNW e N-S associam-se ao longo desse feixe favorecendo a dissecação do relevo, o rearranjo da drenagem e a evolução de capturas e de deflexões. Escarpas Festonadas emolduram os rios Sapucaizinho/Santa Bárbara/Macaúbas fluindo para sul-sudoeste e os rios Cascavel/das Pedras, correndo para sudeste para desaguar no ribeirão São Pedro, o qual flui para nordeste marcando basculamento de blocos para SW e para NE, respectivamente, para as duas bacias de drenagens.

Um expressivo feixe de falhas de direção NNE (Figura 44) sobrepõe-se às estruturas NNW, NW e E-W, apresentando feições transpressivas com linhas de seixos (*stone lines*) dobradas e falhadas associadas.

A caracterização do relevo, da drenagem e da hipsometria permitiu a identificação de três grandes compartimentos geomorfológicos, na referida região: i) Compartimento de Cimeira ou Planáltico, ii) Compartimento das Escarpas Frontais e Esporões, iii) Compartimento de Colinas (Figura 45). O **compartimento planáltico** é formado por serras de topos planos (serras de Franca, das Goiabas, dos Figueiredos, dos Garcias, do Itambé, entre outras) distribuídas entre 900 e 1.200 m de altitude. O **compartimento de escarpas** marcam desníveis de mais de 150 m entre os compartimentos planálticos e os de colinas. Ao longo das escarpas são



CONVENÇÕES

Altimetria	
	> 1280 m
	1200 - 1280 m
	1100 - 1200 m
	1000 - 1100 m
	900 - 1000 m
	800 - 900 m
	700 - 800 m
	< 700 m
	lineamentos
	drenagem
	cidades

FIGURA 44

Mapa morfoestrutural da região de Franca.

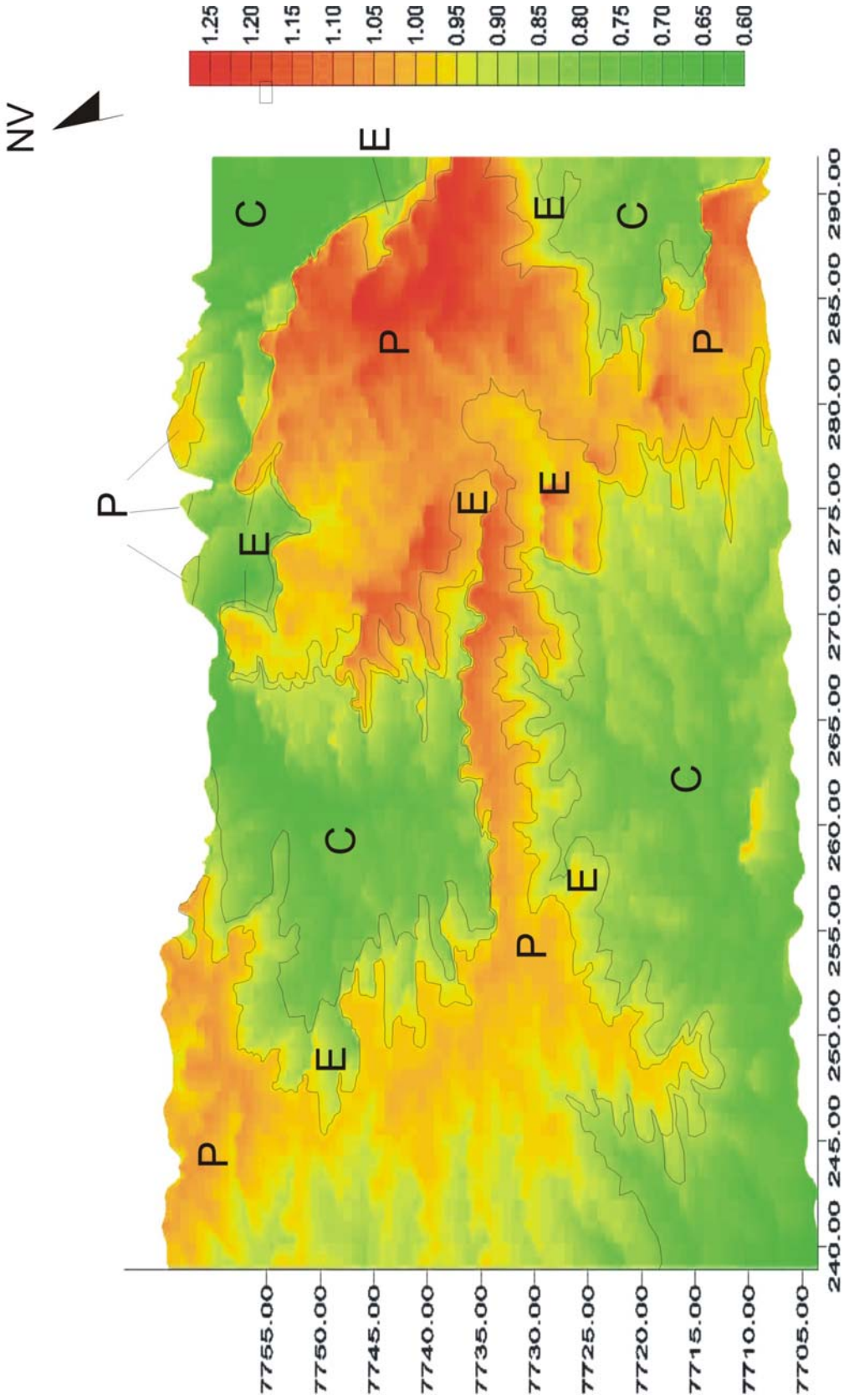


FIGURA 45
Modelo digital do terreno exibindo a compartimentação geomorfológica da região de Franca.

observadas facetas triangulares associadas a planos de juntas reativados muitas vezes como falhas normais. O sopé das escarpas distribui-se a altitudes entre 900 a 800 m mostrando contato abrupto com o **compartimento de colinas**, rebaixando gradualmente a 650 m de altitude para norte até a calha do rio Canoas e para sul até a calha do rio Santa Bárbara, os quais correspondem aos níveis de base para a área. O desnível entre os topos das serras (1.200 m) e o nível de colinas (800 m), é da ordem de 400 m alcançando valores mais elevados, onde a altitude dos topos é da ordem de 1.280 m (serra do Itambé).

A superposição da estruturação à compartimentação geomorfológica descrita permitiu caracterizar dez subcompartimentos morfoestruturais na região de Franca, refletindo blocos abatidos/soerguidos e basculados indicados no modelo digital do terreno (Figura 46), descritos a seguir:

1) **Compartimento de Cimeira ou de Planaltos I (P1)** corresponde a área do reverso da *cuesta* basáltica, cujos limites são determinados pela linha de crista da escarpa de direção aproximadamente NNE e NNW a leste e NW a sul, estendendo-se além dos limites da área a norte e a oeste. Apresenta forma alongada segundo N-S, exibindo uma extensão a leste alinhada segundo E-W (serra de Franca) na porção central da área onde ocorrem altitudes de 1.200 m. Abrange as serras da Faquinha e das Goiabas e de Pedregulho estruturadas segundo ENE e, secundariamente, NW. O alinhamento E-W é caracterizado por falhas transcorrentes dextrais com componentes sinistrais associados, apresentando alto ângulo dos planos das falhas e das estrias subhorizontais na faixa central da área. Associadas ocorrem falhas normais e inversas orientadas segundo as direções N-S e E-W.

Esse compartimento é formado por colinas médias e morros arredondados (Figura 41) apoiados nos basaltos da Formação Serra Geral, nas rochas detríticas do Grupo Bauru e em sedimentos coluvionares cenozóicos sobrepostos formando áreas planálticas em altitudes superiores a 1.000 m. A rede de drenagem (Figuras 42 e 43) dispõe-se radialmente da borda da escarpa para o interior da Bacia do Paraná, variando de SSW a sul até NNW a norte, oscilando ao longo da serra de Franca entre NNW e NNE. O relevo de serras com topos planos exhibe crostas ferruginosas superpostas a porções plintificadas *in situ* ou, muitas vezes fragmentadas.

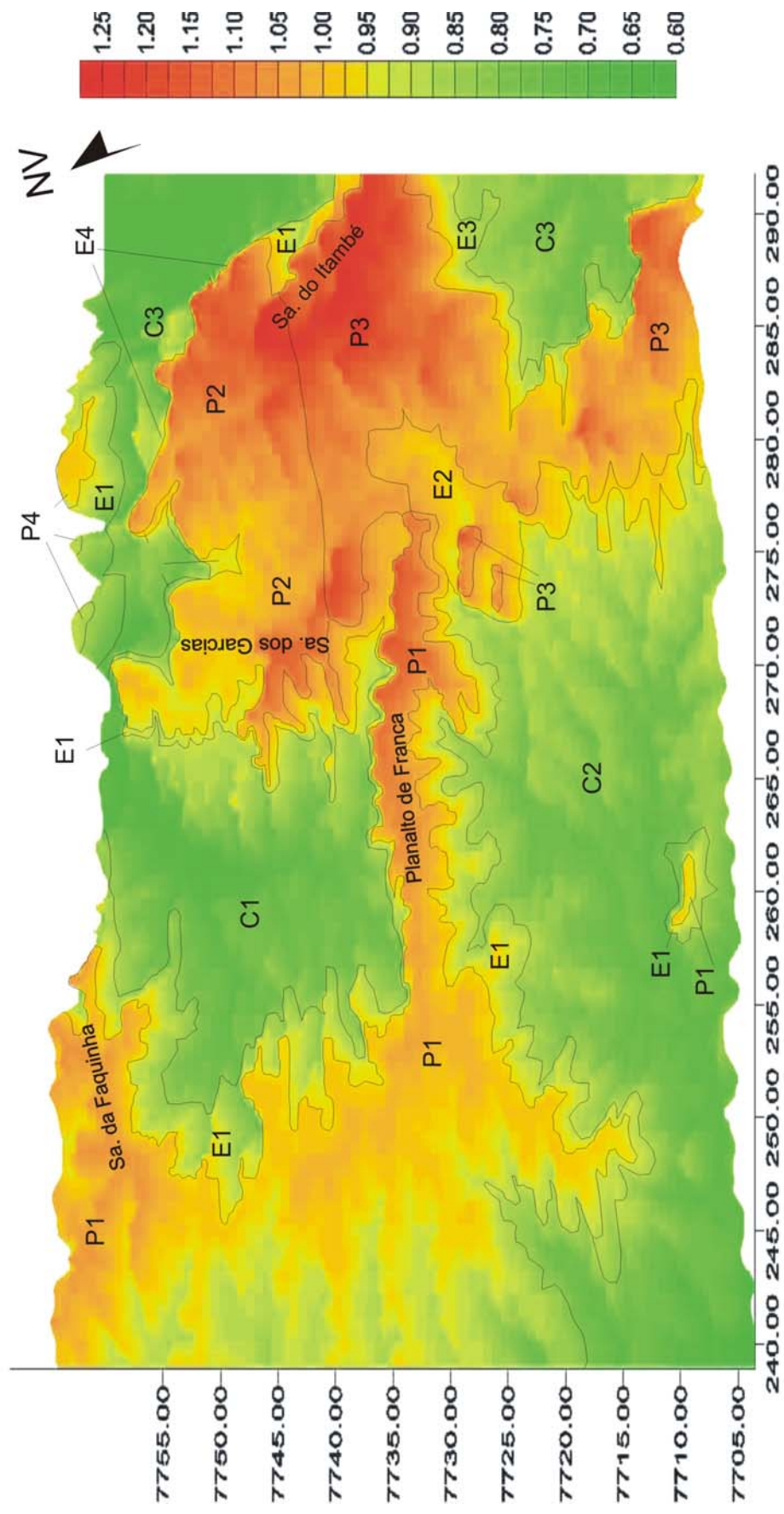


FIGURA 46
Modelo digital do terreno exibindo a compartimentação morfoestrutural da região de Franca.

2) **Compartimento de Cimeira ou de Planaltos II (P2)** abrange as bacias dos ribeirões do Ouro e Aterradinho, as serras dos Agudos, dos Garcias, cujo sopé orientado segundo NNW marca o limite oeste. O limite a sul é dado por lineamentos de drenagem (ribeirão São Tomé) e de relevo (serra do João Borges) de direção E-W. O limite leste é dado por lineamentos NNW subparalelos a serra do Itambé orientada segundo NW, determinando o escarpamento que exhibe a Formação Botucatu e seu contato com o Grupo Araxá na porção nordeste da área.

O Compartimento de Cimeira ou de Planaltos II constitui o bloco mais elevado da área apresentando morros com cristas arredondadas, distribuídas em cotas topográficas situadas entre 1.100 m (serras dos Agudos, dos Garcias e do João Borges) e 1.280m (serra do Itambé), passando para colinas amplas distribuídas a cerca de 900 m de altitude a norte. As serras dos Agudos, do João Borges e dos Garcias apresentam cristas retilíneas simétricas limitando o sudoeste deste compartimento.

Nessa porção aflora *sill* de diabásio sobreposto por arenitos da Formação Botucatu sustentando esse compartimento. Na serra dos Garcias/dos Borges ocorrem derrames basálticos e sedimentos do Grupo Bauru sobrepostos. Essas rochas são encobertas por depósitos detríticos da Formação Franca ou por Coberturas Arenoso-Conglomeráticas mais jovens. Intenso e profundos voçorocamentos orientados segundo a direção NNW expõem o arenito eólico Botucatu próximo ao município de Ibiraci (Foto 42).

As serras de topos planos apresentando crostas lateríticas sobrepostas a níveis métricos plintificados caracterizando, possivelmente, a superfície de aplanamento Sul-Americana alçada em relação a sua altitude no compartimento de cimeira I, no seu prolongamento para oeste.

Este compartimento é marcado por segmentos retilíneos da drenagem com forte entalhamento na direção NNW, e desenvolvimento de vales suspensos alinhados segundo a referida direção, subparalelamente ao prolongamento da Falha de Cássia.

3) **Compartimento de Cimeira ou de Planaltos III (P3)** é caracterizado por Colinas Médias e Morros Arredondados (Foto 43) limitado a leste pela borda da escarpa (compartimento de escarpas festonadas e esporões II) onde são comuns altitudes em torno de 1.000 m, destacando-se as serras da Saudade (1.280m) e dos



Fotografia 42. Alinhamento de voçorocas na direção NNW, associadas ao desenvolvimento de escarpas de falha e a captura do córrego Alto da Cruz.



Fotografia 43. Vista para SW exibindo relevo de colinas médias, do compartimento de cimeira ou de planaltos III.



Fotografia 44. Serra da Chapada exibindo facetas triangulares e *shutter ridge* no fronte da escarpa sustentada pelo Grupo Araxá-Canastra.

Peixotos (1.178 m), caindo suavemente para oeste (900 m), dando lugar ao relevo de colinas amplas e mesas basálticas. Seu limite norte, com o compartimento de cimeira II, é marcado por lineamentos de drenagem e de relevo de direção E-W. Hospeda o ribeirão São Tomé e as nascentes dos rios Santa Bárbara fluindo para sudoeste e as bacias dos ribeirões das Pedras e Cascavel correndo ora para sudeste, desaguando no ribeirão São Pedro com direção de fluxo para nordeste.

Falhamentos dextrais de alto ângulo de direção NW são observados nos arenitos da Formação Botucatu e aqueles de direção E-W estão caracterizados no *Sill* Borda da Mata. Falhamentos sinistrais de alto ângulo também estão presentes nas rochas do embasamento nas direções NW e NE (vide figura 39). Famílias de falhas inversas de direção NW estão presentes no *Sill* Borda da Mata e ficaram registrados falhamentos normais de direção NW nas rochas do Grupo Araxá.

4) **Compartimento de Cimeira ou de Planaltos IV (P4)** é caracterizado pela ocorrência de serras alongadas, com cristas retilíneas (serras de São Jerônimo, da Chapada e da Tocaia) orientadas segundo NW-NNW, situadas a altitudes superiores a 1.000 m, no nordeste da área de estudo. O Grupo Araxá-Canastra predomina neste compartimento apresentando arenitos e arenitos conglomeráticos cenozóicos nos topos das serras. A morfologia é a de relevo dissecado em vales profundos, com vertentes retilíneas, cuja rede de drenagem apresenta um forte entalhamento segundo a direção NW a NNW, predominando padrões retilíneos e pinados. No extremo nordeste da área, o rio Grande encontra-se estruturado segundo as direções NW e NNW, abrigando a Represa do Peixoto. Facetas triangulares NW (Foto 44), exibindo possíveis deslocamentos horários (*shutter ridge*), alinhadas segundo a referida direção.

5) **Compartimento de Escarpas Festonadas e Esporões I (E1)** distribui-se como faixas cerca de 100 a 150 m de espessura exibindo arenitos da Formação Botucatu. As escarpas frontais são balizadas por estruturas NNE, NNW e E-W bordejando amplos anfiteatros voltados, aproximadamente, para NNE e para S. O topo das escarpas é marcado pela linha de crista distribuída a altitudes entre 1.000 e 1.200 m e a base situa-se a cerca de 900 m onde é comum a presença de depósitos de tálus. Entretanto, na porção central da área as escarpas que bordejam a serra de Franca apresentam-se orientadas segundo a direção E-W.

Facetas triangulares associadas à dissecação de escarpa de falha alinham-se segundo a direção NNW a NNE nas bordas das serras da Faquinha e das Goiabas e segundo E-W nos contornos da serra de Franca, assim como segundo a direção N-S a sul da referida serra, próximo ao ribeirão Macaúbas.

A drenagem anaclinal verticalizada ao longo das escarpas orientam-se segundo as direções NNW, NE e E-W. Morros testemunhos estendem-se diante das escarpas segundo NNW no centro-norte (Mo. da Bocaina, Foto 45) da área.



Fotografia 45: Morros testemunhos (Mo. da Bocaina) do Compartimento de Escarpas e Esporões I orientados segundo a direção NNW, situados no centro-norte da área.

6) Compartimento de Escarpas Festonadas e Esporões II (E2) representa escarpas festonadas orientadas segundo E-W, NE e NNW, exibindo arenitos e arenitos conglomeráticos Botucatu na porção frontal da *cuesta*. Ocorrem baús, peões e mesas associados, representados pelas serras dos Rosas (E-W e NW) e dos Figueiredos e os morros Redondo e Santa Teresinha.

As drenagens anaclinais que esculpem os fronts das escarpas são orientadas segundo as direções E-W (cabeceiras do rio Santa Bárbara) associada a NE (ribeirão São Tomé) constituem os principais afluentes das drenagens ortoclinais fluindo para sul-sudoeste (rios Sapucaizinho e Macaúbas), paralelo às escarpas.

7) Compartimento de Escarpas Festonadas e Esporões III (E3) formado por escarpas frontais balizadas por estruturas NNW, NE e E-W mostram anfiteatros voltados, aproximadamente, para E. O topo das escarpas é marcado pela linha de crista distribuída a altitudes entre 1.000 e 1.200 m e a base situa-se a cerca de 900 m onde é comum a presença de depósitos de tálus. Exibe mais de 80 m de arenitos,

arenitos conglomeráticos e conglomerados da Formação Botucatu no fronte da escarpa, assentados sobre a Formação Aquidauana.

Ao longo das escarpas a drenagem é anaclinal verticalizada orientando-se segundo as direções NW, E-W e NE. Esta destaca-se na porção norte, encontrando-se as E-W mais desenvolvidas a sul deste compartimento.

8) **Compartimento de Escarpas Retilíneas (E4)** representa as escarpas balizadas por estruturas NNW e NW distribuídas no nordeste da área, expondo mais de 80 m de arenito Botucatu no seu fronte. Esses lineamentos determinam os limites da Bacia do Paraná com seu embasamento pré-cambriano.

No compartimento de escarpas retilíneas E4 a drenagem desenvolveu-se com padrões pinados esculpindo as escarpas, orientadas segundo NE, NNE e NNW.

9) **Compartimento de Colinas I (C1)** constitui um compartimento caracterizado por colinas médias, apresentando forma alongada na direção NNW e, no seu extremo norte, NE. O limite sul é dado pela orientação do sopé da serra de Franca, na sua face norte, segundo a direção E-W, exibindo cerca de 850 m de altitude, enquanto o limite norte é dado pelo lineamento NW que marca o contato da Bacia do Paraná com o embasamento em torno de 650 m de altitude. O limite oeste faz-se no sopé das serras da Faquinha e das Goiabas e o leste com a base das serras dos Garcias e dos Agudos.

Abriga os médios e altos cursos do rio Canoas e do ribeirão do Onça fluindo para NNE, estando situado na porção centro-norte da área. No seu limite com o compartimento de cimeira I, a oeste, distingue-se a faixa de arenito Botucatu compondo o fronte da escarpa da Cuesta Básáltica. O forte alinhamento e assimetria da drenagem indica basculamento ora para norte, ora para nordeste, determinando a geometria da referida bacia e a formação de aluviões.

Na escarpa que bordeja as serras das Goiabas e da Faquinha são observadas facetas triangulares orientadas a N-S, assim como esporões (*spurs*) alinhados segundo a direção NW na borda sudoeste do conjunto das serras dos Agudos/Garcias/Borges/nascentes do rio Canoas, e E-W nos contornos da serra de Franca.

10) **Compartimento de Colinas II (C2)** é composto de colinas médias e amplas, sendo balizado, a norte, pelo lineamento E-W no sopé da serra de Franca a

altitudes de cerca de 900 m, e a sul estende-se além dos limites da área de estudo, onde as altitudes ocorrem em torno de 650 m. A leste e a oeste é limitado, na base do compartimento de escarpas festonadas I, por estruturas NW, NE e N-S destacadas pelo alinhamento de anomalias de drenagens.

Nesse compartimento destacam-se as bacias dos rios Sapucaizinho e Santa Bárbara e dos ribeirões Macaúbas e São Tomé em meio a planícies amplas, apresentando a maior parte de seu curso desenvolvido sobre o *sill* de diabásio sobrepostos por sedimentos arenoso-conglomeráticos inconsolidados.

Padrões de drenagem dendríticos associados a segmentos retilíneos distribuem-se segundo as direções preferenciais NE, NW, N-S e E-W subparalelas aos lineamentos regionais, exibindo mudança brusca da direção de fluxo, tal como pode ser observado ao longo do ribeirão São Tomé, afluente do rio Sapucaizinho.

Falhas transcorrentes dextrais orientadas segundo E-W a WNW são observadas em basaltos, enquanto falhas transcorrentes NW dextrais e sinistrais ocorrem, secundariamente, afetando o *sill* (vide Figura 39). Notam-se falhas normais de direção NNW, NE e E-W (vide Figura 38) distribuídas em arenitos Botucatu e derrames basálticos, enquanto as falhas inversas que ocorrem nos rochas basálticas orientam-se segundo NW e NNE.

11) Compartimento de Colinas III (C3) situa-se na porção sudeste e nordeste da área apresentando relevo de Colinas Médias distribuídas a cerca de 800 m de altitude, marcado por drenagens com padrões dendríticos e retilíneos orientados segundo as direções NNW e NW associados, formando os ribeirões das Pedras, Cascavel e São Pedro. Seus limites são dados pela base da escarpa a oeste, e por lineamentos NW e NNW a nordeste, os quais representam o prolongamento da Falha de Cássia. Este compartimento desenvolve-se nas porções onde afloram rochas do Grupo Araxá e da Formação Aquidauana.

5.4 - QUADRO MORFOTECTÔNICO

A caracterização do quadro morfotectônico da região de Franca foi baseado na análise conjunta de feições de drenagem e formas específicas de relevo, na configuração dos registros sedimentares cenozóicos e no seu controle tectono-estrutural. A atividade tectônica cenozóica imprimiu significativa modificação na paisagem, produzindo rearranjo de drenagens, formas de relevo características,

condicionando a sedimentação cenozóica na região (Figura 48). Neste contexto objetiva-se identificar e analisar as feições de relevo e anomalias de drenagem indicativas de reativações e movimentações tectônicas.

5.4.1 - Rearranjo da drenagem

As feições morfológicas identificadas na paisagem como deflexões de canais (*offsets*), soleiras ao longo dos cursos capturados (*knick-points*), vales ou trechos de vales abandonados (*wind gaps*), cotovelos de capturas (*elbows*) e áreas com concentrações e alinhamentos de capturas do tipo *barbeds*, faixas de meandros abandonados, indicando migrações laterais de canais, assimetrias de canais e de bacias, formação de alvéolos, vales suspensos e a forte incisão dos canais sobre a planície aluvial ou sobre os terraços embutidos (Figura 47) são comumente associadas a atividade tectônica, tais como basculamentos de blocos, soerguimentos, abatimentos e movimentos.

Observam-se, ainda, segmentos de drenagem alinhados apresentando deflexões, sugerindo movimentações direcionais/oblíquas. Destam importantes alinhamentos de cotovelos nas direções, aproximadamente, N-S, E-W, NNW e NNE, capturas iminentes segundo as direções NNE, NNW e NE, e uma captura orientada segundo a direção NE.

A bacia do rio Canoas apresenta importantes segmentos controlados por lineamentos de direção N-S a NNW e direção NNE truncando canais orientados segundo NW. A norte o canal principal está condicionado por estruturas NNE. Aluviões e terraços antigos mineralizados a diamante formaram-se no cruzamento das estruturas N-S e NNE. Ao longo do trecho do rio Canoas de direção NW observam-se segmentos deslocados segundo a direção NE, com indicação de movimentação sinistral, limitando aluviões. O padrão da drenagem na margem esquerda é dendrítico e na direita predominam segmentos retilíneos subparalelos de direções NW a NNW, cuja assimetria indica, possivelmente, abatimento de bloco para nordeste (Figura 47).

O rio Sapucaizinho exhibe seus canais principais orientados segundo NE, E-W e NW, apresentando afluentes da margem direita orientados segundo N-S (ribeirão Macaúbas). O rio Santa Bárbara ocorre orientado segundo as direções E-W e NE fluindo SW unindo-se ao Sapucaizinho antes de desaguar no rio Sapucaí-Mirim. Nas bacias dos rios Santa Bárbara, Sapucaizinho e Macaúbas os aluviões

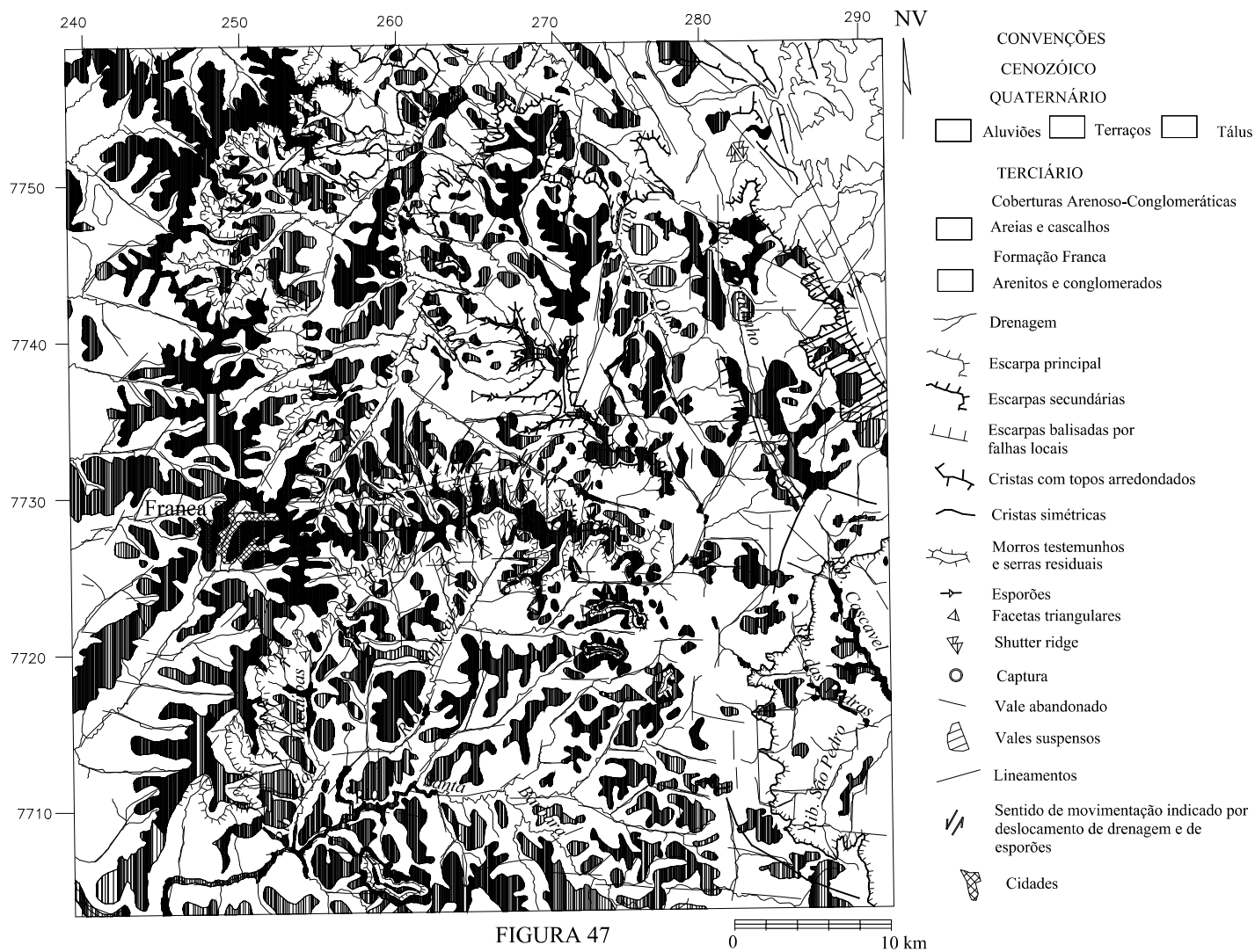


FIGURA 47
Mapa Morfotectônico da região de Franca.

desenvolvem-se segundo as direção N-S e E-W (Figura 47). A confluência dos referidos rios é marcada pelo desenvolvimento de extensos aluviões e terraços balizados pelas NE, E-W e N-S, representando as principais fontes de diamantes da região.

O rearranjo estrutural imposto à região de Franca proporcionou a reorganização da rede de drenagem, gerando anomalias orientadas segundo as direções NW, NE, E-W e N-S. Importantes bacias de drenagens desenvolveram na região de Franca condicionadas segundo tais direções estruturais desenvolvendo cotovelos caracterizando mudanças bruscas na direção de fluxo da drenagem. Os cotovelos alinham-se segundo N-S, NE e E-W definindo os principais limites dos blocos, destacando os blocos abatidos hospedando as bacias dos rios Canoas/da Onça e Santa Bárbara/Sapucaizinho (Figura 48).

O ribeirão São Tomé, principal afluente da margem esquerda do rio Sapucaizinho, orienta-se preferencialmente segundo as direções NE e E-W (Figura 48), tendo capturado um trecho do córrego Alto da Cruz (NW) (Figura 49). O ponto de captura (*elbow*, Foto 46) ficou registrado no paleocanal configurando um vale abandonado (*wind gap*, Foto 47) orientado segundo NW, preenchido com areias e cascalhos, cortando os sedimentos inconsolidados cenozóicos da Formação Franca. Deflexões de canais (*off sets*), voçorocas (Foto 42), escarpamentos (escarpas de falha?) e cachoeiras ocorrem associadas à captura, alinhando-se subparalelamente segundo NNW.

No ribeirão Macaúbas (Figura 47), afluente da margem direita do rio Sapucaizinho, situado próximo a sua confluência com o rio Santa Bárbara, são observados pequenos escarpamentos orientados segundo N-S.

Ao longo da borda da Bacia do Paraná a drenagem apresenta-se controlada por extensos lineamentos de direção NNW e NW, subparalela às direções estruturais da rochas do embasamento adjacente, exibindo paleodrenagens com fluxo para NNW ilustradas pelo paleocanal de drenagem capturada (Figura 49), observado no alto da serra do Itambé.

Capturas iminentes alinham-se segundo NNE a NE no leste da área. A norte notam-se capturas iminentes na direção N-S, enquanto a sul alinham-se segundo NNW e N-S (Figura 48). No sudeste da área, alinhamentos de anomalias de drenagem ocorrem sub-paralelos aos lineamentos de direção NNW e NNE, segundo

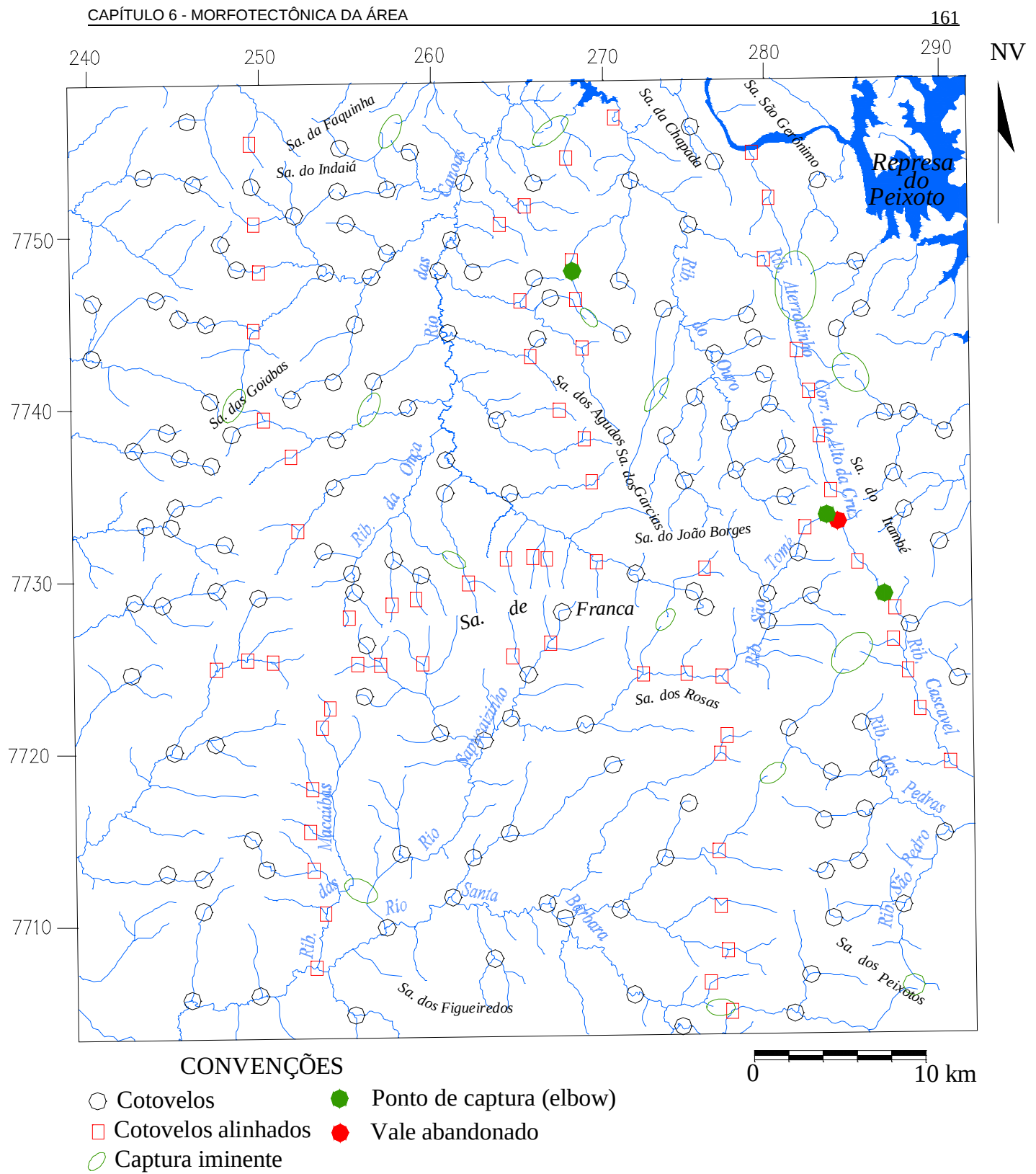
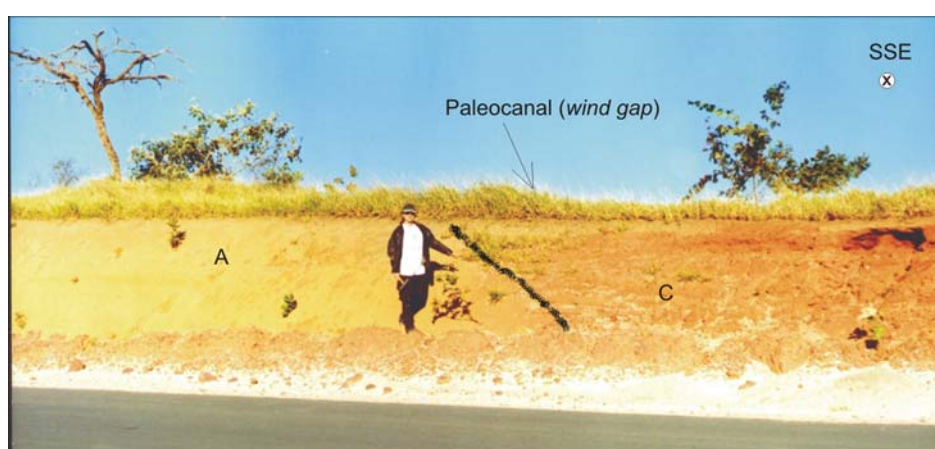


FIGURA 48

Mapa de distribuição das principais anomalias de drenagens da região de Franca.



Fotografia 46. Cotovelo (*elbow*) de captura do córrego Alto da Cruz (NNW), pelo ribeirão São Tomé (NE), desenvolvendo soleiras (*knick point*).



Fotografia 47. Paleocanal (*wind gap*) do córrego Alto da Cruz capturado pelo ribeirão São Tomé, exibindo conglomerados (c) entalhados em arenitos (A) da Formação Franca.

os quais estão orientados os ribeirões das Pedras e Cascavel exibindo aluviões orientados nas direções NNW e E-W.

Padrões ordenados de segmentos de canais de drenagem de 1ª ordem (Figura 49) destacam os contornos do planalto de Franca e serras dos Agudos, dos Borges, do Itambé, da Saudade e dos Peixotos, ilustrando a maior dissecação à qual estas porções estão sendo submetidas. Considerando as lineações de drenagem como alinhamentos de fraturas, os segmentos de canais de drenagem de primeira ordem representam o último evento tectônico imposto a área. Distribuem-se preferencialmente nas direções E-W e N-S e secundariamente segundo NW e NE, sugerindo rejuvenescimento nas direções NW e NE, além do desenvolvimento de drenagens segundo estruturas mais jovens.

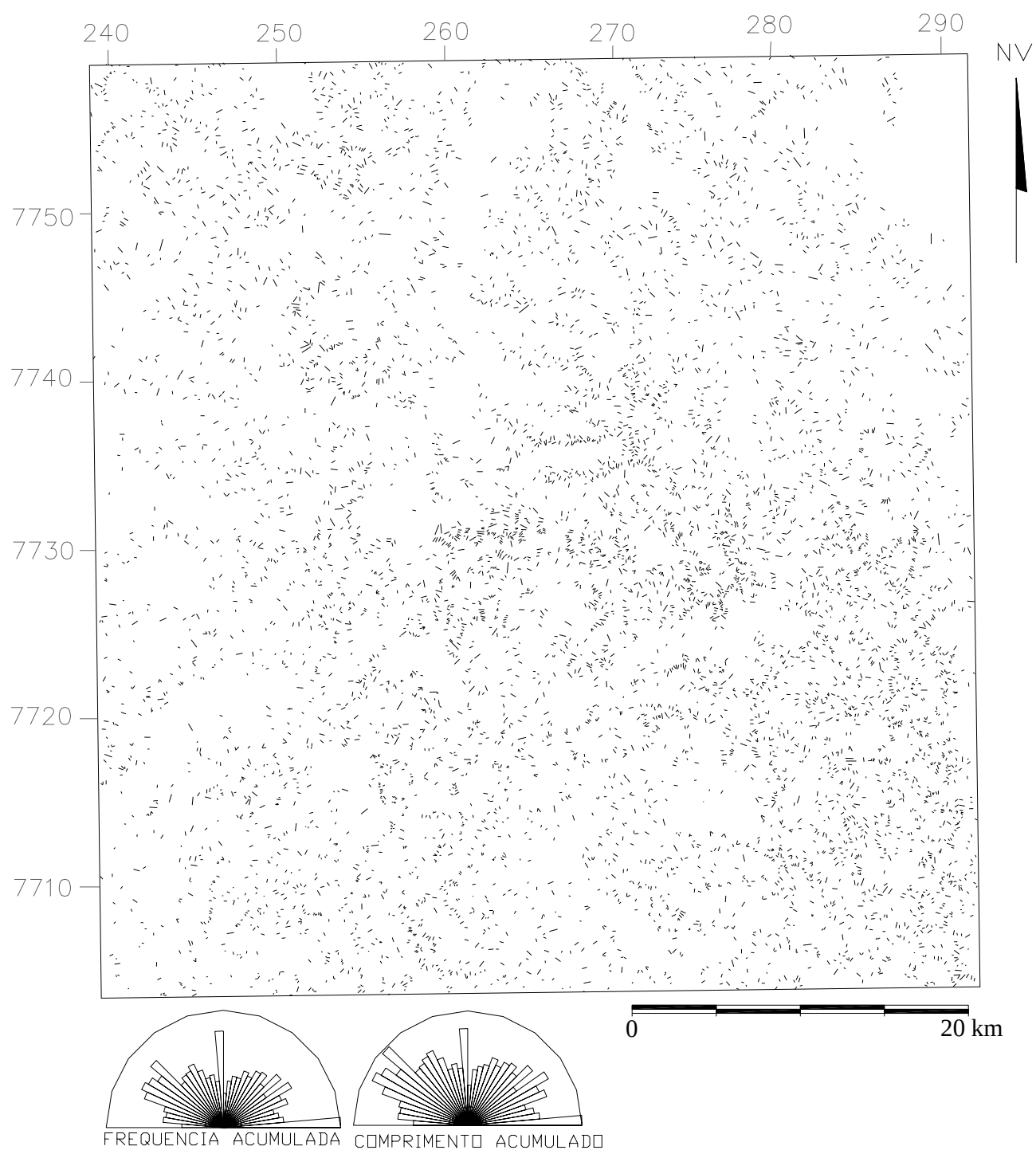


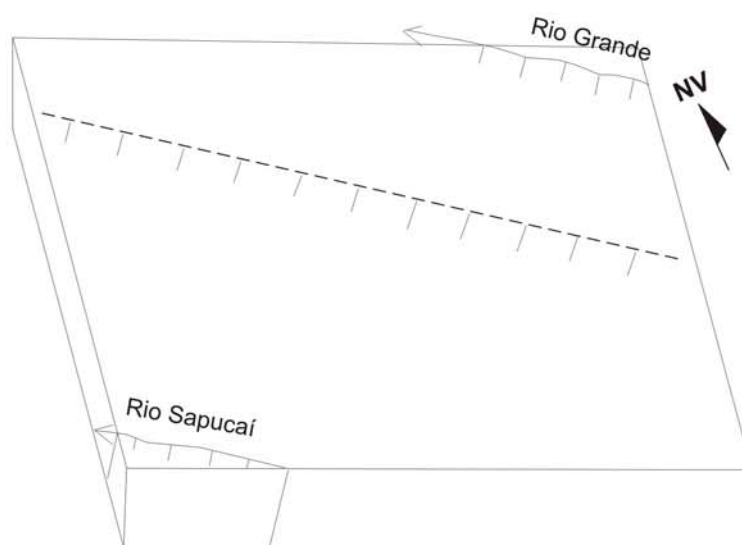
FIGURA 49
Mapa de lineamentos de canais de primeira ordem e respectivos diagramas de roseta de frequência e comprimentos acumulados.

A estruturação dos rios Grande e Sapucaí segundo NW (Figura 50a) representa, possivelmente, falhas normais mergulhando para SW associadas, segundo Hasui *et al.* (1999b), a leques lístricos, os quais controlaram a deposição do Grupo Bauru e da Formação Itaqueri. O evento transcorrente neotectônico superimposto foi responsável por desnivelamentos e adernamentos, fragmentando a área em blocos, sendo gerados serras e planaltos, desnivelamento de superfície de aplanamento (Superfície Sul-Americana), rearranjo e anomalias de drenagens (cotovelos e capturas) segundo as direções N-S, NE, NNW (Figura 50b).

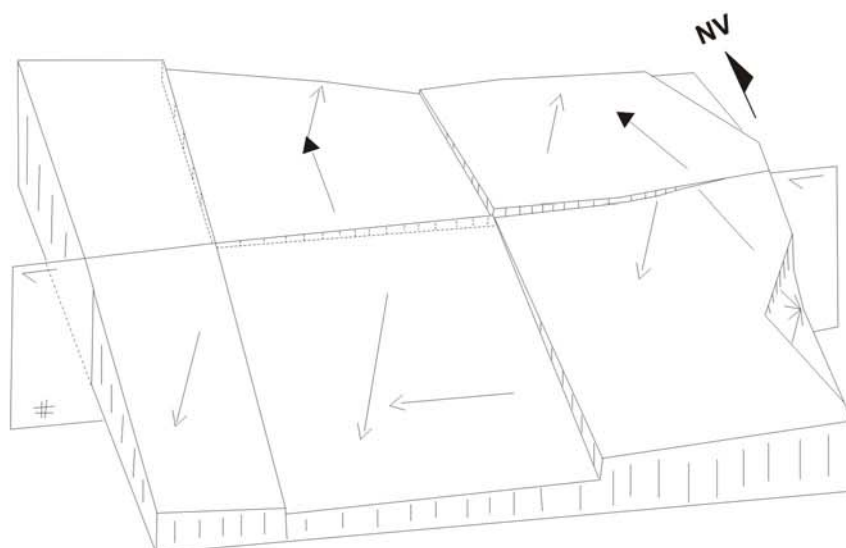
Altos topográficos contornam zonas abatidas por falhamentos normais (NW/NE, NW/SW, N-S/E, E-W/S e NE/NW), abrigando sedimentação cenozóica (vide figura 47). Falhas inversas N-S/E (vide figura 38) são observadas em altos estruturais no centro-oeste e no centro-leste da área, refletindo, possivelmente, inversão de planos de falhas normais preexistentes definindo zonas sujeitas a erosão e zonas de deposição. O alinhamento das serras de Franca, do João Borges e do Itambé representam um importante divisor de águas de direção E-W ilustrando, possivelmente, um falhamento transcorrente dextral E-W responsável pelo alçamento das referidas serras, assim como das serras dos Agudos, dos Garcias e dos Peixotos.

As calhas das bacias dos rios Canoas e Sapucaizinho/Santa Bárbara representam blocos alongados segundo N-S, abatidos para norte/nordeste e para sul/sudoeste, respectivamente, diferenciando padrões morfoestruturais balizados por estruturas de direções E-W na porção sul, e NW na porção norte, superpostos por estruturas transcorrentes sinistrais de direção NE. Os abatimentos são balizados por falhas normais de direção NNW a norte e falhas NE transcorrentes e inversas N-S a sul associadas ao sistema transcorrente dextral. Contudo a bacia do ribeirão São Pedro é similar a da bacia do Sapucaizinho/Santa Bárbara, contudo é abatida para nordeste em direção ao rio Grande (Figura 51).

Observam-se facetas triangulares e *spurs* determinando a dissecação das escarpas de falhas, orientando-se preferencialmente segundo N e E, no compartimento rebaixado a sul, e E-W, N-S e NE, no compartimento norte. Alguns *spurs* apresentam escalonamento, podendo representar degraus escarpados de origem tectônica e/ou estrutural.



(a) Cretáceo Superior - Paleógeno



(b) Mioceno - Pleistoceno

→ Direção preferencial da drenagem pretérita.
 → Direção preferencial da drenagem atual.

FIGURA 50
 Modelo esquemático da análise cinemática morfotectônica da região de Franca em blocos, durante o Cretáceo Superior-Eo-Cenozóico (a) e Mioceno-Pleistoceno (b).

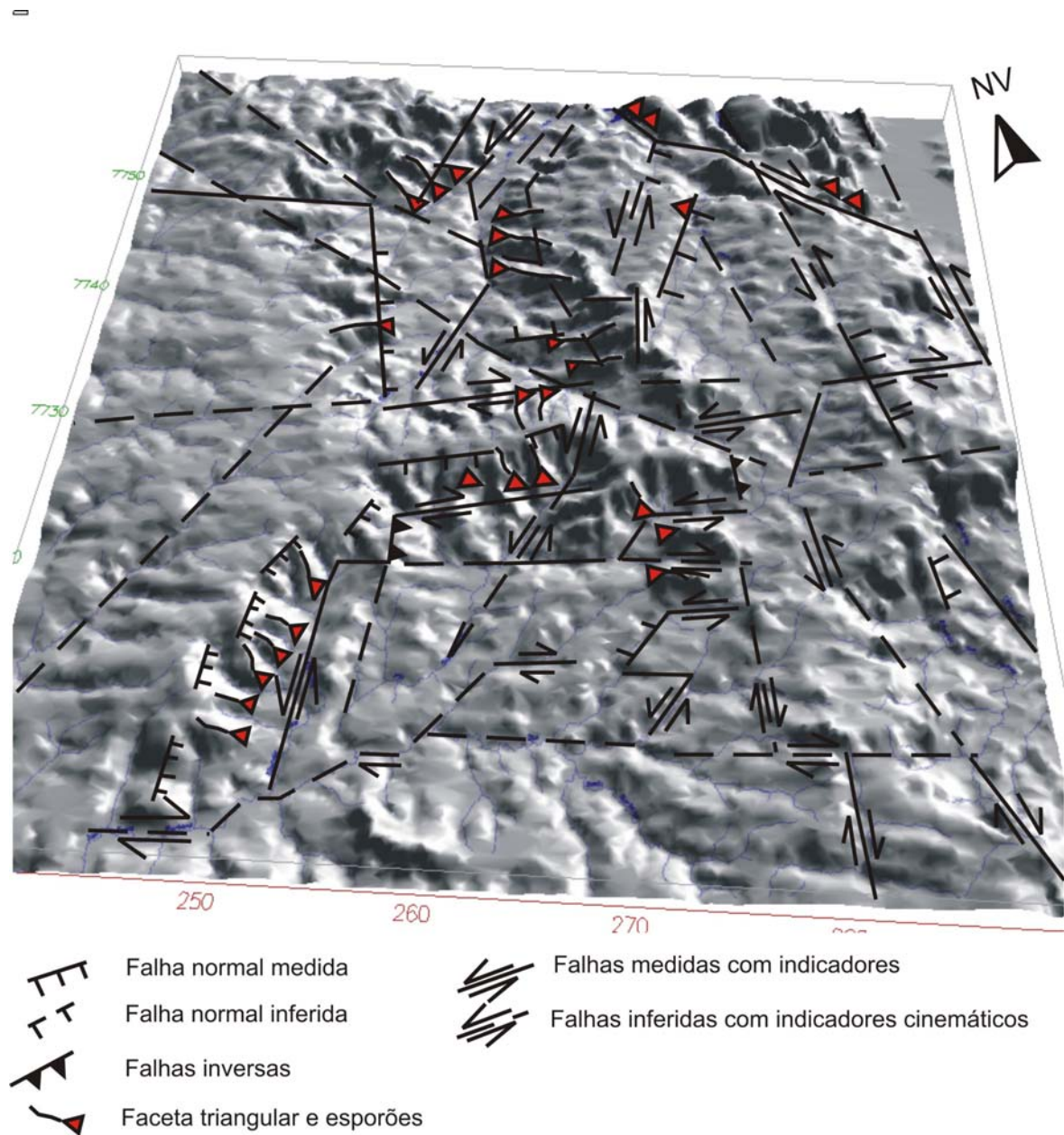


FIGURA 51
Modelo digital do terreno mostrando o controle tectônico condicionando a morfologia da região de Franca.

CAPÍTULO 7

EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR MESOZÓICO-CENOZÓICA DA REGIÃO DE FRANCA

A abertura do Oceano Atlântico Sul promoveu na porção nordeste de São Paulo e oeste de Minas Gerais um forte movimento ascensional no Cretáceo, de direção NW-SE a NNW-SSE, marcado por formação de relevo, magmatismo alcalino/kimberlítico e processos de erosão/aplanamento do relevo, com sedimentação ao longo de bacias laterais. Superfícies de aplanamento com depósitos sedimentares correlatos foram produzidos durante eventos de desnudação na Plataforma Sul-Americana, do Cretáceo ao Quaternário. O Soerguimento do Alto Paranaíba (Hasui *et al.*, 1975) separou a Bacia do Paraná, durante a acumulação das formações Botucatu, Serra Geral e do Grupo Bauru (e Formação Uberaba), da Bacia Alto-Sanfranciscana, quando se formavam as unidades Areado, Patos, Capacete e Urucuia (Hasui e Haralyi, 1991) (Figura 52a). Na deposição da Formação Uberaba iniciou-se o processo de rifteamento, caracterizado por um quadro extensional com falhas normais orientadas a NW/SW, vinculadas a leques lístricos (Hasui *et al.*, 1999b e Borges *et al.*, 1998).

Neste ambiente tectônico processou-se na região de Franca a deposição de sedimentos conglomeráticos e arenosos do Grupo Bauru (Cretáceo Superior). Estes são marcados pela deposição de pacotes sedimentares clásticos, constituindo fácies proximais e intermediárias de leques fluviais assentados discordantes sobre os derrames basálticos. Esses leques são caracterizados pela alta porcentagem de cascalho, transportada por tração no leito dos canais, constituindo leques fluviais, representando importantes agentes de concentração mineralógica. O regime distensivo (σ_1 NNE e σ_3 ENE) promoveu fatiamento, abatimento e adernamento de blocos alongados na direção NNW (Figura 52b).

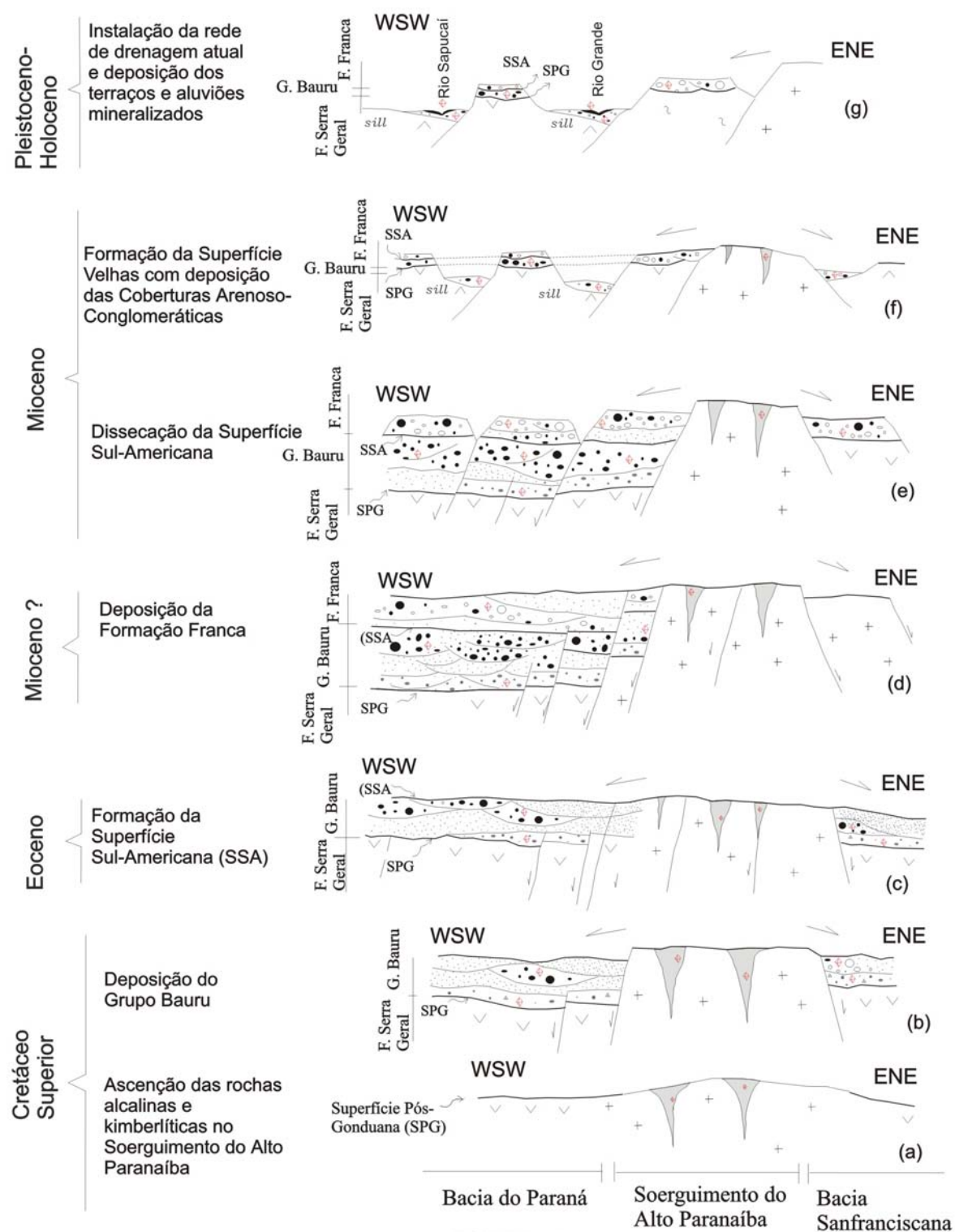


FIGURA 52

Seções esquemáticas ilustrando a evolução tectono-sedimentar mesozóico-cenozóica da região de Franca.

O desenvolvimento de relevo plano compondo planaltos e mesas basálticas, marcados por lateritização generalizada, sugerem estabilidade tectônica associada, possivelmente, ao desenvolvimento da superfície erosiva terciária Sul-Americana (King, 1956), manifestada como um horizonte plintificado métrico encimado por uma camada centimétrica de crosta ferruginosa (laterítica) distribuídos a altitudes variando de 900 a 1.280 m (Figura 52c).

Após o desenvolvimento dessa superfície ocorre a deposição de um pacote sedimentar clástico (Formação Franca) distribuído, atualmente, a altitudes superiores a 900 m, variando com a topografia do terreno. Tal pacote foi depositado por leques retrogradantes dominados por fluxo de gravidade, os quais representam sistemas de centenas de metros a poucos quilômetros de extensão. Esses sedimentos assentam-se em contato discordante sobre o Grupo Bauru (planalto de Franca e serra dos Garcias) e, subordinadamente, sobre as formações Serra Geral e Botucatu (serra dos Garcias/dos Borges, Itambé e dos Peixotos) (Figura 52d), representando, possivelmente, um pulso tectônico tardio de pequena extensão, mais jovem que o Grupo Bauru. Contudo, na literatura esses sedimentos são descritos como pertencente ao referido grupo, ou como depósitos sedimentares associados à dissecação da Superfícies Sul-Americana.

O Mioceno é caracterizado pelo final do soerguimento e início do processo de deriva continental, produzindo dissecação do relevo de planalto com erosão contínua do Grupo Bauru e das formações Franca, Serra Geral e Botucatu, assim como da Formação Aquidauana e do Grupo Araxá, no leste da área, com deposição sedimentar a altitudes de 700 a 800 m. Essa fase é marcada por retrabalhamento e redistribuição sedimentar em sistema de leques dominados por fluxos de gravidade associados, possivelmente, ao ciclo Velhas (King, 1956) (Figura 53f). Esses depósitos são controlados por falhas normais e inversas de direção NW/SW a N-S, NE/NW e ENE mergulhando ora para NNW ora para SSE associadas a falhas transcorrentes dextrais E-W, com σ_1 orientado segundo WNW/ESE e σ_2 orientado na direção NNE/SSW. São muitas vezes confundidos com terraços alçados, sendo freqüentemente lavados (Foto 41 a) a sul de Patrocínio Paulista, produzindo diamantes (Figura 52e).

O regime tectônico vigente é compatível com o modelo proposto por Hasui (1990) para o Mioceno no Sudeste brasileiro, sendo caracterizado por falhas normais, inversas NW e, subordinadamente, E-W a ENE associadas a transcorrências dextrais ENE (ilustradas pelo alinhamento do planalto de Franca, da serra do João Borges e da drenagem sobre a serra do Itambé), com componentes sinistral NE, controlando a subcompartimentação da área em blocos e formação de altos estruturais, a geometria e a distribuição faciológica das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas, o desenvolvimento de anomalias de drenagem e de aluviões, assim como adernamentos para norte voltados para a calha do rio Grande e para sul voltados para a calha do rio Sapucaí-Mirim .

Durante o Pleistoceno ocorre assoreamento da área com término da deposição dos fluxos gravitacionais e desenvolvimento de perfis lateríticos pouco evoluídos. O último pulso tectônico impõe-se à dissecação da paisagem no Holoceno, controlando a rede de drenagem e distribuição aluvionar (Figura 52g).

O desenvolvimento de terraços e aluviões recentes balizados por estruturas de direções NE, E-W, N-S e NW geradas no sistema transcorrente E-W e a contínua erosão das unidades sedimentares desenvolvidas nas fases anteriores e conseqüente deposição fluvial, formando terraços pleistocênicos e aluviões holocênicos depositados em regime trativo, produziram sedimentos com alto grau de maturidade textural e mineralógica. Esse processo foi o principal responsável pelo desenvolvimento de pláceres de diamantes associados a minerais ultraestáveis, rubi, safira e ouro, projetando a região como diamantífera, no cenário nacional.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES

A região de Franca corresponde a uma peculiar porção da borda nordeste da Bacia do Paraná (Fanerozóico), cujo contato com o Grupo Araxá (Pré-Cambriano) é dado, discordantemente, com sedimentos glaciogênicos da Formação Aquidauana (Permo-Carbonífero), a sudeste, e com sedimentos eólico-fluviais e eólicos da Formação Botucatu (Jurássico), a leste e nordeste. Os basaltos da Formação Serra Geral (Jurássico-Cretáceo), sobrepostos, e o *sill* Borda da Mata associado, o qual se encontra intrudido na Formação Botucatu, estão cobertos por sedimentos do Grupo Bauru (Cretáceo Superior) e por sedimentos semi-consolidados cenozóicos.

As estruturas de relevo e de drenagem apresentam orientações preferenciais segundo as direções NW, NE e, subordinadamente, N-S na porção norte da área, e NNW no nordeste da mesma. A serra de Franca de orientação E-W individualiza o referido compartimento do compartimento situado a sul desta serra, onde predominam estruturas E-W, N-S e NE. Nesse quadro, distinguem-se um grupo de falhas normais NE, NNE e ENE com estrias nos quadrantes NW ou SE e NNW, e de falhas inversas NW, com estrias mergulhando para NE, do grupo de falhas dextróginas de direção E-W, WNW e de falhas sinistróginas NNE e, eventualmente, normais NW, NNW, ENE, com estrias mergulhando NE ou SW e inversas NNE com estrias no quadrante SE, marcando dois regimes tectônicos diferentes afetando a área.

Dois episódios tectônicos superpostos relacionados com os processos de ruptura e separação da América do Sul e da África marcam a evolução geológica da região. O primeiro responde pela formação e reativação de estruturas NW, NNW e NE pré-cambrianas e NW associadas ao Soerguimento do Alto Paranaíba. Associam-se à fragmentação do continente Gondwana (Triássico ao Paleogeno), de caráter distensivo, com formação de soerguimentos regionais, alçamentos e abatimentos de blocos por falhas, derrames vulcânicos, intrusões alcalinas e sedimentação do Grupo Bauru (Almeida, 1983; Hasui e Haralyi, 1991). A tensão máxima (σ_1) observada na região de Franca concentra-se a NE/vertical, a tensão mínima (σ_3) distribui-se a NW/horizontal, enquanto o σ_2 orienta-se a NE/horizontal, indo de encontro ao quadro regional descrito por Morales e Hasui (2001).

O segundo episódio ou neotectônico gerou descontinuidades E-W afetando as rochas do embasamento, da Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos. Os sedimentos arenosos e conglomeráticos, descritos como Coberturas Arenoso-Conglomeráticas (Mioceno) são resultantes da dissecação da Superfície Sul-Americana. O sistema de eixos indica tensão máxima (σ_1) variando de horizontal a baixo ângulo entre NW e N-S e tensão mínima (σ_3) horizontal entre NE e E-W, sendo compatíveis com o regime neotectônico proposto por Hasui (1990), Hasui *et al.* (1999a) e Riccomini (1989) para a região sul-sudeste.

O estudo de fácies nos sedimentos suprabasálticos revelou que os mesmos distinguem-se em Grupo Bauru, em Formação Franca e em Coberturas Arenoso-Conglomeráticas separados por discordâncias erosivas, apresentando características deposicionais distintas. As rochas siliciclásticas do Grupo Bauru (Cretáceo Superior) são formadas por um conjunto de dez fácies sedimentares, resultantes de sedimentação em sistemas de leques fluviais de extensão quilométrica, associados ao Soerguimento do Alto Paranaíba e à formação da superfície de aplanamento Sul-Americana, evidenciada pelo desenvolvimento de um perfil laterítico *in situ*.

Sedimentos semiconsolidados da Formação Franca (Mioceno ?) sobrepõem-se ao Grupo Bauru, aos derrames basálticos e à Formação Botucatu, compreendendo cinco fácies sedimentares depositadas por leques dominados por fluxo de gravidade, associados, possivelmente, a um pulso ou ajuste tectônico posterior a formação da Superfície Sul-Americana (Cetáceo Superior).

As Coberturas Arenoso-Conglomeráticas são caracterizadas por quatro fácies sedimentares depositados por sistema de leques dominados por fluxo de gravidade, produto da erosão das rochas do Grupo Bauru e dos sedimentos da Formação Franca, sobrepostos, bem como cerca de 200 m de derrames basálticos e sedimentos eólicos Botucatu.

A região de Franca situa-se dentro da província de Cuestas Basálticas apresentando relevo marcado por planaltos situados entre 900 e 1.280 m, constituindo remanescentes da Superfície Sul-Americana. O planalto de Franca destaca-se como uma feição linear, orientada segundo a direção E-W, individualizando compartimentos rebaixados e embutidos esculpidos pelas bacias dos rios Sapucaizinho, a sul, e Canoas, a norte, associados ao ciclo Velhas. Relevo de frente escarpado separa os platôs basálticos dos compartimentos colinosos, os quais ilustram a Depressão Periférica, situados entre 600 e 800 m de altitude. A superposição da estruturação à

essa compartimentação geomorfológica permitiu a caracterização de dez subcompartimentos morfoestruturais, refletindo blocos abatidos/soerguidos e basculados, desenvolvendo alinhamento de facetas triangulares com esporões associados, terraços alçados, capturas de drenagem e cotovelos alinhados, escarpas de falha, orientação do relevo e da drenagem, entre outras feições morfotectônicas, balizadas segundo as direções estruturais E-W, NW, NNW, N-S e NE.

Quatro bacias hidrográficas mineralizadas a diamante distribuem-se segundo as principais direções estruturais, na referida região. Distinguem-se as bacias dos rios Canoas, Sapucaizinho/Santa Bárbara, e dos ribeirões Cascavel/das Pedras/São Pedro e do Ouro/Aterrado, onde se concentram mais de 220 garimpos ativos e abandonados, distinguindo-se ocorrências aluvionares, em terraços alçados, associadas ao Grupo Bauru e/ou Formação Franca ou às Coberturas Arenoso-Conglomeráticas.

O diamante da região é tipo gema, apresentando tamanho médio pequeno (0,10 a 0,30 ct), com eventuais pedras maiores, variando do incolor ao amarelo-claro ou amarelo-esverdeado, contendo, freqüentemente, inclusões. Exibem formas tetra-hexaédricas, dodecaédricas, octaédricas e cúbicas, assim como fragmentos e exemplares lascados. A presença de formas arredondadas e/ou esféricas (dodecaedros e tetra-hexaedros), de fragmentos e cristais lascados e tamanho médio das pedras pequeno, indicam distanciamento da área fonte, enquanto formas angulosas (cubos e octaedros) com tamanhos grandes representam transporte curto ou pouco seletivo. A variação nas cores, nas formas, nos tamanhos e nos espectros de infravermelho são características de populações de diamantes de diferentes fontes.

Associados à mineralização ocorrem zircão, turmalina, rutilo, estauroilita, cianita, granada, apatita, safira, rubi, ilmenita, hematita, göethita, magnetita, além de fragmentos de rochas e, eventualmente, ouro e diamantes carbonados. Esses minerais ultraestáveis e metaestáveis apresentam alto grau de maturidade mineralógico-textural. A ocorrência de fases mineralógicas imaturas associadas, assim como a presença de diferentes populações de diamantes, de ouro, córindons e carbonados são características indicativas de transporte sedimentar policíclico. As granadas observadas são, possivelmente, almandina (não kimberlíticas), exibindo transporte sedimentar curto ou pouco efetivo, sendo o Grupo Araxá-Canastra interpretado como sua fonte imediata. Contudo, foram identificadas ilmenitas

magnesianas, podendo representar um indicador de rocha kimberlítica. Esses fatos vão de encontro à hipótese da presença de fontes distintas para os diamantes da região.

Erosão/deposição produzindo discordâncias erosivas e superfícies de aplanamento têm proporcionado seleção/dispersão e enriquecimento progressivo de minerais ultra-estáveis nos sedimentos cretáceos e cenozóicos. A distribuição dos depósitos sedimentares e dos aluviões diamantíferos produzidos nos dois episódios tectônicos, identificados na área, marcam pulsos de sedimentação e reafeiçoamento da paisagem atuando como um jigue natural, concentrando minerais ultraestáveis, bem como diamantes oriundos, possivelmente, de kimberlitos do Alto Paranaíba retrabalhados nos ciclos responsáveis pela deposição do Grupo Bauru, da Formação Franca, das Coberturas Arenoso-Conglomeráticas, reconcentrando os mesmos nos terraços/aluviões atuais.

REFERÊNCIAS

- AB´SABER, A. N., 1954. As altas superfícies de aplainamento do Brasil Sudeste. Revista das Faculdades Campineiras, Campinas, n. 1, p. 60-67, 1954.
- AB´SABER, A. N., 1969. A depressão periférica paulista: um setor das áreas de circundesnudação pós-cretácea na Bacia do Paraná. São Paulo, IGEOG/USP. 11p. Geomorfologia, v. 15, 1969.
- ADAMS, J. 1980. Active tilting of the United States mid-continent: geodetic and geomorphic evidence. In: SCHUMM, S.A. 1986. Alluvial river response to active tectonics. p. 80-93, 1980.
- ALMEIDA, F. F. M., 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. Boletim do Instituto Geológico e Geográfico, n. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro. Boletim DNPM/DGM. 1967. 241 p.
- ALMEIDA, F. F. M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 13, n. 3, p. 139-58, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M., 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- ALMEIDA, F. F. M., BARBOSA, 1953. O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Boletim DNPM/DGM, 1953. 143p.
- ALMEIDA, F. F. M.; *et al.*, 1980. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. Anais da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo, v. 52, n. 1, p. 49-60, 1980.
- ASSINE, M. L. Leques aluviais. In: PEDREIRA, A. J., ARAGÃO, M. A. N. F., MAGALHÃES, A. J., TESTA, V. (em preparação). Ambientes de sedimentação do Brasil.
- AUTODESK, 1998. AUTOCAD Educational Version 1998., Inc., 1998.
- BARBOSA, O. *et al.*, 1976. Kimberlitos da região do Alto Paranaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. Resumo das Comunicações... Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. p. 323.
- BARCELOS, J. H., 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. São Paulo, 1984. 190f. Tese (Livre Docência). Instituto de Geociências, UNESP.

BARCELOS, J. H., *et al.*, 1983. Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. Atas... Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, p. 245-252.

BARCELOS, J. H., SUGUIO, K., 1987. Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista e nos estados de Minas gerais, Goiás, Mato grosso do Sul e Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 6, 1987, Rio Claro. Atas... Rio Claro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. V. 1, p. 313-321.

BARDET, M.G., 1964. Controle géotectonique de la repartition des vénues diamantifères dans le monde. Chron. Mines. Et Rech. Minières, 328/329. p. 67-89, 1964.

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

BIONDI, J. C., 1982. Kimberlitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 32: 1982: Salvador. Anais...Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 2, p.452-464.

BISHOP, P. 1982. Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales. Australian Geographer, n. 15, p. 219-230, 1982.

BISHOP, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheadind and diversion. Progress in Physical Geography, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995.

BIZZI, L. A. *et al.*, 1993. Características isotópicas e origem dos kimberlitos e vulcânicas alcalinas relacionadas em Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., 1993, Cuiabá. Anais...Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso (Ed.), 1993. p.141-151.

BONI LICHT, O. A., 1998. Prospecção geoquímica: princípios, técnicas e métodos. Rio de Janeiro: CPRM. 1998, 236 p., il.

BORGES, M. S., *et al.*, 1995. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. Resumos expandidos...Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia /CPGQ/UFRGS, 1995. p. 421-422.

BORGES, M. S., *et al.*, 1998. Compartimentação neotectônica do sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 74.

DNPM 1981. Departamento Nacional da Produção Mineral. Mapa geológico do Brasil e área adjacente, incluindo depósitos minerais. Brasília, 1981. Escala 1:2.500.000.

DNPM 1987. Departamento Nacional da Produção Mineral. Franca. Folha SF-23-V-A, 1987. Escala 1:250.000.

- IBG 1972a. Instituto Brasileiro de Geografia. Capetinga. Folha SG.23-V-A-2. [s. l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- IBG 1972b. Instituto Brasileiro de Geografia. Esmeril. Folha SF.23-V-A-V-3. [s.l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- IBG 1972c. Instituto Brasileiro de Geografia. Franca. Folha SG.23-V-A-1. [s. l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- IBG 1972d. Instituto Brasileiro de Geografia. Marechal Mascarenhas. Folha SG.23-V-A-II-4. [s.l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- IBG 1972e. Instituto Brasileiro de Geografia. Pedregulho. Folha SG.23-V-A-II-3. [s.l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- IBG 1972f. Instituto Brasileiro de Geografia. São Tomás de Aquino. Folha SF.23-V-A-V-4. [s.l.]. 1972. Escala 1:50.000.
- BRAUN, O. P. G., 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v. 3, n. 32, p. 3-39, 1971.
- CABRAL Jr. M., *et al.*, 1992. Revisão estratigráfica do Mesozóico no nordeste do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., 1992, Rio Claro. Atas...São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, p. 135-136.
- CHAVES, M. L. S. C., SVISERO, D. P., 2000. Uma proposta para a classificação mineralógica de diamantes naturais. Geociências, São Paulo, UNESP, v. 19, n. 1, p. 21-33. 2000.
- CHIEREGATI, L. A., 1989. Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo. São Paulo. 1989. 180 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- COLLINSON, J. D., 1986. Alluvial Sediments. In: READING, H. G. Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 2ª ed. 1986. 615p.
- COMISSÃO NACIONAL DE ENERGIA NUCLEAR-CNEN, 1973. Mapa geológico do nordeste do Estado de São Paulo. São Paulo, 1973. Convênio FFCLRP. Escala 1:50.000.
- COMPANHIA MINERADORA DE MINAS GERAIS-COMIG, 1994. Mapa geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte: COMIG, 1994. Escala 1:1.000.000.
- CORDANI, U. G.; VANDOROS, P., 1967. Basaltic rocks of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R.D.; PINTO, I. D. (Eds). Problems in Brazilian Gondwana geology. Curitiba: UFPR, p. 207-231, 1967.

- CORRENS, C. W., 1969. Introduction to Mineralogy. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 1967. 484 p.
- COSTA, M. L., 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. Revista Brasileira de Geociências, v.21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COSTA, J. B. S., *et al.*, 1998. Bacias quaternárias do litoral norte do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 73.
- COTTAS, L. R., 1977. Geologia da área de Nuporanga – Batatais, SP: uma contribuição ao estudo do cenozóico paulista. São Paulo, 1977. 143 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- COTTAS, L. R.; BARCELOS, J. H., 1981. Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra, São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. Atas... Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia: 1981. v. 2, p. 70-76.
- COTTAS, L. R.; FÚLFARO, V. J., 1978. Caracterização petrográfica e tectônica da deposição dos sedimentos mesozóico-cenozóicos na área de Nuporanga, Batatais, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais...Recife. Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p. 284-291.
- COTTON, C. A., 1968. Geomorphology. London: Witcombe & Tombs Limited, 7 ed. 1968. p. 154-187.
- COX, R. T., 1994. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. Geological Society of America Bulletin., v. 106, p. 571-581, 1994.
- CRUZ, A. S., 1985. Projeto diamante: reconhecimento regional; relatório de fase. Curitiba: MINEROPAR, 1985, 31 p. 5 mapas.
- DAEMON, R. F; QUADROS, L. P., 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. Anais...Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970, p. 359-417.
- DANA, J. D., 1969. Manual de mineralogia. Livros técnicos e Científicos Editora S.A., Rio de Janeiro, 1969. 669 p. (ilustrado).
- DAVIS, G. L., 1977. The ages and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 11., 1977, Santa Fé. Extended Abstracts. Santa Fé, 1977. p. 67-69.
- DE MARTONNE, E., 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-550, 1943.
- DEMEK, J., 1976. Generalization of geomorphological maps. In: PROGRESS Made in Geomorphological Mapping, Brno.

DENIS, P., 1927. Lê Brésil. In: VIDAL DE LA BLACHE, P. & GALLOIS, L. (dir.). Geographie Universelle. Paris, Colin. pte.1, p.89-120, 1927.

DIAS-BRITO, D., 2001. A obra de Dimas Dias-Brito: sistematização crítica pelo próprio autor. 2001. 82 f. Memorial (Livre-Docência). 2001. UNESP, Instituto de Geociências.

EBERT, H. D.; HASUI, Y., 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between tree plates in the Pré-Cambrian of south-east Brazil. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, S. H. E DEWEY, J. F. (Eds). Continental transpressional and transtensional tectonics. Geological Society, London, Special publication, v. 135, p. 231-253, 1998.

ETCHEBEHERE, M. L. DE C., *et al.*, 1991. Garimpos de diamante na região de Franca, SP. Revista do IG, São Paulo v.12, n. 1/2, p. 67-77, 1991.

EYLES, N.; KOCSIS, S. P., 1988a. Gold placers in pleistocene glacial deposits; Barkerville, British Columbia. CIM Bulletin, Quebec, v. 81, n. 916, p.71-79, 1988a.

EYLES, N.; KOCSIS, S. P., 1988b. Sedimentological controls on gold distribution in pleistocene placer deposits of the Cariboo Mining District, British Columbia. Geological Fieldwork, Paper 1989-1. p. 377-385, 1988b.

FARJALLAT, J. E. S., 1970. Diamictitos neopaleozóicos e sedimentos associados do sul de Mato Grosso. Boletim...DNPM-DGM, n. 250. 1970.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M., 1992. A cobertura cretácea supra-basáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos...São Paulo. SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 1992. v. 2, p. 506-508.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M., 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 68, n. 2, p. 196-205, 1996.

FILEMON, K. E., 2001. Caracterização da tipologia dos diamantes brasileiros. 2001. 124 f. Dissertação (Mestrado). UNESP, Instituto de Geociências.

FISHEL, D. P., *et al.*, 1998. Idade do metamorfismo de alto grau no Complexo Anápolis-Itauçu, Goiás, determinado pelo método Sm/Nd. Revista Brasileira de Geociências, v. 28, n. 4, p. 543-544, 1998.

FLEISHER, R., 1993. Um modelo "Rift" para os depósitos sedimentares de diamante do Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., 1993, Cuiabá. Anais...Cuiabá: Universidade Federal do Mato Grosso, 1993. p.165-197.

FRANÇA, A. B.; POTTER, P. E., 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), Bacia do Paraná (Parte I). Boletim Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro. v. 2. n. 2/4, p.147-191, 1988.

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

FRUTOS, J., 1981. Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. Tectonophysics, n. 72, p. 21-32, 1981.

FUCK, R. A., *et al.*, 1993. As Faixas de Dobramentos Marginais do Cráton do São Francisco. In: DOMINGUES, J., MISI, A. (Coord.). O Cráton do São Francisco. Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1993, p. 161-185.

FÚLFARO, V. J., BARCELOS, J. H., 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma visão litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, 1991. São Paulo. Atas...São Paulo: SBG, 1991, p. 59-66.

FÚLFARO, V. J., BARCELOS, J. H., 1993. Fase rifte na bacia sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. Geociências, UNESP. v.12, n. 1, p. 33-45, 1993.

FÚLFARO, V. J., *et al.*, 1994. A margem goiana do Grupo Bauru: implicações na litoestratigrafia e paleogeografia. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro. Boletim...Rio Claro: UNESP, 1994. p. 81-84.

FÚLFARO, V. J.; SUGUIO, K., 1974. O Cenozóico paulista: gênese e idade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974. Porto Alegre. Anais...Porto Alegre. Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. p. 91-101.

GALLOWAY, W.E.; HOBDAI, D. K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. New York. Springer-Verlag. 423 p. 1983.

GEOLOGICAL SOFTWARE, 1997. StereoNet for Windows, version 3.03. Geological Software, TransφNorway, 1997.

GERASIMOV, I. P.; MESCHERIKOV, Y. A., 1968. Morphostructure. In: ENCYCLOPEDIA of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences, v. 3, Fairbridge, R. W. (Ed.). Pennsylvania: Dowden, Hutchinson & Koss Inc. 1968. p. 731-732.

GIANNINI, P. C. F., *et al.*, 1999. Rumos de paleoventos na Formação Pirambóia nos estados de São Paulo e Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, Águas de São Pedro. Boletim...Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia /UNESP, 1999. p.71.

GOLDEN SOFTWARE, 1995. SURFER-Surface Mapping System, version 8.00., Inc., 1995.

GONÇALVES, E.; ALGARTE, J. P., 1988. Programa de desenvolvimento da indústria diamantária da região nordeste do Estado de São Paulo – reservas, produção, comércio, indústria de lapidação e capacitação tecnológica. Secretaria da Ciência e Tecnologia, São Paulo, 11 p. (Relatório Interno).

- GONTIJO, A. H., 1999. Morfotectônica do Médio Vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 1999. 259 f. Tese (Doutorado). UNESP, Instituto de Geociências.
- GONZAGA, G. M; TOMPKINS, L. A., 1991 Geologia do diamante. In: SCHOBENHAUS *et al.* Principais depósitos minerais do Brasil. Brasília: DNPM-CPRM, v.4, p.53-116, 1991.
- GURNEY, J. J., 1989. Diamonds. In: KIMBERLITE and related rocks. Sidney. Geological Society of Austrália. 1989. p. 935-965.
- HARALYI, N. L. E., 1978. Carta gravimétrica do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. 1978. 138 f. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- HARALYI, N. L. E., 1987. Considerations concerning flattened and elongated diamonds. In: INTERNATIONAL GEMMOLOGICAL CONFERENCE, 21, 1987. Special Publication, Rio de Janeiro, 1987. p. 113-117.
- HARALYI, N. L. E *et al.*, 1980. Características geofísicas dos kimberlitos Limeira 1 e 2 e Indaiá na zona de Monte Carmelo (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Balneário Camboriu. Anais... Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia: 1984. v. 2, p. 1161-1165.
- HARALYI, N. L. E *et al.*, 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais, com base na informação geofísica e geológica. In: Contribuições à Geologia e Petrologia. Boletim Especial, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. p. 71-93, 1985.
- HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y., 1982. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 12, n. 1/3, p. 160-166, 1982.
- HARALYI, N. L. E., RODRIGUES, L. P., 1992. Considerações sobre a utilização do diamante de “casca” verde e marrom em paleogeotermometria. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de resumos expandidos... São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 1992, v. 1. p.432-433.
- HARALYI, N. L. E.; SVISERO, D. P., 1984. O diamante Estrela da Capetinga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 5.006-5.013.
- HASUI, Y., 1967. Geologia das formações cretáceas do oeste de Minas Gerais. São Paulo; 1967. 80 f. Tese (Doutorado). Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.
- HASUI, Y., 1990 Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, Belo Horizonte, 1990. Anais...Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia. n. 11, 1990. p. 1-31.
- HASUI, Y.; CORDANI, U. G., 1968. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE

GEOLOGIA, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais...São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia. p. 139-143.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S., 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. Nota de curso. Sociedade Brasileira de Geologia / Núcleo Norte, 1996. 19 p.

HASUI, Y. *et al.*, 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 47, n. ¾, p. 431-438, 1975.

HASUI, Y. *et al.*, 1976. Contexto tectônico dos carbonatitos do oeste de Minas Gerais e sul de Goiás. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CARBONATITOS, 1., 1976, Poços de Caldas. Atas...Poços de Caldas: Sociedade Brasileira de Geologia /ABC 1976.

HASUI, Y. *et al.*, 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT)/ Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (PRÓ-MINÉRIO), 1989. (Relatório IPT nº 27394).

HASUI, Y. *et al.*, 1990. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 5, p. 2296-2308.

HASUI, Y. *et al.*, 1998. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte. Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 78.

HASUI, Y. *et al.*, 1999a. Mapa neotectônico do Estado de São Paulo: quadro preliminar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, Águas de São Pedro. Boletim de Resumos...Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia/UNESP, 1999, p. 98.

HASUI, Y. *et al.*, 1999b. A evolução mesozóico-cenozóica da borda nordeste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro, SP. Boletim de Resumos...Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia/UNESP, 1999, p. 109.

HASUI, Y.; HARALYI, N., 1991. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto Paranaíba. Geociências, UNESP, v. 10, p. 57-77, 1991.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A., 1992. Geologia estrutural aplicada. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1992. 459 p.

HASUI, Y.; PENALVA, F., 1970. O problema do diamante do Alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim n. 19, v. 1., 1970. p. 71-78.

HEILBRON, M., *et al.*, 1987. O contato basal do Grupo Canastra entre Itaú de Minas e Carmo do Rio Claro, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4,

Belo Horizonte, 1987. Boletim...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. n. 7, p. 179-198.

HELLMEISTER, Jr., Z., 1997. Aspectos geológicos e principais recursos minerais da região de Franca-Pedregulho, nordeste do Estado de São Paulo. São Paulo, 1997. 171 f. Dissertação (Mestrado) -Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HOBBS, *et al.*, 1981. Geologia Estructural. Barcelona: Ediciones Omega, 1981. 518 p.

HOOKE, R. L. B., 1967. Processes on arid-region alluvial fans. Journal of Geology, n. 75, 1967, p. 438-460.

HOWARD, A. D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51. n. 11, p. 2246-2259, 1967.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT, 1981. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. São Paulo, 1981, 2v. Escala 1:500.000. (IPT, Monografias, 6).

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO – IPT, 1990. Programa de desenvolvimento da indústria diamantária do Estado de São Paulo; Primeira fase: diagnóstico preliminar. São Paulo, IPT, 1990. (Relatório 28.611).

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

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

LINDENBECK, C., ULMER, H., 1995. Entwicklung und anwendung von computerprogrammen zur visualisierung geologischer strukturen und prozesse. Freiburger Geowissenschaftliche Beiträge, 9, 220p. 1995.

LIMA, C. C.; VILAS BOAS, G. S., 1994. Mecanismos de transporte e deposição dos conglomerados da Formação Marizal (Cretáceo Inferior) na Bacia do Recôncavo, Bahia, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo. v. 24, n. 4, p. 240-246, 1994.

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

LOWE, D. R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: DOYLE, L.J. & PILKEY, O.H. (Eds.) Geology of continental Slopes. Tusa, SEPM (Special Publication 27), p.75-82, 1979.

MANGE, M. A.; MAURER, L. A. Heavy minerals in colour. London: Chapman e Hall, 1992. 147 p.

- MARCONI, M. 1962. Mapa de garimpos da região de Patrocínio Paulista. E: 1.100.000. Prefeitura de Patrocínio Paulista, SP, 1962.
- MARINI, O. J., *et al.*, 1984. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. Geologia do Brasil. Brasília: DNPM-CPRM, 1984. p.251-305.
- McCALLUM, M. E. *et al.*, 1991. Morphological, resorption and etch feature trends of diamonds from kimberlite populations within the Colorado-Wyoming State Line District, USA. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., 1991, Araxá. Resumo Expandido...Araxá: CPRM, 1991. p.32-50.
- MELLO, 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.
- MENDELSSOHN, M. J., MILLEDGE, H. J., 1995. Morphological characteristics of diamond populations in relation to temperature-dependent growth and dissolution rates. International Geology Review, v. 37, p. 285-312. 1995.
- MESCHERIKOV, Y. A., 1968. Neotectonics: In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.), Encyclopedia of Geomorphology. New York: Reinhold. 1968. p. 768-773.
- MEYER, H. O. A.; SVISERO, D. P., 1980. Kimberlites and diamonds in Brazil: windows to the Upper Mantle. Anais da Academia Brasileira de Ciências, São Paulo, v. 52, n. 4, p.819-825. 1980.
- MIALL, A. D., 1978. Lithofacies 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, 1978.
- MIALL, A. D., 1990. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, EUA, 2ªed., 1990. 668 p.
- MIALL, A. D., 1992. Alluvial deposits. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Eds.). Facies Models. Ontário: Geological Association of Canada, Canada, p.119-142, 1992.
- MIALL, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Berlin: Spring-Verlag, 582 p. 1996.
- MIOTO, J., A.; HASUI, Y., 1982. Aspectos da estabilidade sismotectônica do Sudeste brasileiro de interesse à Geologia de Engenharia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 32., 1982, Salvador. Anais...Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. v. 4, p. 1652-1659.
- MITCHELL, R. H., 1993. Kimberlites and lamproites: primary sources of diamonds In: SHEAHAN, P. A.; CHERRY, M. E. (eds.). Ore Deposits Models, 6ª ed., Geoscience, Canada, v. 2., p. 13-28, 1993.
- MORAES REGO, L. F., 1932. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese, Instituto de Agronomia e Geografia, 28 p, 1932.

- MORALES, N., 1993. Evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1993. p. 292-295.
- MORALES, N. *et al.*, 1983. Geologia das folhas de Fortaleza de Minas, Alpinópolis, Jacuí, Nova Resende, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Boletim...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. v. 3, p. 411-422.
- MORALES, N. *et al.*, 1996. Evolução tectônica do Grupo Araxá nas serras do Chapadão e da Fortaleza, sudoeste do Estado de Minas Gerais. Geociências, UNESP, v. 15, n. especial. p. 41-66, 1996.
- MORALES, *et al.*, 1998. Feições de transpressão cenozóica no Planalto Atlântico, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia -MG, 1998. p. 80.
- MORALES, N.; HASUI, Y., 2001. Neotectônica e morfotectônica da região sudeste e importância. Geovisão (informativo trimestral da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo), São Paulo, ano 3, n. 7, p. 4-5, março, 2001.
- MORTON, A. C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy mineral and their application to provenance studies. In: MORTON, A. C. TODD S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds.). Developments in sedimentary provenance studies. Geological Society, Special Publication, n. 57, p. 31-45. 1991.
- NARDY, A. J. R., 1995. Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná. Rio Claro, 1995. 316 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, UNESP.
- NILSEN, T. H., 1982. Alluvial fan deposits. In: SCHOLLE, P.A. & SPEARING, D. (eds.), Sandstone depositional environments. The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, EUA, 410p. 1982.
- NILSEN, T. H. (ed.), 1985. Modern and ancient alluvial fan deposits. New York, Van Nostrand Reinhold Company, Benchmark Papers in Geology , n.87, 1985, 372 p.
- NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H., 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás, Rio de Janeiro. n.12, v. 3, p. 291-346, 1969.
- OLIVEIRA, M. A. F., *et al.*, 1983. Geologia das quadrículas de Cássia e São Sebastião do Paraíso, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Boletim...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983. v. 3, p. 432-439.
- OLLIER, C. D., 1981. Tectonic and landforms. London: Longman Inc. 1981, 324 p.
- PANIZZA, M. *et al.* 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. Zeitschrift für Geomorphologie. N. F. Suppl.-Bd., Berlin, 173-211.

- PARFENOFF, A.; POMEROL, C.; TOURENQ, J., 1970. Minéraux en grains. méthodes d'étude et détermination. Paris: Masson, 1970. 571 p.
- PAVLIDES, S. P., 1989. Looking for a definitions of Neotectonics. Terra News, v.1, n. 3, p. 233-235, 1989.
- PENK, W. 1953. Morphological analysis of land forms: a contribution to Physical Geology. London: Macmillan. 1953, 429 p.
- PERDONCINI, L. C.; SOARES, P. C. 1999. O diamante na bacia do rio Santa Rosa, Tibagi (PR). Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.29, n.3, p299-306, 1999.
- PERDONCINI, L. C., *et al.* 1998. Ocorrências de Rubi associadas aos pláceres diamantíferos da região de Franca (SP), na Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998. Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia. 1998, p. 292.
- PETTIJOHN, F. J., 1941. Persistence of heavy minerals and geologic age. Journal of Geology n. 49, p. 610-625, 1941.
- PETTIJOHN, F. J., 1957. Sedimentary Rocks. New York: Harpes & Brothers, 2^a ed., 1957, 718 p.
- PONÇANO, W. L., 1981. As coberturas cenozóicas. In: INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000; nota explicativa. São Paulo, p. 82-96., 1981. (IPT, Monografias, 6).
- PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M., 1993. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. Cadernos I G UNICAMP, v. 3, n. 1. p. 55-90, 1993.
- PONÇANO, W. L. *et al.*, 1992. Avaliação preliminar do potencial diamantífero da região francana (SP). Cadernos I G UNICAMP, v. 2, n. 1, p. 54 - 89, 1992.
- READING, H. G., 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: Ballance, P. F. & Reading, H. G. (Eds.), Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones, International Association of Sedimentologists, Special publication, n. 4, p. 7-26. 1980.
- READING, H. G., 1986. Fácies. In: READING, H. G. Sedimentary environment and facies. Oxford: Blackweel Scientific Publications, 1986. p. 4-19.
- REIS, L. T.; CUNHA NETO, A. F., 1982. Projeto diamantes - setor de rochas sedimentares. Curitiba: MINEROPAR, 1982.
- RICCOMINI, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. São Paulo, 1989. 256 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

- RICCOMINI, C. *et al.*, 1989. Neotectonic activity in the serra do Mar rift astem (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Science*, v. 2, n. 2, 1989, p. 191-197.
- ROBINSON, D. N.; *et al.*, 1989. Diamonds. In: KIMBERLITE and related rocks. Sydney: Geological Society of Austrália. 1989. p. 990-1000.
- RUST, B. R.; KOSTER, E. H., 1984. Coarse Alluvial Deposits. In: WALKER, R. G. *Facies Models Geological Association of Canada* (Geoscience Canada, reprint series, 1), Toronto, 2^a ed. 1984, 317 p.
- SAADI, A., 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. Geonomos, v. 1, n. 1. p. 1-15, 1993.
- SAADI, A.; *et al.*, 1989. Novos depósitos neocenozóicos no leste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. Anais...Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia /RJ-SP, 1989, p. 101-102.
- SALAMUNI, E., 1998. Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba. Rio Claro, 1998. 214 f. Tese (Doutorado). UNESP, Instituto de Geociências.
- SANTOS, M. C., 1999. Serra da Mantiqueira e planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Rio Claro, 1999. 385 f. 2 vols. Tese (Doutorado). UNESP, Instituto de Geociências.
- SANTOS, M. C., *et al.*, 1994. Estudo preliminar da faciologia do Membro Serra da Galga, Formação Marília do Grupo Bauru a noroeste de Uberaba, Triângulo Mineiro, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, SC. Resumo Expandido...Balneário Camboriú: SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA, 1994. p. 262-264.
- SCHMIDT, W., FLEISHER, R., 1978. Estilo estrutural do Pré-Cambriano, no sudeste de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v. 1, p. 431-434.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. (coord.), 1979. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, folhas de Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Texto explicativo, Brasília, DNPM, 1979. 240 p. il. mapa.
- SCHUMANN, W., 1978. Guía de las piedras preciosas y ornamentales. Barcelona: Omega, 1978. 255 p.
- SENGÖR, A. M. C. *et al.*, 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: BIDDLE, K. T.; CHRISTIE-BLICK, N. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, v. 37, 1985, p. 227-264.
- SIMÕES, L. S. A., 1995. Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, sudoeste de Minas Gerais. Brasília, 1995. 149 f. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

SIMÕES, L. S. A., *et al.*, 1988. Zonação metamórfica inversa do Grupo Araxá-Canastra na região de São Sebastião do Paraíso–Alpinópolis, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais...Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 3, p. 1203-1215.

SIMÕES, L. S. A., VALERIANO, C. M., 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais...Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6, p. 2564-2575.

SOARES, P. C., 1973. O Mesozóico gondwânico no estado de São Paulo. São Paulo, 1973. 52 f. Tese (Livre Docência) – Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências.

SOARES, P. C., 1991. Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná - Controles. Curitiba, 1991. 198 f. Tese (Professor Titular). Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná.

SOARES, P. C. *et al.* 1973. Geologia do nordeste do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. Anais...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia. 1973, v. 1, p. 209-229.

SOARES, P.C.; *et al.*, 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais...Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia. 1974. v. 4, p. 61-83.

SOARES, P. C., *et al.*, 1980. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 10, n. 3, p. 177-185.

SOARES, P. C. *et al.*, 1982a. Análise morfo-estrutural regional com imagens de radar e Landsat na Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., 1982, Brasília. Anais...Brasília: CNPq/INPE, 1982. p. 143-156.

SOARES, P. C. *et al.*, 1982b. Lineamentos, em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., Brasília, 1982. Anais... Brasília: CNPq/INPE, 1982. V.1, p. 143-156.

SOARES, P. C.; FIORI, A P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícias Geomorfológicas, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-74, 1976.

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

- SOARES, P. C; LANDIM, P. M. B. 1975. Cenozoic deposits in south central Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, n. 47. P. 343-351.
- STEWART, I. S, HANCOCK, P. L., 1990. What is a fault scarp?. Episodes, v. 13, n. 4, p. 256-263, 1990.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L., 1994. Neotectonics. In: HANCOCK P. L. Continental Deformation, Pergamon Press, 1994, p. 370-409.
- SUGUIO, K., 1980. Rochas Sedimentares. Edgard Blücher, São Paulo. Universidade de São Paulo, 1980, 500 p.
- 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, 1979, 183 p.
- SUMÁRIO MINERAL BRASILEIRO. Brasília: DNPM. 1990-1991, 1993-1994.
- SUMMERFIELD, M. A., 1986. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. Progress in Physical Geography, n. 10, p. 227-238, 1986.
- SUMMERFIELD, M. A., 1991. Global Geomorphology. Longman Scientific & Technical, 1991, 537 p.
- SUTHERLAND, D. G., 1982. The transport and sorting of diamond by fluvial and marine processes. Economic Geology, Lancaster, v. 77, p. 1613-1620, 1982.
- SVISERO, D. P., 1979. Inclusões minerais e gênese do diamante do Rio Tibagi, Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. Atas... Rio Claro: Sociedade Brasileira de Geologia /UNESP, 1979. v. 2, p.169-180.
- SVISERO, D. P., 1983. Significado geológico de minerais inclusos em diamantes aluvionares da região de Franca e Patrocínio Paulista (SP). In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, 1983. São Paulo. Atas...São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1983, p. 229-243.
- SVISERO, D. P. *et al.*, 1977. Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and redondão (Piauí) diatremes, Brazil; and garnet lherzolite xenolith from redondão diatreme. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 7, n. 1, p. 1-13, 1977.
- SYLVESTER, A. G., 1988. Strike slip faults. Geological Society of America Bulletin, Special Publication, 1988. 374 p.
- TALLARICO, F. H. B.; LEONARDOS, O. H., 2001. Petrology of Mata do Lençol micaceous kimberlite, Alto Paranaíba igneous province, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 2., 2001, Cuiabá. Anais...Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001. p. 79.
- TEIXEIRA, N. A., DANNI, J. C. M., 1978. Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, RECIFE, 1978. Anais...Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. V. 2, p. 700–710.

TOMPKINS, L. A.; GONZAGA, G. M., 1989. Diamond in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais. Brasil. Economic Geology, Lancaster. v. 84, p. 591-602, 1989.

TURNER, S., *et al.*, 1994. Magmatismo and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, Elsevier, n. 121, p. 333-348, 1994.

USAF-FAB, 1965. Fotografias aéreas 41369-41349, 28143-28123, 37509-37489, 37625-37645, 49841-49862, 37394-37415, 44971-44954, E= 1:60.000, 1965.

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

VALERIANO, C.M.,1999. A Faixa Brasília Meridional com ênfase no segmento da Represa de Furnas: estado atual do conhecimento e modelos de evolução tectônico. Rio de Janeiro, 1999. 90 f. Tese (Livre Docência), Departamento de Geologia Regional e Geotectônica, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

VALERIANO, C. M., *et al.*,1989. Compartimentação tectônica da porção meridional das faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais...Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989. p. 238-242.

WALKER, R. G., 1983. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: WALKER, R. G. (Ed.) Facies models. 2 ed. Toronto: Geoscience Canada, 1983, p. 1-9.

WALLACE, R. E., 1986. Active tectonics. National Academy Press, 1986. 189 p.

WESKA, R. K., *et al.*, 1993. A estratigrafia, a evolução tectônica e o diamante do Grupo Bauru da região de Poxoréo, MT, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., 1993, Cuiabá. Anais...Cuiabá: UFMT, 1993, p. 208-228.

WHITE, I.C., 1908. Relatório sobre os coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Rio de Janeiro: Com. Est. Minas Carvão de Pedra do Brasil, 1908.

WU, F. T.; CAETANO-CHANG, M. R., 1994. Estudo diagenético em arenitos da Formação Pirambóia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú, SC. Boletim de Resumos Expandidos...Florianópolis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p. 262.

YAMAMOTO, J. K., *et al.*, 1977. Caracterização sedimentológica do perfil geológico entre Franca e Rifaina. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977, São Paulo. Atas...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. v. 1, p. 282-302.

ZALÁN, P.V. *et al.*, 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. Atas...Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987. v. 1, p. 441-447.

ZALÁN, P.V. *et al.*, 1991. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1991, p. 135-168.

ZANARDO, A., 1992. Análise petrográfica, estratigráfica e microestrutural da região de Guaxupé-Passos-Delfinópolis (MG). Rio Claro, 1992. 158f. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, UNESP.

ZANARDO, A., *et al.*, 1996. Geologia da porção limítrofe entre os blocos São Paulo e Brasília. Geociências, UNESP, v. 15 (n. esp), p. 143-168, 1996.