

unesp

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM GEOLOGIA REGIONAL

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS ALTOS ESTRUTURAIS DE
PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA – CENTRO DO
ESTADO DE SÃO PAULO.

Maria Osvalneide Lucena Sousa

RIO CLARO

2002

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS

CAMPUS DE RIO CLARO

EVOLUÇÃO TECTÔNICA DOS ALTOS ESTRUTURAIS DE
PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA – CENTRO DO
ESTADO DE SÃO PAULO

Maria Osvalneide Lucena Sousa

Orientador: Prof. Dr. Norberto Morales

Tese de Doutorado elaborada
junto ao Curso de Pós-Graduação
em Geociências - Área de
Concentração em Geologia
Regional, para obtenção do Título
de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

2002

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Norberto Morales

Prof. Dr. Celso Dal Ré Carneiro

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Maria Osvalneide Lucena Sousa

Aluna -

Rio Claro, 27 de Novembro de 2002

Resultado: Aprovada

“Só existem dois dias no ano que nada pode ser feito.
Um se chama ontem e o outro se chama amanhã, portanto, hoje é o dia certo
para amar, acreditar, fazer e principalmente viver”

Dalai Lama

AGRADECIMENTOS

Ao longo do desenvolvimento deste trabalho tive a oportunidade de contato com diversas pessoas que de uma forma ou de outra contribuíram para o bom andamento desta tese.

Agradeço ao Prof. Dr. Norberto Morales, pela orientação e incentivo durante o trabalho;

Pelos esclarecimentos e contribuições, agradeço aos Profs. Drs. Mário Assine, Antonio Roberto Saad, Hans Dirk Ebert e a Prof. Dra. Ambrozina Helena Gontijo;

Quero expressar eterna gratidão aos companheiros que se dispuseram em acompanhar-me ao campo: Márcio Job, Néelson, Paulo César (Luquinha), Érica, Ana Cláudia, Ticiano e Luis Felipe Brandini;

Aos colegas da Pós-Graduação em Geociências da UNESP: Sérgio Henrique, Luis Mancini, Alessandra Corsi, Luzia Joinhas, Shirley Santos, Érica Tonetto, Ticiano Saraiva, Cynthia Romariz Duarte, Cláudia Lopes de Moura, Johnson Fernandes, Edna Facincani, Tácito Walber, Jorge Feola e Jaqueline Lustosa;

À Laura Narciso. secretária da Pós-Graduação em Geociências;

Ao Vandrê Pereira de Oliveira Dias, estagiário do Laboratório de Modelagem Tridimensional e à Isabel;

Às Secretárias do DPM (Nádia e Vânia);

Ao Cláudio, técnico do CEAPLA;

Aos grandes e velhos amigos do Ceará, Iramaia e Luquinha pelo companheirismo e os bons momentos vividos em todos estes anos;

À minha mãe e irmãos pelo apoio, mesmo à distância;

Ao CNPq pela concessão de bolsa;

A FAPESP pelo auxílio financeiro.

SUMÁRIO

ÍNDICE	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iii
ÍNDICE DE FOTOS	vii
RESUMO	xiv
ABSTRACT	xv
1. INTRODUÇÃO	01
2. MATERIAS E MÉTODOS	06
3. GEOLOGIA REGIONAL	10
4. GEOLOGIA LOCAL	41
5. ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DA PAISAGEM	66
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL	89
7- ANÁLISE CINEMÁTICA	155
8 - EVOLUÇÃO DA REGIÃO DAS ESTRUTURAS DE PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA	183
9 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	187
10 - CONCLUSÕES	194
11 - REFERÊNCIAS	196

ÍNDICE

	pág
1. INTRODUÇÃO	01
1.1. A Problemática	02
1.2. A Motivação	02
1.3. Área de Estudo	03
1.4. Objetivos	05
2. MATERIAIS E MÉTODOS	06
2.1. Aquisição e análise da documentação existente	06
2.2. Fotointerpretação	06
2.3. Trabalhos de campo	07
2.4. Trabalhos de escritório	08
3. GEOLOGIA REGIONAL	10
3.1. Quadro Tectônico das Estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia	12
3.2. Quadro Tectônico Regional dos Altos Estruturais.....	14
3.3. Considerações sobre o quadro neotectônico	18
3.4. Contexto Geomorfológico Regional	19
3.4.1. Tipos de Relevo	20
3.4.2. Rede de Drenagem	22
3.5. Unidades Litoestratigráficas	26
3.5.1. Rochas sedimentares neopaleozóicas	26
3.5.2. Rochas Mesozóicas	33
3.5.3. Coberturas superficiais terciárias e quaternárias	37
4. GEOLOGIA LOCAL	41
4.1. Unidades Litoestratigráficas da área estudada	41
4.1.1. Grupo Itararé	41
4.1.2. Formação Tatuí	45
4.1.3. Formação Irati	47
4.1.4. Formação Corumbataí	50
4.1.5. Formação Pirambóia	52
4.1.6. Formação Botucatu	53
4.1.7. Formação Serra Geral	54
4.1.8. Formação Itaqueri	56
4.1.9. Formação Rio Claro	57
4.1.10. Coberturas superficiais indiferenciadas	60
5. ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DA PAISAGEM	66
5.1. Rede de drenagem	69
5.2. Padrão de drenagem	71
5.3. Relevo	76
5.3.1. Análise dos Lineamentos	81
5.3.2. Quadro Morfoestrutural da área	86

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL	89
6.1. Estrutura de Pitanga	89
6.2. Estrutura de Artemis	116
6.3. Estrutura do Pau d' Alho	124
6.4. Estrutura de Jibóia	137
7. ANÁLISE CINEMÁTICA DA REGIÃO DOS ALTOS ESTRUTURAIS DE PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA.....	155
8. EVOLUÇÃO DA REGIÃO DAS ESTRUTURAS DE PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA	183
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	187
10. CONCLUSÕES	194
11. REFERÊNCIAS	196

APÊNDICES

- I. MAPA DE PONTOS
- II. MAPA GEOLÓGICO
- III. MAPA ESTRUTURAL
- IV. PERFIS GEOLÓGICOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01. Mapa de localização da área estudada, com indicação das principais vias de acesso e da interligação das cidades	04
Figura 02. Mapa Geológico/estrutural simplificado do flanco nordeste da Bacia do Paraná, com destaque aos Altos Estruturais reconhecidos (SOARES, 1974)	11
Figura 03. Principais alinhamentos estruturais presentes na área de estudo (RICCOMINI,1995)	16
Figura 04. Mapa Geomorfológico regional, destacando a área de estudo (escala 1:1000.000 – PONÇANO 1981)	21
Figura 05. Mapa de drenagem obtido a partir das folhas topográficas de Campinas e Bauru em escala 1:250.000	24
Figura 06. Mapa de lineamentos de drenagem obtido a partir das folhas topográficas de Campinas e Bauru em escala 1:250.000	25
Figura 07. Distribuição das unidades litoestratigráficas no quadro regional (1:500.000) IPT 1981	27
Figura 08. Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná (MILANI <i>et al.</i> 1994)	28
Figura 09. Modelo digital do terreno apresentando as unidades litoestratigráficas da área estudada	42
Figura 10. Modelo digital do terreno da rede de drenagem da área estudada	67
Figura 11. Mapa de drenagem apresentando os padrões e feições anômalas elaborado a partir das folhas topográficas na escala 1:50.000 e fotos aéreas 1:60.000	70
Figura 12. Modelagem digital do terreno destacando a topografia da área da estudada	77
Figura 13. Modelo digital do terreno com indicação dos principais lineamentos da área de estudo e os diagramas de frequência e comprimento acumulado das direções principais	82
Figura 14. Modelo digital do terreno com visada para NW com indicação dos principais lineamentos NW	83

Figura 15. Modelo digital do terreno com visada para SW com indicação dos principais lineamentos NE	84
Figura 16. Modelo digital do terreno com visada para E com indicação dos principais lineamentos E-W	85
Figura 17. Modelo digital do terreno (MDT) com indicação dos principais lineamentos e do quadro morfoestrutural da área de estudo	87
Figura 18. Modelo Digital do Terreno com visada para SE, apresentando as principais falhas que ocorrem nas estruturas de Pitanga, Pau d' Alho, Artemis e Jibóia, e suas evidências na associação com o relevo e a rede de drenagem	90
Figura 19. Estereogramas do Sistema de falhas Passa Cinco-Cabeça (Estrutura de Pitanga)	100
Figura 20. Estereogramas do Sistema de falhas Ipeúna-Piracicaba (Estrutura de Pitanga)	112
Figura 21. Modelo Digital do Terreno (MDT) com visada para W, com destaque para a Estrutura de Pitanga e as unidades litoestratigráficas evidenciando o aparecimento das unidades mais antigas (Grupo Itararé) no centro da Estrutura	114
Figura 22. Estereogramas da região da Estrutura de Artemis	121
Figura 23. Modelo Digital do Terreno (MDT) com visada para NW e indicação das falhas da Estrutura de Artemis e sua associação com a rede de drenagem	123
Figura 24. Modelo Digital do Terreno (MDT) com visada para NW, apresentando a disposição das unidades litoestratigráficas nas estruturas do Pau d' Alho e Jibóia	125
Figura 25. Estereogramas da região da Estrutura do Pau d' Alho	133
Figura 26. Modelo Digital do Terreno (MDT) com visada para NW, apresentando a disposição das falhas das estruturas do Pau d' Alho e Jibóia	135
Figura 27. Estereogramas da região da Estrutura de Jibóia	150
Figura 28 – Figura esquemática mostrando o desnivelamento de blocos e dobras de arrasto evidenciada na falha que limita a Estrutura de Jibóia a NE	153

- Figura 29 – Figura esquemática mostrando o desnivelamento de blocos e dobras de arrasto evidenciada na falha que limita a Estrutura de Jibóia a SW 154
- Figura 30. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas da área estudada 158
- Figura 31. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas normais de orientação NW-SE (a) e NE-SW (b) 159
- Figura 32. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) (a) à população de todas as falhas transcorrentes (dextrais e sinistrais) e (b) para as falhas transcorrentes dextrais 161
- Figura 33. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas transcorrentes sinistrais 162
- Figura 34. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas inversas163
- Figura 35. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais (a, b) e das falhas inversas (c, d) do Sistema Passa Cinco – Cabeça (Estrutura de Pitanga)164
- Figura 36. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas transcorrentes do Sistema Passa Cinco – Cabeça (Estrutura de Pitanga) 166
- Figura 37. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais do Sistema Ipeúna-Piracicaba (a, b) e das falhas transcorrentes dextrais (Estrutura de Pitanga) 167
- Figura 38. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas inversas do Sistema Ipeúna-Piracicaba 168
- Figura 39. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais da Estrutura de Artemis(a, b)169

Figura 40. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais NW-SE (a, b) e NE-SW (c, d) da Estrutura de Artemis	170
Figura 41. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas transcorrentes da Estrutura de Artemis (a, b)	171
Figura 42. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas normais (a, b) e das falhas normais NW-SE (c, d) da Estrutura do Pau d' Alho	173
Figura 43. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas que ocorrem ao longo da 'Falha do Monte Branco (a, b) e das falhas normais NE-SW (c, d) da Estrutura do Pau d' Alho	174
Figura 44. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas transcorrentes da Estrutura do Pau d' Alho	175
Figura 45. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais (a, b) e das falhas transcorrentes (c, d) da Estrutura de Jibóia	177
Figura 46. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas inversas da Estrutura de Jibóia	178
Figura 47. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas que controlam a cobertura cenozóica para toda área estudada	178
Figura 48. Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas normais que afetam a cobertura cenozóica	179
Figura 49. Modelo de Riedel (HASUI & COSTA, 1991).....	180
Figura 50. Estereograma de todas as fraturas da área estudada	188

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 01. Arenito maciço do Grupo Itararé com estratificações (ponto 385, porção Sul da área, próximo ao rio Capivari)	44
Foto 02. Arenitos compactados do Grupo Itararé com nível lateritizado (ponto 207, próximo à localidade de Mombuca)	44
Foto 03. Diamictitos do Grupo Itararé com clastos de granito envoltos por matriz silto argilosa (ponto 220, porção Sul da área, próximo ao rio Capivari)	44
Foto 04. Siltitos vermelhos arroxeados da porção inferior da Formação Tatuí (ponto 188, próximo a localidade de Recreio)	46
Foto 05. Siltitos argilosos de coloração amarelo avermelhado da porção superior da Formação Tatuí (ponto 370, próximo a Saltinho)	46
Foto 06. Pedreira de calcário dolomítico intercalado com folhelhos do Membro Assistência da Formação Irati (ponto 255, próximo a Saltinho) .	48
Foto 07. Sedimentos alterados da Formação Iarti de coloração vermelho amarelada com concreções e nódulos de sílex espalhados na matriz (ponto pt 183)	49
Foto 08. Siltitos argilosos da Formação Corumbataí em antiga exploração de argila (pt 02, SP- 191, próximo a Rio Claro)	51
Foto 09. Siltitos argilosos da Formação Corumbataí evidenciando estruturas em flaser (ponto 254, próximo a Saltinho)	51
Foto 10. Formação Pirambóia evidenciando grandes estratificações cruzadas acanaladas e em cunha (afloramento 290, próximo a Serra de Itaqueri)	53
Foto 11. Arenitos da Formação Pirambóia com estratificações cruzadas de grande porte (ponto 92, próximo ao Morro do Capitão – Estrutura do Pau d’ Alho)	53
Foto 12. Arenito da Formação Botucatu, apresentando grandes estratificações cruzadas (próximo a Estrutura do Pau d’ Alho)	54
Foto 13. Rochas básicas da Formação Serra Geral alteradas, com aspecto de esfoliação esferoidal (“acebolamento”) (ponto pt 88, próximo às margens do Rio Passa Cinco, porção central da Estrutura de Pitanga)	55
Foto 14. Quedas d’ água em rochas da Formação Serra Geral (ponto 235, Sul da área)	57

- Foto 15. Diamictitos conglomeráticos da Formação Itaqueri com clastos de quartzo, rocha básica, etc (ponto 277, Serra de São Pedro)57
- Foto 16. Sedimentos areno-argilosos com níveis conglomeráticos da Formação Rio Claro (ponto pt 02, SP-191, próximo a Rio Claro)59
- Foto 17. Depósitos de cascalhos de natureza silicosa (clastos de quartzo, quartzito e silexito), arredondados, sustentados por clastos (ponto 146, próximo a Laras)61
- Foto 18. Detalhe dos clastos arredondados de quartzo, quartzito e silexito do ponto 146, próximo a Laras61
- Foto 19. Depósitos de cascalhos constituídos por clastos de quartzo, quartzito e silexito com intercalações de lentes arenosas (ponto 146, próximo a Fazenda Pau Cavallo, Sudoeste da área)62
- Foto 20. Sedimentos de cobertura de matriz areno argilosa com níveis conglomeráticos formados por quartzito, silexito (ponto 137, próximo a Laras)63
- Foto 21. Sedimentos de cobertura com nível de seixos lateritizados na matriz areno-argilosa com “pelotas” de argilito espalhados no material (ponto 324, Serra de Itaqueri)64
- Foto 22. Detalhe da matriz cimentada com presença de “pelotas” de argilito (ponto 324, Serra de Itaqueri)64
- Foto 23. Conglomerado polimitico constituído por seixos e matacões de rochas básicas, quartzo e fragmentos de canga laterítica, dispostos sobre sedimentos da Formação Pirambóia (ponto 323, terraço do ribeirão da Lapa, Serra de Itaqueri)65
- Foto 24. Aspecto do padrão subdendrítico do rio Passa Cinco de canal estreito, próximo a sua nascente (Serra de Itaqueri) na confluência com o rio Pirapitinga, ponto 290,)71
- Foto 25. Vista geral do relevo suave e colinoso da área de estudo com altitudes entre 500 e 600 metros79
- Foto 26. Paisagem do relevo de colinas amplas evidenciando ao fundo as serras do Pau d’ Alho e da Floresta79
- Foto 27. Trecho de vale abandonado (próximo à localidade de Ferraz, Norte de Rio Claro)79
- Foto 28. Leito rochoso do rio Passa Cinco (Formação Tatuí) e paleoterraço aluvionar (conglomerados polimiticos, embaixo da ponte na rodovia Rio Claro-Ipeúna, ponto pt 35)80

- Foto 29. Feição morfotectônica do tipo vale suspenso, controlado por direções NW (próximo ao ponto 335, Estrutura do Pau d' Alho)80
- Foto 30. Feição morfotectônica do tipo facetas trapezoidais (próximo ao ponto 179, na porção Norte da região da Estrutura de Pitanga)80
- Foto 31. Par de falhas normais afetando os siltitos avermelhados da Formação Tatuí e “acomodando” os conglomerados do terraço aluvionar (ponto pt 35, à margem do rio Passa Cinco, Rodovia Rio Claro – Ipeúna)93
- Foto 32. Plano de falha normal com superfície estriada, em siltitos vermelhos arroxeados da Formação Tatuí (ponto pt 35, embaixo da ponte do rio Passa Cinco, Rodovia Rio Claro-Ipeúna)93
- Foto 33. Par conjugado de fraturas formando falhas de empurrão (superfície estriada e bloco central abatido) nos siltitos arroxeados da Formação Tatuí, envolvendo conglomerados neocenozóicos do paleoterraço do Rio Passa Cinco (ponto pt35, Rodovia Rio Claro-Ipeúna)93
- Foto 34. Detalhe da foto anterior, mostrando o plano de falha (ponto pt35, Rodovia Rio Claro-Ipeúna)94
- Foto 35. Falha em sedimentos da Formação Rio Claro, atingindo o pacote de diamictitos (fluxo de detritos) e não se propagando para o pacote superior, mas controlando a maior espessura dos arenitos sobrejacentes (ponto pt34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, descida para o Rio Passa Cinco)94
- Foto 36. Detalhe da foto anterior, mostrando o plano de falha (a caneta está paralela às estrias) ponto pt 34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna94
- Foto 37. Outro detalhe do plano de falha da foto 36, mostrando a superfície estriada e os clastos falhados (ponto pt34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna)95
- Foto 38. Fraturamento subvertical de pacote de argilito arenosos da Formação Rio Claro (ponto pt16, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, descida do Rio Passa Cinco)95
- Foto 39. Contato da Formação Corumbataí com a Formação Rio Claro, muito irregular, marcado por falha e dobra (ponto 262)97
- Foto 40. Detalhe da foto anterior, evidenciando o desnivelamento do piso da Formação Corumbataí em contato com a Formação Rio Claro (ponto 262)97

- Foto 41. Detalhe da foto 40, evidenciando o desnivelamento da Formação Corumbataí em contato com a Formação Rio Claro (ponto 262, saída da SP 191 para Jacutinga)97
- Foto 42. Falha inversa nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 332, Rodovia SP- 191, entre Rio Claro e Batovi) 98
- Foto 43. Destalhe do deslocamento da falha inversa nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (Rodovia SP-191, entre Rio Claro e Batovi, ponto 332) 98
- Foto 44. Detalhe das camadas dobradas relacionadas a falha inversa nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 332, Rodovia Rio Claro-Ipeúna) 98
- Foto 45. Detalhe das camadas dobradas e onduladas, evidenciando superfície de deslocamento marcada por estrias (ponto 332, Rodovia Rio Claro-Ipeúna) 99
- Foto 46. Sistemas de falhas normais sobre estratos silicificados da Formação Irati (Membro Assistência), promovendo o desenvolvimento de arranjo em dominó, com rotação dos blocos falhados (trevo de Assistência, rodovia SP-127, ponto 482)102
- Foto 47. Outro aspecto da foto anterior, mostrando os blocos falhados e zonas de maior deformação (>rejeito). Trevo de Assistência, SP-127, ponto 482102
- Foto 48. Detalhe da foto anterior com destaque para o plano de falha (Trevo de Assistência, SP-127, ponto 482)103
- Foto 49. Falha inversa deslocando a camada silicificada, com indicação de desenvolvimento pós a formação do pacote de cobertura de alteração, pois o mesmo também encontra-se falhado (Trevo de Assistência, SP-127, ponto 482)103
- Foto 50. Estrutura em “flor negativa” nos siltitos da Formação Tatuí (ponto pt115, próximo a Paraisolândia, Estrutura de Pitanga)105
- Foto 51. Siltitos arroxeados do Grupo Itararé, exibindo filhas inversas de médio a alto ângulo (Córrego Covitinga, Sul de Ipeúna, ponto pt 108, Estrutura de Pitanga)105
- Foto 52. Siltitos maciços da Formação Corumbataí evidenciando fraturamento bem marcado, associado a falhas normais (ponto pt25, próximo a Piracicaba)108
- Foto 53. Siltitos da Formação Corumbataí exibindo falha normal mergulhando para dentro da cava, e falha transcorrente dextral

(subvertical) cortando os planos de falhas normais (ponto pt25, região de Piracicaba, Estrutura de Pitanga)	108
Foto 54. Detalhe do fraturamento intendo associado à falha transcorrente da foto anterior (ponto 25, região de Piracicaba, Estrutura de Pitanga)	109
Foto 55. Vista do alto do plano de falha normal das fotos 53 e 54, cortado pelas falhas transcorrentes subverticais (ponto 25, região de Piracicaba, Estrutura de Pitanga)	109
Foto 56. Deslocamento vertical do pacote de conglomerado do paleoterraço aluvionar (leito do rio Corumbataí, próximo à localidade de Recreio, ponto 484, Estrutura de Pitanga)	110
Foto 57. Detalhe do deslocamento vertical nos conglomerados do paleoterraço (leito do rio Corumbataí, ponto 484, próximo à localidade de Recreio)	110
Foto 58. Siltitos da Formação Corumbataí exibindo falha de empurrão (cavalgamento), associados às falhas de alto ângulo (estrutura tipo “flor positiva”, ponto 05, Estrutura de Artemis)	118
Foto 59. Detalhe dos planos de cavalgamento da foto 58 (ponto 05, Estrutura de Artemis)	118
Foto 60. Dobra nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí associada a falha inversa (ponto 08, Rodovia Piracicaba-São Pedro, Estrutura de Artemis).....	120
Foto 61. Detalhe do plano de falha inversa marcado por estrias da foto anterior (ponto 08, Rodovia Piracicaba-São Pedro)	120
Foto 62. Rochas básicas formando cachoeira e apresentando planos de falhas normais e inversas (ponto 334, próximo à Serra da Floresta, Estrutura do Pau d’ Alho)	128
Foto 63 – Deslocamentos nas rochas da Formação Pirambóia formando pequenos planos de falhas normais e inversas associadas às rochas básicas (ponto 333, próximo a Serra da Floresta)	129
Foto 64. Camadas dobradas nos arenitos da Formação Pirambóia (ponto 41, próximo à Serra do Pau d’ Alho)	131
Foto 65. Pequenas falhas normais escalonadas nos arenitos da Formação Pirambóia (ponto 41, próximo à Serra do Pau d’ Alho)	131
Foto 66. Detalhe das falhas normais escalonadas da foto anterior (ponto 41, próximo à Serra do Pau d’ Alho)	131

- Foto 67. Pequenas falhas normais no nível mais ferruginoso dos arenitos da Formação Pirambóia (ponto 339, próximo ao Morro do Capitão, Estrutura do Pau d' Alho) 139
- Foto 68. Camadas da Formação Irati, inclinadas em até 75° nas proximidades das falhas principais que definem a Estrutura de Jibóia (ponto 304, próximo a Saltinho) 141
- Foto 69. Detalhe da inclinação das camadas da Formação Irati, associada a falha principal da Estrutura de Jibóia (ponto 304, próximo a Saltinho) 141
- Foto 70. Detalhe da inclinação das camadas da Formação Irati (em até 75°), com evidência de zona brechada nas proximidades das falhas principais que definem a Estrutura de Jibóia (ponto 304, próximo a Saltinho) 141
- Foto 71. Dobras e inclinação das camadas da Formação Irati associadas a falha normal que limita a porção NE da Estrutura de Jibóia, colocando ao lado dos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 363, Rodovia Saltinho-Tietê) 142
- Foto 72. Detalhe das dobras e inclinação das camadas da Formação Irati associadas a falha normal que limita a porção NE da Estrutura de Jibóia, colocando ao lado dos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 363, Rodovia Saltinho-Tietê) 142
- Foto 73. Detalhe da zona brechada da falha normal que marca o contato da Formação Irati com a Formação Corumbataí (ponto 363, Rodovia Saltinho-Tietê) 142
- Foto 74. Pedreira de extração de argila para cerâmica, da Formação Corumbataí evidenciando a estratificação horizontal deformada na porção central da foto (ponto 254, próximo a Saltinho) 144
- Foto 75. Dobra e falhas de empurrão reconhecidas pela deformação dos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho) 144
- Foto 76. Camadas dos siltitos argilosos de coloração vermelho arroxeada da Formação Corumbataí deformadas por falha de empurrão (ponto 254, próximo a Saltinho) 144
- Foto 77. Detalhe das camadas dobradas e da falha de empurrão da foto anterior (ponto 254, próximo a Saltinho) 145
- Foto 78. Detalhe de dobra policlinal associadas às falhas de empurrão reconhecida nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho) 145

- Foto 79. Detalhe dos planos de falhas de empurrão e dobras associadas nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho) 145
- Foto 80. Detalhe de rejeito de falha inversa na camada esbranquiçada da Formação Corumbataí e ao fundo plano de falha inversa marcado pela presença de superfície estriada e polida (ponto 254, próximo a Saltinho) 146
- Foto 81. Detalhe do plano de falha de empurrão nos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho) 146
- Foto 82. Detalhe do plano de falha de empurrão nos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho) 146
- Foto 83. Falha de empurrão nos siltitos esverdeados da Formação Tatuí, próximo a linha de falha principal da Estrutura de Jibóia (ponto 206) 147
- Foto 84. Detalhe da falha de empurrão da foto anterior nos siltitos esverdeados da Formação Tatuí, próximo a linha de falha principal da Estrutura de Jibóia (ponto 206) 147
- Foto 85. Vista lateral do conjunto de falhas normais em siltitos laminados do Membro Taquaral da Formação Irati (proximidades de Mumbuca) 148
- Foto 86. Vista superior das falhas da foto anterior (foto 85), exibindo o padrão de superfície estriada e família de juntas subverticais 148

RESUMO

Os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia, localizados na borda leste da Bacia do Paraná, centro do Estado de São Paulo, foram estudados com ênfase ao papel das falhas na configuração geométrica e cinemática, com o propósito de avançar no entendimento da evolução tectônica da região. O padrão estrutural principal da área é caracterizado por zonas de falhas de orientação preferencial NW-SE, que promovem soerguimentos e abatimentos de blocos e formam altos e baixos estruturais. As unidades litoestratigráficas mais antigas afloram ao lado das mais jovens e formam o arranjo geométrico principal. Falhas direcionais NE-SW e E-W também aparecem na estruturação regional, com menor importância. Feições de reativação e ressurgência ocorrem em vários destes conjuntos. O quadro morfoestrutural da área apresenta relação com os principais feixes de lineamentos tectônicos NW-SE, E-W e NE-SW. O quadro evolutivo é resultado de pelo menos quatro eventos tectônicos: o primeiro reconhecido para falhas associadas aos depósitos sedimentares da Formação Tatuí, com indicação de falhas normais NW-SE; o segundo é marcado por falhas e fraturas preenchidas por rochas básicas de orientação NW-SE, apontando para uma deformação pré- a sin-magmatismo basáltico juro-cretáceo com distensão próximo a NE-SW; o terceiro é marcado por falhas normais NE-SW, que controlam a sedimentação de coberturas cenozóicas (Formação Rio Claro). O último evento é reconhecido através de levantamento de falhas que deformam as coberturas sedimentares superficiais e pela distribuição espacial de feições morfotectônicas e feições anômalas da rede de drenagem, como capturas, inflexões, assimetria, meandros abandonados, relacionadas aos soerguimentos e basculamentos de blocos que ocorrem ao longo das principais falhas que formam os altos estruturais estudados.

ABSTRACT

The Pitanga, Artemis, Pau d' Alho and Jibóia structural highs, located on the eastern border of the Paraná Basin in the central part of São Paulo State, were studied emphasizing the role of faults in the geometrical configuration and their kinematic behavior. The major structural pattern is characterized by faults with NW-SE preferred orientation, promoting tilting, uplifting and down dropping of blocks, leading to older stratigraphic units cropping out beside younger ones. Subordinate NE-SW and E-W strike-slip faults are recognized as part of the structural pattern as well. Reactivation features occur along all the fault sets and a total of four tectonic events are recognized. The first one occurs along syn-sedimentary normal NW-SE faults that resulted in the deposition of the Tatuí Formation. The second event is characterized by faults and fractures filled by basic rocks, interpreted to be pre- to syn-deformation (NE-SW trending distension) associated with Juro-Cretaceous basaltic rift volcanism. In the third tectonic event NE-SW normal faults were activated resulting in the deposition of the Cenozoic Rio Claro Formation. Finally, the fourth and last event was associated with neotectonics that deformed surface sedimentary cover and influenced the current distribution of morphotectonic features, drainage patterns and the general landscape.

1. INTRODUÇÃO

Os altos estruturais localizados na porção nordeste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, têm despertado interesse de vários pesquisadores desde a época dos primeiros levantamentos geológicos, que objetivavam pesquisar petróleo, resultando assim em diversas e controversas interpretações até hoje. Trabalhos de WASHBURNE (1930 *apud* SOARES, 1974), ALMEIDA & BARBOSA (1953), SOARES (1973), até mesmo trabalhos mais recentes como os de RICCOMINI (1995), mostram que a investigação sobre a atividade tectônica que resultou nestas estruturas constitui importante subsídio para o conhecimento da evolução tectônica da Bacia do Paraná.

Dentre estas feições na Bacia do Paraná, destacam-se os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia.

Este estudo visa contribuir para o entendimento desses altos estruturais (Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia), sob o ponto de vista da geometria e cinemática que os geraram, deduzidas pelo mapeamento dos conjuntos litoestratigráficos, das falhas e do arranjo do acamamento.

A abordagem estrutural, ou seja, o reconhecimento da importância das falhas na organização geométrica destas estruturas, foi acentuada na década de 70, com destaque para os trabalhos de SOARES (1973), CASTRO (1973) e BÓRIO (1973), e mais recentemente têm-se os trabalhos de RICCOMINI (1995) e SOUSA (1997).

Para o estudo do relevo envolvendo a sedimentação, a tectônica e o clima, destacam-se os trabalhos de: FULFARO *et al.* (1967), BJÖRNBERG & GANDOLFI (1974), PENTEADO (1976), HASUI (1990), FACINCANI *et al.* (1994), HASUI *et al.* (1995), RICCOMINI (1995), PIRES NETO (1996) e FACINCANI (2000).

1.1. A Problemática

A estrutura do Pau d' Alho tem suas principais falhas cartografadas em mapeamentos realizados anteriormente, no entanto, não são reconhecidas a classificação e tipologia destas falhas, acontecendo o mesmo com as estruturas de Jibóia e Artemis. Para a estrutura de Pitanga, SOUSA (1997) apresentou sua caracterização estrutural e geométrica, reconhecendo a atividade e reativação das falhas em épocas distintas desde o Permo-Carbonífero até o Cenozóico, com indicação de movimentação normal e de componente transcorrente em diferentes épocas. A hierarquização temporal das falhas foi possível graças ao reconhecimento das unidades deformadas. A análise cinemática foi montada com base no reconhecimento dos planos e estrias de falhas e do sentido de movimento.

Para as estruturas do Pau d' Alho, Artemis e Jibóia, que mostram evidências de falhas com movimentação normal, nenhum autor identificou atividade geológica de falhamentos transcorrentes nestas estruturas. No entanto, segundo RICCOMINI (1995), os alinhamentos estruturais reconhecidos na Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, que apresentam direções WNW, NW e NNW influenciaram tanto a distribuição sedimentar, como os focos do magmatismo alcalino e dos altos estruturais, reconhecendo ao longo dos principais alinhamentos regionais movimentos normais e transcorrentes.

1.2. A Motivação

Os afloramentos de rochas da base da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, que definem os altos estruturais acima indicados, chamaram a atenção de vários pesquisadores, principalmente para a pesquisa e exploração de hidrocarbonetos. O fato de estes altos se associarem aos grandes alinhamentos regionais da Bacia do Paraná também chamou a atenção de RICCOMINI (1995).

Estes altos estruturais estão inseridos em terrenos paleozóicos e mesozóicos e a caracterização de importantes falhas (geometria, orientação de planos e estrias, sentido de movimento, deformação imposta nos blocos adjacentes) que permita rastrear a evolução do campo de esforços que as gerou e a relação com a geração e deformação dos depósitos sedimentares, poderá demonstrar o caráter regional dos deslocamentos e assim esclarecer a formação e evolução destas estruturas.

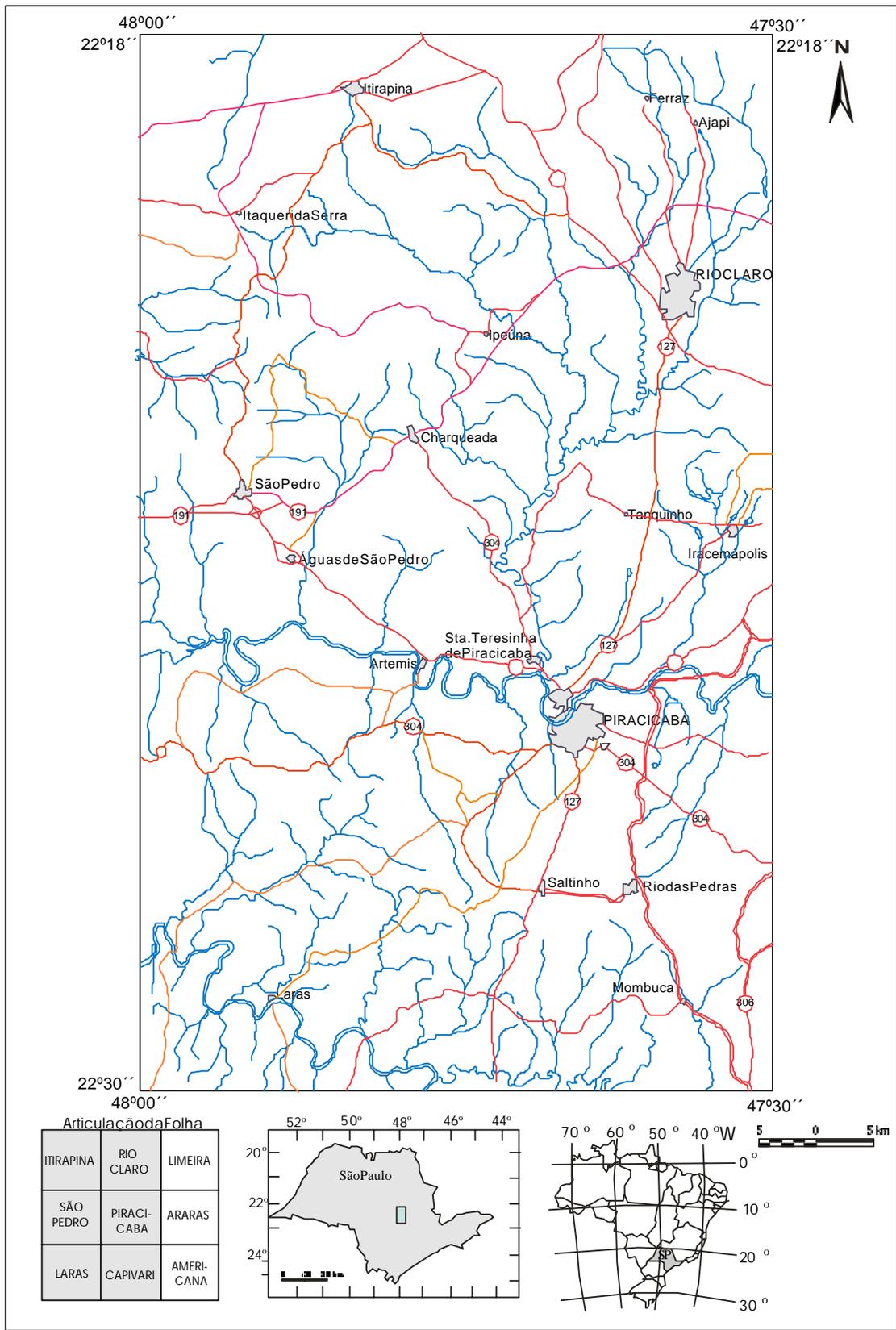
Sendo assim, a investigação do quadro geológico evolutivo regional, com a preocupação de reconhecer diferentes atividades tectônicas das estruturas em diferentes tempos geológicos, com base na geometria, cronologia relativa e cinemática, deve contribuir para o entendimento desta porção da Bacia do Paraná.

1.3. Área de Estudo

A área selecionada para estudo situa-se no flanco nordeste da Bacia do Paraná, porção central do Estado de São Paulo e da Depressão Periférica Paulista, compreendendo grande concentração de altos estruturais (SOARES, 1974), como os altos de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia.

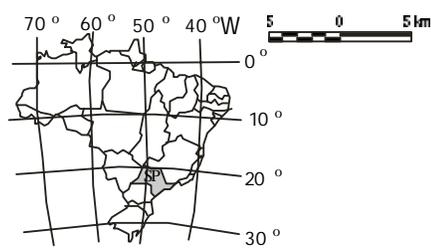
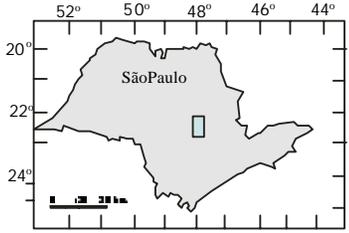
Está compreendida entre as coordenadas 22°15" e 23°00" de latitude S e 47°30" e 48°00" de longitude W. Abrange uma área aproximada de 4000 km², ocupando as folhas topográficas de Rio Claro, Piracicaba, Capivari, Itirapina, São Pedro e Laras na escala 1:50.000, (IBGE, 1969).

As principais vias de acesso que permitem fácil acesso a área são dadas pelas rodovias SP-191, que liga Rio Claro a Ipeúna; SP-127, que liga Rio Claro a Piracicaba; rodovia SP-304, que liga Piracicaba a Artemis e a São Pedro; SP-310 (Washington Luís) que leva a Itirapina; SP-308, que liga o município de Charqueada a Piracicaba, além de inúmeras estradas secundárias, pavimentadas (Figura 01).



Articulação da Folha

ITIRAPINA	RIO CLARO	LIMEIRA
SÃO PEDRO	PIRACICABA	ARARAS
LARAS	CAPIVARI	AMERICANA



1.4. Objetivos

O escopo deste estudo consiste na realização de estudos tectônicos na região compreendida entre Rio Claro, Capivari, São Pedro e Limeira, porção central do Estado de São Paulo, para caracterizar a geometria dos altos estruturais selecionados existentes na região (Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia) e contribuir no conhecimento da cinemática da formação dessas estruturas.

A partir do escopo deste trabalho, têm-se os seguintes objetivos:

1. investigações específicas no conhecimento do padrão geométrico, cinemático das estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia, através da identificação das falhas e a análise dos seus planos, estrias e sentido do movimento e ainda a investigação do papel destas fraturas na formação, deformação e preservação do conjunto de rochas e coberturas sedimentares que ocorrem na área,

2. Caracterização da conformação geométrica desenhada pelo acamamento das rochas sedimentares, as principais descontinuidades dos corpos litológicos, as possíveis inclinações de camadas e basculamentos de blocos, associados ou não a estas descontinuidades,

3. Investigação sobre os diferentes campos de esforços para os conjuntos de falhas reconhecidos com aplicação de análise de populações de falhas, pelas técnicas de ARTHAUD (1969) e dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977),

4. Investigação do quadro geomorfológico da região, através de técnicas de análise de rede de drenagem e dos sistemas de relevo, com vistas ao estabelecimento das unidades morfotectônicas que permitam uma comparação do quadro evolutivo estrutural com o quadro geomorfológico atual, procurando reconhecer estruturas que condicionem ou condicionaram a paisagem atual.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

O plano de trabalho foi conduzido segundo as atividades abaixo indicadas:

2.1. Aquisição e análise da documentação existente

Envolveu o levantamento bibliográfico acerca da geologia da região visando a caracterização mais detalhada da área, destacando os trabalhos referentes aos estudos de Geologia Estrutural e Tectônica, Estratigrafia, Sedimentologia, entre outros (relatórios, artigos, dissertações e teses). Fez-se também a aquisição dos mapas geológicos e geomorfológicos disponíveis, dos mapas topográficos em escalas 1:50.000 e 1:250.000, fotografias aéreas em 1:60.000 e imagens de satélite-LANDSAT (Bandas 3,4 e7), composição colorida em escala 1:250.000 (1997).

Para a extração dos elementos estruturais, contatos geológicos, elementos de drenagem e relevo, foi utilizada a fotointerpretação através de análises de fotografias aéreas na escala 1:60.000 (levantamento USAF – 1969), além da compilação de mapas geológicos já existentes nas escalas 1:50.000 e 1:100.000.

As folhas topográficas de Rio Claro, Piracicaba, Itirapina, São Pedro, Capivari, Laras, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE em escala 1:50.000, foram utilizadas em primeiro plano como base para o caminhamento e levantamento dos dados na fase de campo e também para a confecção do mapa base.

2.2. Fotointerpretação

Para o trabalho de fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:60.000 (USAF/FAB, 1969).

O trabalho de fotointerpretação foi efetuado preliminarmente e revisado paralelamente às atividades de campo, para uma melhor

interpretação, principalmente em relação à identificação de litologia, mapeamento das coberturas cenozóicas, lineamentos estruturais, falhas e ainda feições neotectônicas. Esta análise seguiu procedimentos apresentados por SOARES & FIORI (1976).

2.3. Trabalhos de campo

A fase de campo foi realizada com auxílio dos mapas preliminares e consistiu inicialmente da integração regional, da revisão dos principais traços litológicos e estruturas regionais e ainda o reconhecimento de novas estruturas.

Esta etapa consistiu basicamente de caracterização litológica e estrutural com a descrição e caracterização dos afloramentos (tipos de rochas presentes e suas relações), reconhecimento das estruturas, enfocando principalmente o detalhamento de cada estrutura a ser estudada e obtenção de medidas de planos de falhas (das estrias e sentido de movimento), fraturas para a elaboração dos diagramas estruturais e estruturas do acamamento, além da observação da distribuição das unidades litológicas e de outras estruturas deformacionais, incluindo também o estudo das coberturas sedimentares.

Foi dada ênfase ao reconhecimento e mapeamento de falhas, atentando para a sua geometria e cinemática, procurando reconhecer sua tipologia com base nas estrias e sentido de movimento, de modo a permitir a dedução de cinemática das falhas e do conjunto. As litologias afetadas pela estrutura permitiram deduzir, para alguns casos, a época de sua formação (ou reativação) devido ao conjunto litoestratigráfico deformado. Alguns casos de falhas sindeposicionais puderam ser reconhecidos, ajudando a entender a importância de alguns dos principais alinhamentos.

2.4. Trabalhos de escritório

As folhas topográficas na escala 1:250.000 de Campinas e Bauru (IBGE, 1980) foram utilizadas para extração da rede de drenagem e de relevo, elaborando-se os mapas de drenagem e de alinhamentos de drenagem. O tratamento para obtenção das orientações preferenciais desses lineamentos foi feito através da rotina ROSETA LISP com diagramas de frequência acumulativa e de comprimento cumulativo. Esta atividade foi auxiliada com as imagens de satélite. em escala 1:250.000. com ênfase para à delimitação dos grandes traços regionais.

Para a elaboração do mapa de drenagem, foi extraída a rede de drenagem de seis folhas topográficas (Itirapina, Rio Claro, São Pedro, Piracicaba, Laras, Capivari, todas na escala 1:50.000). Este mapa de drenagem foi complementado com a extração da drenagem das fotos aéreas na escala 1:60.000. A abordagem principal deste mapa foi a identificação, classificação e interpretação do padrão geral e das feições anômalas, tais como cotovelos, confluências, capturas, que representem perturbações, comumente associadas a efeitos neotectônicos, seguindo propostas de SOARES & FIORI (1976); HOWARD (1967); PENTEADO (1968); OUCHI (1985); SUMMERFIELD (1987, 1991); STEWART & HANCOCK (1994); KELLER & PINTER (1996). A identificação dos padrões de drenagem foi realizada segundo a classificação de HOWARD (1967), cujos resultados são apresentados mais adiante.

O mapa de lineamentos foi obtido a partir dos traçados de alinhamentos de drenagem e relevo na escala 1:50.000, da análise de fotos aéreas (1:60.000) e imagens de satélite (1:250.000). Para análise da orientação preferencial foi utilizada a rotina automática (ROSETA. LISP).

Com o uso do programa AUTOCAD foram confeccionados os diversos mapas: afloramentos visitados (APÊNDICE I), geológico (APÊNDICE II), estrutural (APÊNDICE III), drenagem (figura 10), lineamentos (figura 13) e morfoestrutural (figura 15).

Para a elaboração dos mapas Geológico e Estrutural (apresentado na escala 1:100.000), foram compilados dados de trabalhos anteriores

(CASTRO 1973; BÓRIO 1973; ABOARRAGE *et al.* 1986, ZAINÉ 1994, MELO 1995, SOUSA 1997 e FACINCANI 2000), integrados em uma base comum, revisados e modificados conforme desenvolvimento dos trabalhos de campo (utilizando técnicas convencionais de mapeamento geológico).

Os dados estruturais (medidas de plano de falhas, estrias e sentido de movimento, fraturas, inclinação do acamamento) foram tratados de acordo com os conceitos de Geologia Estrutural com apoio de técnicas informatizadas como o programa STERONET, as técnicas de ARTHAUD (1969) e dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977), com apoio do programa TRADE (YAMAMOTO & PEREIRA JR, 1984 *apud* CARNEIRO 1996) para a abordagem dos padrões geométrico e cinemático.

O Modelo Digital do Terreno (MDT) foi construído a partir do arquivo de extensão “dwg” referente ao mapa topográfico digitalizado, o qual foi tratado com a rotina em autolisp “vert.lsp” e exportado para o programa Surfer, onde construiu-se um modelo simplificado. O arquivo “grd” do Surfer foi importado para o programa Geo3view, onde se construiu um modelo mais sofisticado com a sobreposição de informações geológicas e fisiográficas na superfície tridimensional, seguindo metodologia de EBERT *et al.* (1999).

O texto final consta dos resultados e discussões da interpretação de todos os dados obtidos.

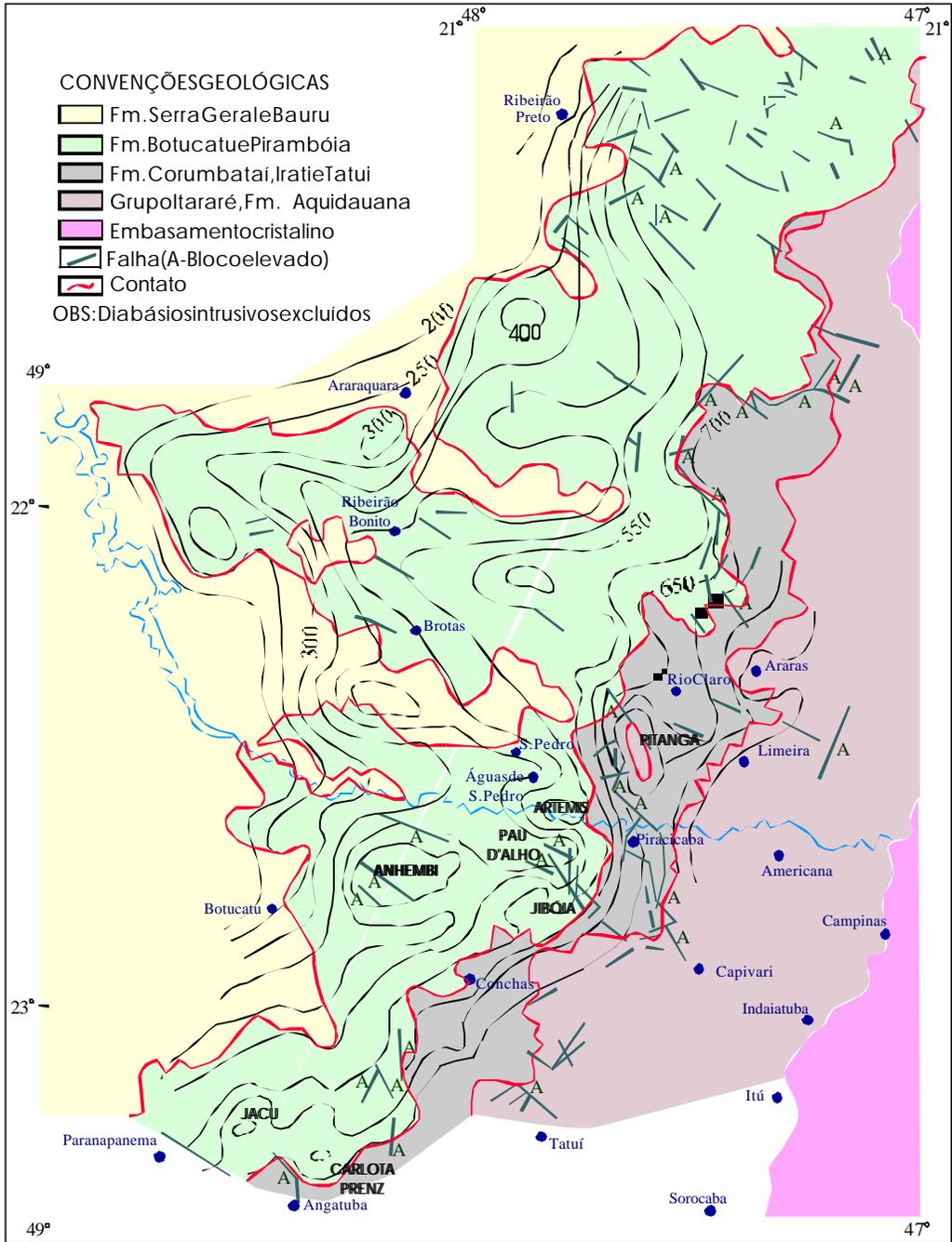
3. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Paraná é uma vasta bacia intracratônica sul-americana, desenvolvida completamente sobre crosta continental, preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas, cujas idades variam entre o Siluriano e o Cretáceo (ALMEIDA 1967).

A estratigrafia da Bacia do Paraná consiste, basicamente, de cinco seqüências deposicionais principais, que variam, em idade, do Ordoviciano ao Cretáceo. O preenchimento sedimentar é predominantemente siliciclástico capeado por um volumoso derrame de lavas basálticas. Este conjunto de rochas sedimentares e vulcânicas representa a superposição de pacotes depositados, no mínimo, em três diferentes ambientes tectônicos, que ocorreu durante a dinâmica de placas que conduziu a evolução do Gondwana no tempo geológico (ZALÁN *et al.* 1990).

A região em estudo apresenta rochas de idades que variam desde o Permo-Carbonífero (Grupo Itararé, Formação Tatuí, Formação Irati e Formação Corumbataí) até o Cretáceo Superior, incluindo os derrames de rochas básicas (Formação Pirambóia, Formação Botucatu, Formação Serra Geral e Formação Itaqueri) e ainda os sedimentos neocenozóicos (Formação Rio Claro e coberturas associadas, e aluviões).

A borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo é marcada por vários altos estruturais (figura 02), que expõem sedimentos mais antigos em suas porções centrais. Desde os anos 20 estas estruturas têm sido motivo de estudos por parte de geólogos que objetivavam pesquisa de petróleo.



3.1. Quadro Tectônico das Estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia

- **Estrutura de Pitanga:** os geólogos da antiga Comissão Geográfica e Geológica de São Paulo (1929 *apud* ALMEIDA & BARBOSA 1953), mapeando a região de Piracicaba, observaram uma estrutura anticlinal no vale do rio Corumbataí, e, a partir daí, esta estrutura recebeu várias interpretações. Alguns autores relacionaram-na a dobramentos, a falhamentos e até mesmo a conjunção de falhamentos e dobramentos (MORAES REGO 1930; OPPENHEIM & MALAMPHY 1936; SOARES 1974; FULFARO *et al.* 1982; RICCOMINI *et al.* 1991).

O mapa geológico de detalhe da região foi elaborado por ANDRADE & SOARES (1971) durante levantamentos geológicos na região de Rio Claro e Piracicaba. Estes autores verificaram a relação do alçamento das camadas mais antigas com o sistema de falhas Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna de direção aproximada N10°W e sistema de falhas Passa Cinco-Cabeça, direcionado N45°W, definindo a Estrutura de Pitanga.

RICCOMINI *et al.* (1991b) e RICCOMINI & VASSILIOU (1993) caracterizaram importantes movimentos transcorrentes dextrais e sinistrais nos falhamentos localizados tanto no interior desta estrutura como na sua borda oeste.

Segundo SOUSA (1997), a Estrutura de Pitanga é caracterizada por uma feição assimétrica, com o flanco oeste marcado por falhas, e o flanco leste marcado por ligeira inclinação de camadas. No interior da estrutura ocorrem ainda baixos intercalados, também marcados por falhas e inclinação de camadas. Reconheceu ainda pelo menos três etapas para o desenvolvimento das falhas formadoras desta estrutura, ou seja, a primeira etapa seria marcada por falhas normais apontando para distensão aproximada E-W, a segunda marcada por falhas sindeposicionais à Formação Rio Claro com indicação de tectônica distensiva e a terceira marcada por falhas que deformam a Formação Rio Claro (falhas inversas e transcorrentes).

- **Estrutura de Artemis:** esta estrutura foi descoberta por ANDRADE & SOARES (1971) quando realizavam trabalhos de mapeamento geológico de semi-detalle na Bacia do Paraná. Segundo BÓRIO (1973), esta estrutura é caracterizada pela presença de sedimentos da Formação Corumbataí na faixa de afloramentos da Formação Pirambóia. A forma desta estrutura é ligeiramente arqueada com seu eixo maior cortado pelo rio Piracicaba e mergulhos divergentes próximos à desembocadura do Ribeirão Limoeiro. A estrutura de Artemis assemelha-se a uma dobra descontínua, pois além de ser uma estrutura isolada, também não apresenta o sinclinal correspondente. Este tipo de estrutura seria muito comum em bacias intracratônicas, segundo BELOUSSOV (1962 *in* BOSIO 1973).

Segundo SOARES (1974), a estrutura de Artemis teve sua origem a partir de esforços tectônicos, sem nenhum efeito por levantamento de rochas intrusivas. Como não foram observadas variações faciológicas nas rochas das formações Corumbataí e Pirambóia nesta estrutura, é provável que este tectonismo não tenha sido contínuo no tempo e possivelmente foi contemporâneo ou posterior ao vulcanismo basáltico.

- **Estrutura do Pau d' Alho:** esta estrutura foi descrita pela primeira vez por WASHBURNE (1930) que a definiu como anticlinal. Segundo CASTRO (1973) a estrutura do Pau d' Alho não é um domo nem um anticlinal, mas um alto estrutural formado por um sistema de falhas normais de orientação NW que gerou deslocamentos e basculamentos de blocos, do tipo *horst*. Quando os falhamentos são escalonados os blocos centrais da estrutura, formados por rochas da Formação Corumbataí, são alçados ao mesmo nível das rochas da Formação Pirambóia.

SOARES (1974) descreveu esta estrutura como um sistema de *horst* e *graben* situado no divisor de águas de Piracicaba e Tietê com falhas de direção principal N40°-50°W. Segundo o autor, a disposição dos mergulhos confirma uma estrutura de falhas com camadas adernadas em várias direções, influenciando inclusive as feições geomorfológicas.

- **Estrutura de Jibóia:** SOARES (1974) definiu este bloco soerguido a sul do Monte Branco e a norte da Falha do Monte Branco como Milhã, relativa a Fazenda do mesmo nome. Esta estrutura ocorre a SE das falhas do Alto Estrutural do Pau d' Alho, representando uma "extensão" desta estrutura, principalmente por ser limitada a SW pela falha do Monte Branco que também margeia a Estrutura do Pau d' Alho.

A Estrutura de Jibóia é formada por falhas normais paralelas com orientação em torno de N45°W que a limitam a SW e NE fazendo com que as rochas da Formação Corumbataí sejam alçadas ao mesmo nível das rochas da Formação Pirambóia.

No prolongamento para SE deste sistema de falhas ocorre uma estrutura em forma de *graben* que foi considerada neste trabalho como parte da Estrutura de Jibóia e que anteriormente foi denominada de "Serrote" por SOARES (1974). Esta estrutura é caracterizada por arranjos de blocos limitados por duas falhas paralelas, fazendo com que as rochas da Formação Corumbataí ocorram dentro da zona de afloramento das rochas da Formação Irati.

3.2. Quadro Tectônico Regional dos Altos Estruturais

O desenvolvimento estrutural da Bacia do Paraná foi influenciado durante a maior parte de sua história por duas direções principais N-NE e NW (ALMEIDA *et al.* 1981), e localmente pela orientação E-W (FULFARO *et al.* 1982), sendo que a direção NW determinou a orientação de estruturas de grande porte refletindo feições muito antigas do embasamento, como as falhas de Itu, Pirai, Cururu e Cachoeira (PIRES NETO, 1996).

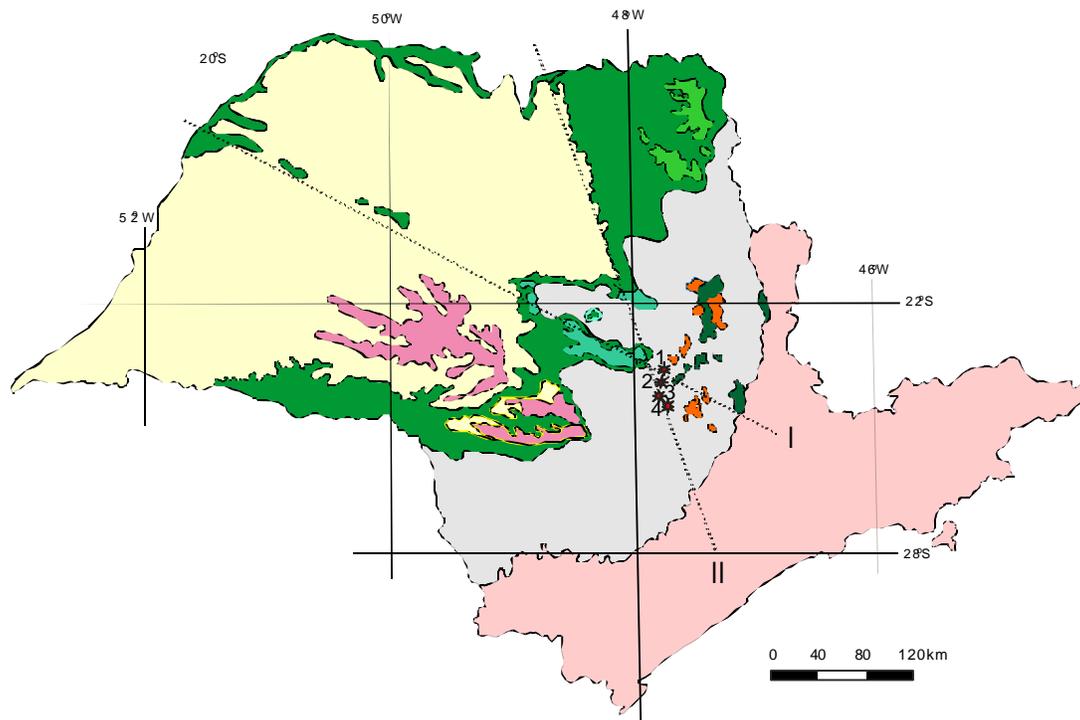
A direção NNE-NE tem baixa densidade, porém é bem marcada e é representada por vários lineamentos, associados a importantes estruturas brasileiras da borda leste da Bacia do Paraná como as falhas de Jacutinga e Guaxupé (SOARES *et al.* 1982, CORDANI *et al.* 1984, HASUI *et al.* 1989, ZALAN *et al.* 1990 e MELO 1995).

Em função destas estruturas de grande porte, se desenvolvem algumas estruturas tectônicas como os altos estruturais que ocorrem na borda Leste da Bacia do Paraná, tendo como exemplo os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia no Estado de São Paulo, e o Alto de Quatiguá no Estado do Paraná, que está posicionado ao longo da zona de falha de Jacutinga (ROSTIROLLA *et al.* 2000), expondo sedimentos mais antigos em suas porções centrais.

SOARES (1974), no intuito de explicar a origem destas estruturas (Pau d' Alho, Jibóia, Pitanga, Artemis) aventou duas hipóteses, uma tectônica e outra atectônica. O autor sugeriu o arqueamento das estruturas provocado por intrusivas concordantes e por compactação diferencial sobre irregularidades paleotopográficas e para o caráter tectônico, a implicação de esforços horizontais ou verticais. Segundo ainda o autor, este tectonismo deveria estar associado à Reativação Wealdeniana (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior) que ocorreu concomitante ou logo após o vulcanismo basáltico.

FULFARO *et al.* (1982) consideram as estruturas dômicas contemporâneas ao soerguimento Jurássico-Cretáceo da região costeira adjacente à Bacia de Santos.

Segundo RICCOMINI (1995), os alinhamentos estruturais WNW, NW e NNW reconhecidos na Bacia do Paraná influenciaram na distribuição destes altos estruturais. Os altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia estão localizados nas proximidades do cruzamento do alinhamento do Rio Moji-Guaçu (COIMBRA *et al.* 1981) com o alinhamento do Tietê (SAAD, 1977) (figura 03).



I-AlinhamentodoRioTietê

II-AlinhamentodoRioMoji-Guaçú

* Altosestruturais (1-EstruturadePitanga;
2 - DomodeArtemis;3-HorstdePaud´alho,
4 - DomodeJibóia)

- Substratopré-cambriano,emparterecoberto
porsedimentoscenozóicos
- TerrenospaleozóicosemesozóicosdaBacia
doParaná,subjacentesaosderramesuperio-
resdaFormaçãoSerraGeral
- RochasvulcânicasdaFormaçãoSerraGeral
- Sillsdediabásio

- DepósitosrudáceosdaregiãodeFranca-
Pedregulho
- GruposCaiuéeBauru,nãodiferenciados
- FormaçãoMarília,GrupoBauru
- FormaçãoItaqueri
- FormaçãoRioClaroedepósitoscorrelatos

FULFARO *et al.* (1982) consideram a existência de fase tectônica compressiva ativa no final do Permiano que originou a Estrutura de Pitanga e as falhas inversas associadas, e no Jurássico Superior-Eocretáceo, estas estruturas foram reativadas.

ALMEIDA (1981) a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná durante o Paleozóico teria sido influenciada por eventos tectônicos compressivos de naturezas diversas que afetaram a margem ocidental do Gondwana, enquanto que durante o Mesozóico passou a ser mais marcantes as influências do tectonismo distensivo ligado ao processo de rompimento e separação da América do Sul e África. Segundo o autor, no Juro-Cretáceo os falhamentos NW foram reativados, os falhamentos NE não foram afetados e os lineamentos E-W se desenvolveram no início do Triássico, provavelmente relacionados com o desenvolvimento do Atlântico Sul, já que estes são paralelos às zonas de fraturas oceânicas.

Segundo RICCOMINI (1995), a história evolutiva para as deformações tectônicas encontradas nos sedimentos pós-gondwânicos do centro-leste de São Paulo é caracterizada pelo um binário dextral de orientação E-W com breves alternâncias para transcorrência sinistral de mesma direção, que ocorreu em função das taxas de abertura na cadeia Meso-Atlântica e subducção da placa de Nazca e que esta estruturação está relacionada a alinhamentos estruturais de direções WNW (alinhamento do rio Paranapanema, FULFARO 1974), NW (alinhamento do rio Tietê, SAAD 1977) e NNW (alinhamento do rio Mogi Guaçu, COIMBRA *et al.* 1981), configurando um padrão em blocos romboidais para a Bacia do Paraná no Estado de São Paulo.

Segundo ZALÁN *et al.* (1990) e MELO (1995) tanto as estruturas de orientação NW como as de direção NE apresentam evidências de movimentações tectônicas com componente horizontal predominantemente, atribuídas aos estágios finais do magmatismo Serra Geral.

3.3. Considerações sobre o quadro neotectônico

Segundo HASUI (1990), a conceituação de Neotectônica quanto ao tempo geológico abrangido, no Brasil, inclui apenas os processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, neste caso, remontando aos meados do Terciário, excluindo assim, as manifestações tectônicas do processo de abertura do oceano atlântico.

HASUI (1990) distingue dois regimes tectônicos no Cenozóico, o primeiro seria o regime divergente responsável pela formação das bacias tafrogênicas do Sudeste brasileiro, com direção geral de distensão NW-SE e, posteriormente o regime tectônico transcorrente gerado pela atuação de forças de um par conjugado dextral de direção E-W, causado pela rotação da Placa Sul-Americana para Oeste.

Para HASUI & COSTA (1996), a idade provável para o início do regime neotectônico coincide com início da sedimentação Barreiras, com a última fase de sedimentação das bacias costeiras brasileiras e também com o fim das manifestações magmáticas, ou seja, a fase neotectônica da Plataforma Sul-Americana está posicionada do Neogeno (Mioceno-Plioceno) ao Quaternário.

Neste contexto, HASUI *et al.* (1999) consideram que o início dos eventos neotectônicos é marcado pela mudança do regime distensivo do processo de abertura oceânica para o regime transcorrente intraplaca.

SAADI (1993) considera que o regime tectônico vigente na Plataforma Sul-Americana durante o Paleógeno esteve vinculado à abertura do Oceano Atlântico e que este período (Oligoceno-Eoceno) corresponde à época de maior atividade tectônica regional, apresentando relação com eventos andinos. Ainda segundo o autor, dois pulsos de atividade neotectônica estariam relacionados aos eventos andinos, sendo o primeiro no Plioceno o mais recente no Pleistoceno Médio a Inferior.

Segundo RICCOMINI (1995), durante o Paleógeno antigas descontinuidades do embasamento teriam sido reativadas em caráter normal e, a partir do Eoceno, durante a atuação do binário dextral E-W,

ocorreram breves alternâncias para transcorrência sinistral de igual direção.

Segundo MELO (1995), no Sudeste do Brasil, o Paleógeno foi marcado pela formação de estruturas E-W, NE-SW e NW-SE e movimentação normal dominante, dando origem às bacias de Taubaté e São Paulo. O desenvolvimento de bacias continentais continuou até o Neógeno, tendo como exemplo as acumulações correspondentes à Formação Rio Claro.

Segundo ALMEIDA (1976), no Plioceno ocorreram as falhas que cortam os sedimentos das bacias de São Paulo e Taubaté, considerando assim, como o período de maior atividade neotectônica. Neste contexto, RICCOMINI (1989) refere-se como o período que houve predomínio de falhamentos transcorrentes. ZAINÉ (1994) e FACINCANI *et al.* (1994) associam ao período de falhamentos transcorrentes para a Formação Rio Claro.

RICCOMINI (1995) admite ainda um novo pulso trativo no Holoceno, seguido de compressão final E-W, deformação dos depósitos da fase anterior e novo reafeiçoamento do relevo e da rede de drenagem.

3.4. Contexto Geomorfológico Regional

O resultado da ação dos processos morfogenéticos através do tempo está impresso nas grandes linhas e nas formas de detalhe do relevo representadas nos diferentes níveis que se destacam na paisagem regional.

O processo de instalação da rede de drenagem e escavação da Depressão Periférica está associado às amplas movimentações verticais no Planalto Atlântico durante o Terciário e conseqüente erosão diferencial junto às camadas arenito-basálticas e a estruturação geomorfológica (FULFARO & BARCELOS, 1989).

ALMEIDA (1964) definiu a Depressão Periférica como relevo diversificado e bastante erodido. Segundo ainda este autor, a Depressão

Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná está esculpida quase que totalmente nos sedimentos paleozóicos e mesozóicos da bacia com características de modelado diverso em função da influência da tectônica, da litologia e dos graus de atuação dos processos morfodinâmicos dos mais variados ambientes paleoclimáticos.

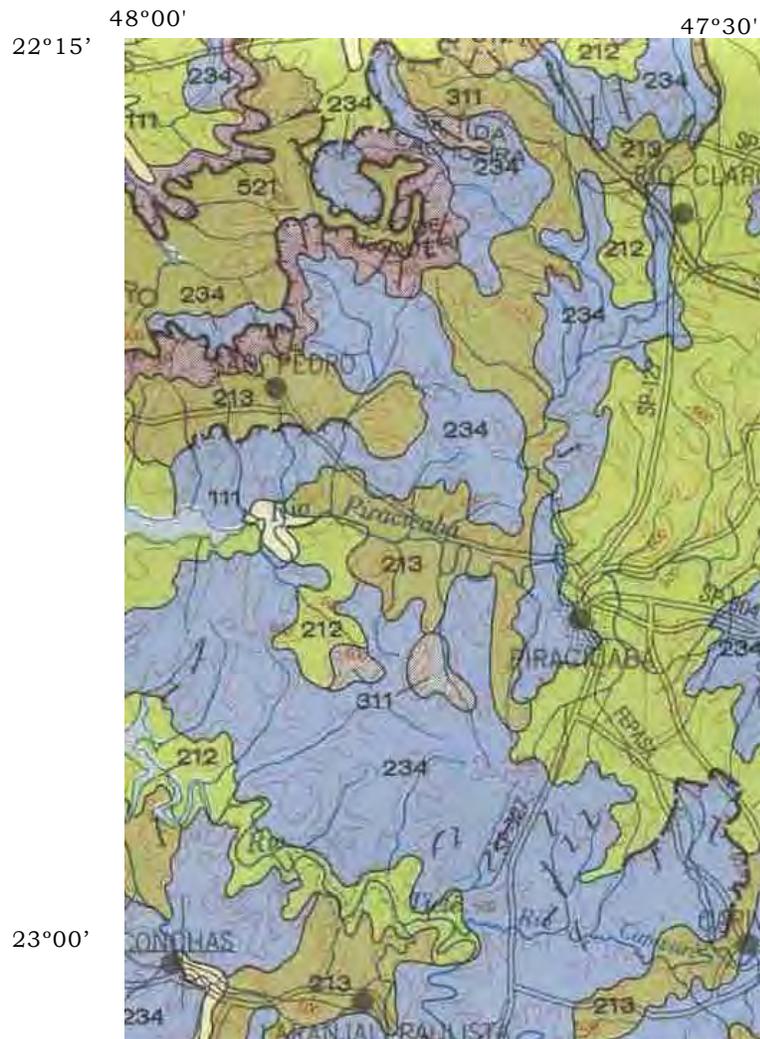
Segundo PENTEADO (1968), a Depressão Periférica é recoberta por densa rede de drenagem e os rios Tietê, Paranapanema, Mogi-Guaçu e Pardo apresentam maior capacidade erosiva e, provavelmente com influências tectônicas, provocaram capturas através de seus afluentes, de primitivos conseqüentes, adaptaram-se às estruturas e passaram a percorrer as cuestas com nítido desvio nos seus traçados, tendo como exemplo os rios Piracicaba, Sorocaba, Capivari, etc.

As Cuestas Basálticas apresentam-se elevadas na topografia e formam paredões verticais de traçado retilíneo, como as serras de São Pedro e Itaqueri, que refletem influências tectônicas E-W.

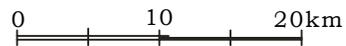
3.4.1. Tipos de Relevo

A região estudada está inserida na Província Geomorfológica da Depressão Periférica na Zona do Médio Tietê e parte das Cuestas Basálticas que, segundo PONÇANO *et al.* (1981), é constituída por relevos do tipo Colinas Amplas (212), Colinas Médias (213), Morrotes Alongados e Espigões (234), subnivelados a altitudes de 520 a 680m, e formas residuais do tipo Mesas Basálticas (311), escarpas festonadas (521) e planícies aluviais (111) (figura 04).

PIRES NETO (1996) reconheceu novos tipos de relevos e detalhou o mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo (PONÇANO *et al.* 1981). Segundo o autor, para a Bacia do Paraná são associados relevos



LEGENDA



RELEVOS DE AGRADAÇÃO

111 Planícies aluviais

RELEVOS DE DEGRADAÇÃO, EM PLANO ALTO DISSECADOS

212 Colinas amplas

213 Colinas médias

RELEVOS DE MORROTES

234 Morrotes alongados e espigões

RELEVOS RESIDUAIS SUSTENTADOS POR MACIÇOS BÁSICOS

311 Morrotes emunhos isolados, topos aplainados e arredondados

RELEVOS DE TRANSIÇÃO

511 Encostas sulcadas por vales subparalelos

512 Encostas com cânions locais

ESCARPAS

521 Escarpas festonadas

colinosos de várias dimensões, que caracterizam as províncias Depressão Periférica e Cuesta Basáltica. Caracterizou que para a análise morfológica da Depressão Periférica, as Colinas amplas de topos subhorizontais e Colinas amplas com ou sem cobertura cenozóica são consideradas como remanescentes da superfície erosiva neogênica; as Colinas pequenas, Colinas pequenas dissecadas e Morrotes tabuliformes interpretados como mais recentes, seriam resultantes da dissecação e destruição da superfície erosiva neogênica; as Colinas médias e amplas, Colinas médias e Colinas médias e pequenas são consideradas como remanescentes da antiga superfície erosiva, ou também de estágios iniciais da dissecação da superfície erosiva neogênica.

Os relevos de morros colinosos, Morros e Morrotes são condicionados por diabásio.

3.4.2. Rede de drenagem

Os principais rios que drenam a área são o Tietê e o Piracicaba e são classificados como rios conseqüentes em relação às camadas da Bacia do Paraná, com sentido médio de fluxo de SE para NW.

O rio Tietê nasce no Planalto Atlântico e penetra na Depressão Periférica na cachoeira de Salto, ao norte de Itu e apresenta direção geral NW (CASTRO, 1973).

O rio Piracicaba, afluente da margem direita do rio Tietê (próximo à Cuesta Basáltica), também nasce no Planalto Atlântico. O principal acidente deste rio ocorre na cidade de Piracicaba (salto de Piracicaba), associado a um *sí//*de diabásio.

O rio Corumbataí, afluente da margem direita do rio Piracicaba (sentido médio de fluxo de norte para sul) é um rio subseqüente (SOARES & LANDIM, 1976). Seu traçado apresenta forte controle litoestrutural, pois se desenvolve em área a jusante (oeste) da principal faixa de ocorrência de soleiras de diabásio, ou seja, em região onde se definem importantes

estruturas geológicas (sistemas lineares de falhas na estrutura de Pitanga, SOARES 1974).

O mapa de drenagem elaborado a partir das folhas topográficas de Campinas e Bauru na escala 1:250.000, permitiu evidenciar que a região é caracterizada principalmente pelos padrões de drenagem compostos, retangular-angular e paralelo a subparalelo (figura 05). Segundo o significado dos padrões básico e básico modificado (simplificado de Howard, 1967), o padrão composto retangular-angular geralmente está associado a zonas de fraturas ou de falhas em ângulo reto.

A partir dos segmentos retilíneos de drenagem obtidos deste mapa foi possível individualizar lineamentos de drenagens, caracterizados tanto por segmentos de 1ª e 2ª ordens como o de ordem superior (figura 06). Neste mapa pode-se observar que as orientações mais expressivas são E-W e N-S, podendo ser destacados os setores Norte, Centro e Sul da área.

A orientação E-W é bem marcada principalmente pelos vales dos rios Piracicaba e Tietê (centro e sul). A porção Norte é marcada por parte dos ribeirões Tamanduá, Pinheirinho, dos Pintos, Jacaré-Pepira. Esta orientação é também marcada pela maioria dos afluentes da margem direita do Ribeirão Araquá, desde sua nascente até quando ele deságua no Rio Piracicaba.

A orientação N-S é marcada em parte pelo alinhamento de alguns rios como da Cabeça, trechos do Rio Corumbataí e do Ribeirão Claro e de alguns afluentes do rio Piracicaba como o ribeirão Vermelho, do Meio, Samambaia, Araquá, Limoeiro e Piracica-Mirim.

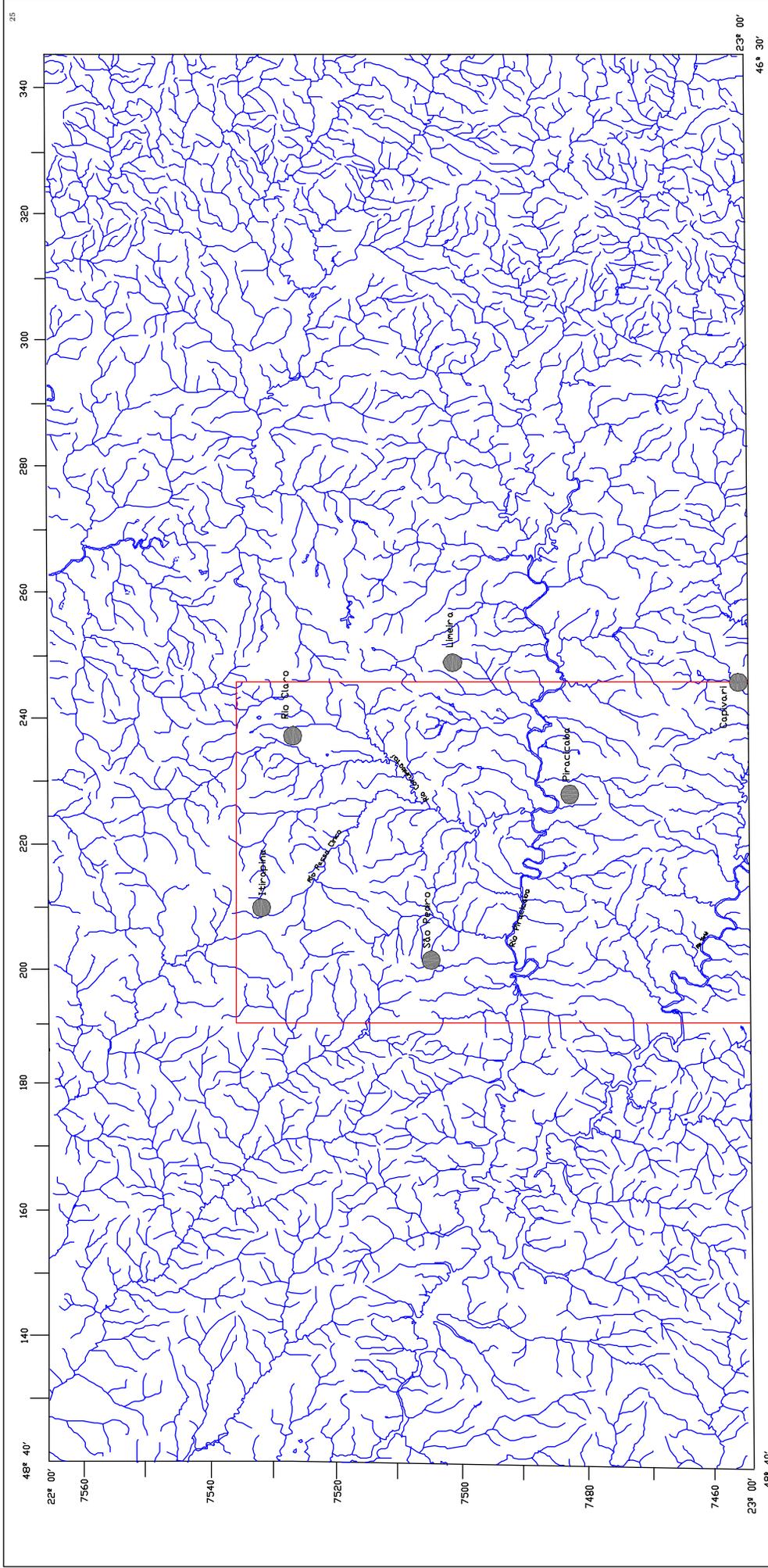


Figura 05 - Mapa de drenagem elaborado a partir das Folhas Topográficas de Campinas e Bauri na escala 1:250.000.

Título: Evolução Tectônica dos Altos Estruturais de Pílanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia - Centro do Estado de São Paulo.

Maria Osvalaine Lucena Sousa
Orientador: P. rof.Dr. Norberto Moraes

Articulação de folhas

Araraquara	Ribeirão Preto	Vargem
Bauri	Campinas	Ourinhos
Itapetininga	São Paulo	Santos



LEGENDA

- Cidade
- Drenagem
- area estudada

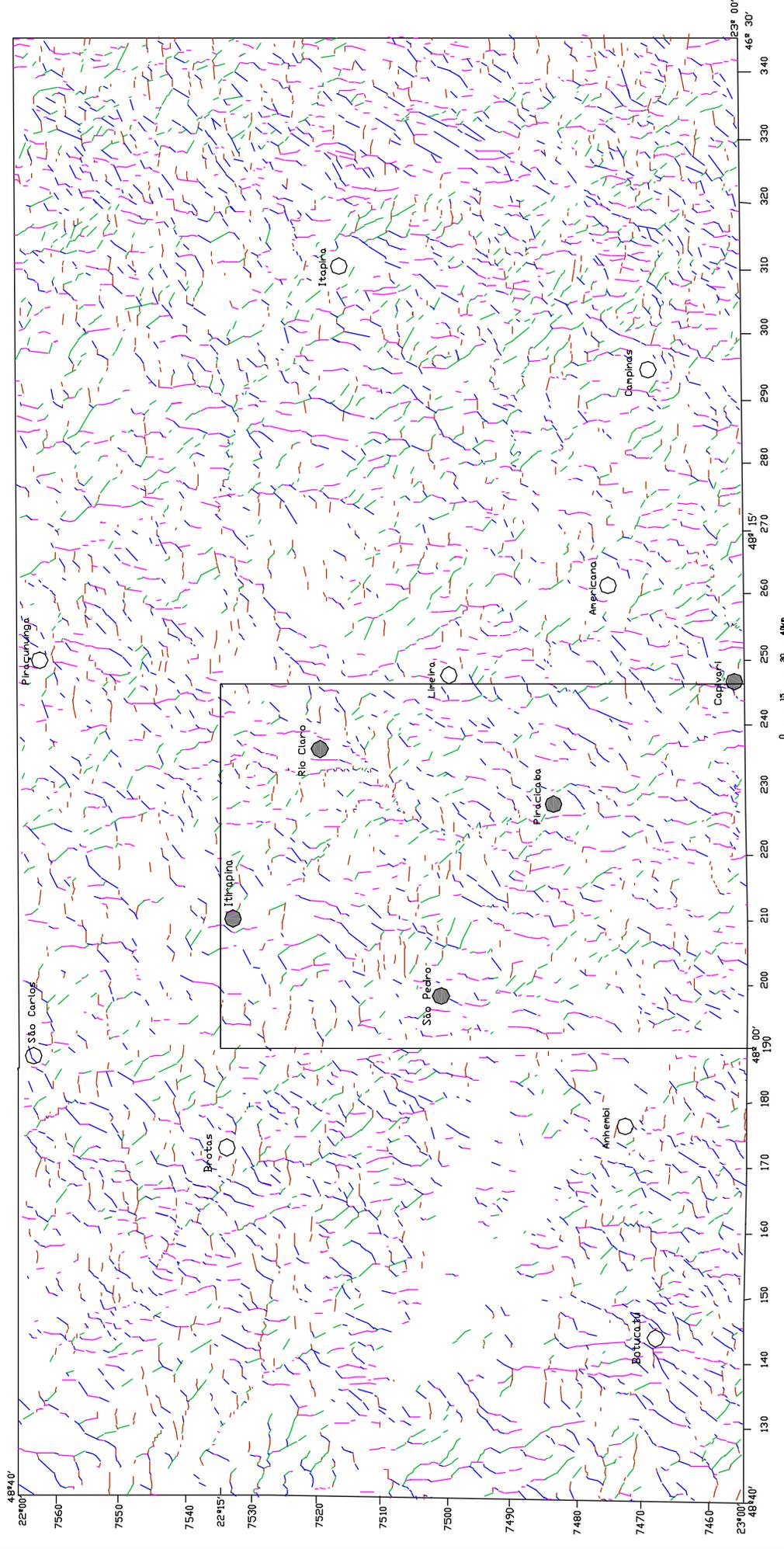


Figura 06 - Mapa de lineamentos de drenagem elaborado a partir das Folhas Topográficas de Campinas e Bauri na escala 1:250.000.

Articulação da folha

Ataçuara	Ribeirão Preto	Varginha
Bauri	Campinas	Guaráni guará
Itapetininga	São Paulo	Santos



LEGENDA

- cidade
- área estudada
- Lineamentos de drenagem NW-SE
- Lineamentos de drenagem NE-SW
- Lineamentos de drenagem N-S
- Lineamentos de drenagem E-W



Diagramas de roseta para a área total

Diagramas de roseta para a área em estudo

Título: Evolução Tectônica dos Altos Estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia - Centro do Estado de São Paulo.

**Maria Osvalneide Lucena Sousa
Prof.Dr. Norberto Moraes**

Secundariamente são observadas as orientações NE-SW (Rio Corumbataí, trechos dos ribeirões Claro, Araquá, Marins, Limoeiro, Tijuco Preto, além de segmentos do Rio Tietê e trechos de alguns de seus afluentes, como os ribeirões da Jibóia, Capivari-Mirim) e NW-SE (rios Passa Cinco, ribeirões Congonhal e do Paredão Vermelho), além de trechos dos ribeirões Araquá e Samambaia e da maioria dos afluentes da margem direita do Rio Corumbataí. Estas direções preferenciais podem ser bem observadas nos diagramas de frequências e de comprimento acumulados.

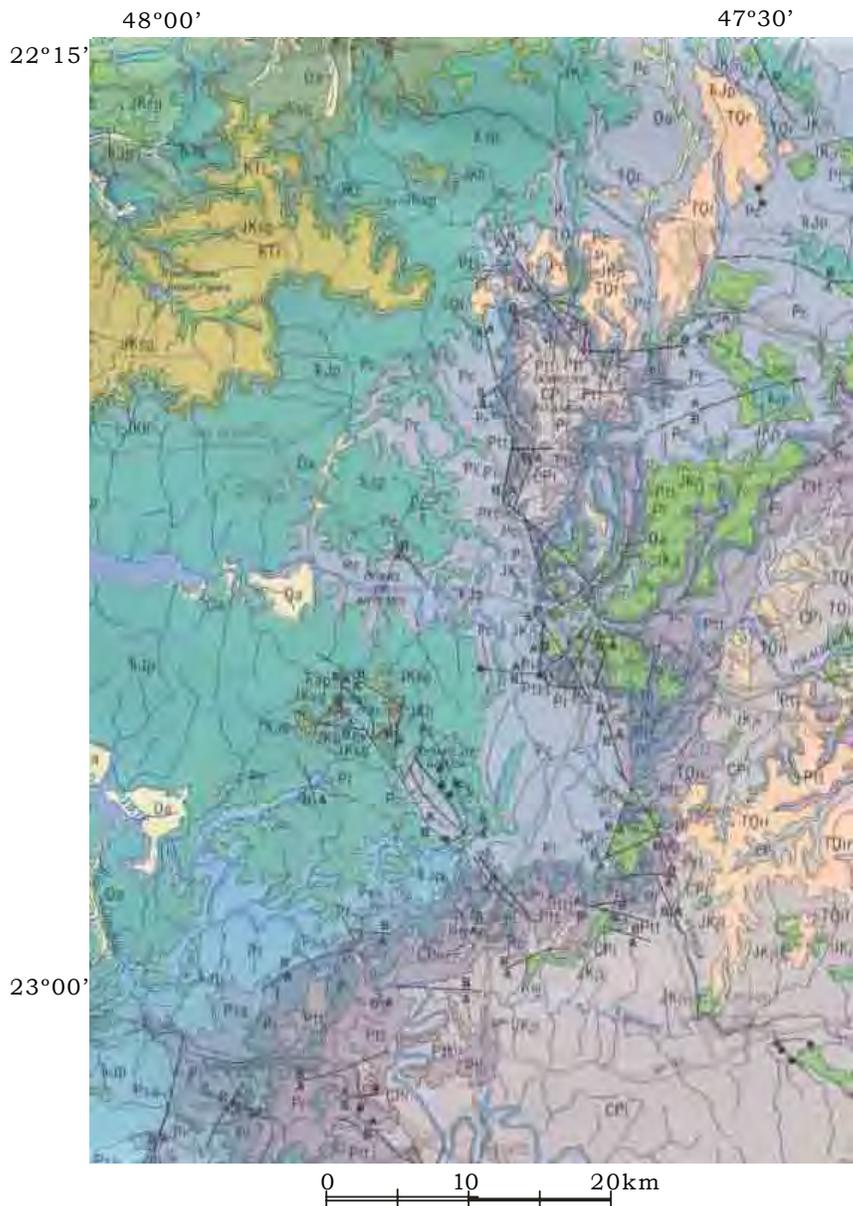
Além de aparecerem de forma dispersa, ocorrem também feixes de lineações, marcados por pequenos segmentos subparalelos e alinhados, que se associam com a compartimentação do relevo, discutida adiante.

3.5. Unidades Litoestratigráficas

A região em estudo situa-se na parte nordeste da Bacia do Paraná e apresenta rochas de idade que variam desde o Permo-Carbonífero (Grupo Itararé, Formação Tatuí e Formação Irati) até o Cretáceo Superior incluindo os derrames de rochas básicas (Formação Pirambóia, Formação Botucatu, Formação Serra Geral e Formação Itaqueri. Os sedimentos neocenozóicos que formam as coberturas superficiais (Formação Rio Claro e coberturas indiferenciadas). A distribuição dos conjuntos litoestratigráficos (figura 07) e a organização lateral do quadro regional e empilhamento estratigráfico são apresentados na figura 08.

3.5.1. Rochas sedimentares neopaleozóicas: são representadas pelo Supergrupo Tubarão (Grupo Itararé e Formação Tatuí), e ainda pelas rochas da Formação Irati e Formação Corumbataí do Grupo Passa Dois.

- **Grupo Itararé:** é constituído por rochas de idade permocarbonífera e no Estado de São Paulo é caracterizado predominantemente por arenitos de granulação variável, desde muito fina a conglomerática, argilosos e



LEGENDA

- | | |
|--|---|
|  aluviões |  Falhas (A=blocoalto,B=blocobaixo) |
|  indiviso= Rio Claro |  contato |
|  Formação Rio Claro |  Rodovias |
|  Formação Itaqueri |  Hidrografia |
|  basalto/diabásio(SerraGeraI) |  Áreasurbanizadas |
|  Formação SerraGeraI |  Ferrovias |
|  FormaçãoBotucatu | |
|  Formação Pirambóia | |
|  FormaçãoCorumbataí | |
|  Formação SerraAlta | |
|  FormaçãoTerezina | |
|  Formação Irati | |
|  Formação Tatui | |
|  Grupo Itararé | |

ainda por pacotes expressivos de diamictitos e sedimentos pelíticos, representados por siltitos cinza, folhelhos e ritmitos (SCHNEIDER *et al.* 1974; SAAD 1977; FULFARO *et al.* 1980).

Em São Paulo, o Grupo Itararé está limitado na base por uma superfície de erosão entalhada em rochas cristalinas pré-silurianas e ainda por uma discordância no topo (ALMEIDA *et al.* 1981).

As características texturais, as estruturas sedimentares e associações litológicas do Grupo Itararé são interpretadas como formadas em ambientes variados. SOARES *et al.* (1973) e LANDIM *et al.* (1980) interpretam condições lacustres e flúvio-glaciais na porção sul do Estado de São Paulo e condições marinhas e deltáicas nas regiões leste e centro do estado.

Segundo PIRES (2001), no Médio Tietê este grupo caracteriza-se principalmente por sedimentos depositados durante episódio transgressivo marinho e localmente apresentam depósitos de origem glacial, reliquiares de um episódio glacial, anterior a implantação da sedimentação marinha.

Com relação à idade do Grupo Itararé, estudos bioestratigráficos posicionam a sedimentação no intervalo Stephaniano-Kunguriano (neocarbonífero-eopermiano, DAEMON & QUADROS 1970), embora CASTRO (1999) aponte idade westphaliana a artinskiana.

- Formação Tatuí: compreende todo o pacote neopaleozóico pós-glacial e é constituída predominantemente de clásticos finos, principalmente siltitos, e subordinadamente arenitos, calcários e folhelhos (FULFARO 1971; PERINOTTO 1992; GIMENEZ, 1996).

Seções estratigráficas levantadas por FULFARO *et al.* (1984) mostram que na porção central do Estado de São Paulo, entre Tietê e Piracicaba, a Formação Tatuí inicia-se com siltitos e arenitos verde-avermelhados, com estratificação plano-paralela, e associados a calcários cinzas, lenticulares.

A parte superior da Formação Tatuí apresenta arenitos finos avermelhados com estratificações cruzadas que gradam para arenitos esverdeados de granulação média aparentemente maciços, em contato com siltitos argilosos (FULFARO *et al.* 1984).

Alguns autores consideram, para o Estado de São Paulo, a existência de um contato discordante entre a Formação Tatuí e a Formação Irati, sendo este contato marcado por conglomerado basal (BARBOSA & GOMES, 1958; SOARES, 1972; SCHNEIDER *et al.* 1974 e HACHIRO, 1991). Outros autores como STEVAUX *et al.* (1986) consideram este contato como de caráter gradacional, colocando estes conglomerados e arenitos conglomeráticos como uma litofácies lateral dentro da Formação Tatuí, e mais recentemente ASSINE *et al.* (1999) apresentam para o Centro-Leste de São Paulo, um limite natural entre as duas seqüências, definido pela superposição de um trato de sistemas transgressivo (Taquaral) sobre um de mar aberto (Tatuí), sem a interferência de trato de sistemas de mar baixo.

SOARES (1972), SCHNEIDER *et al.* (1974) e CASTRO *et al.* (1993) propõem que as rochas da Formação Tatuí, assentadas sobre as rochas do Grupo Itararé no Estado de São Paulo, são marcadas por uma discordância generalizada, caracterizada pela presença de superfície de erosão (conglomerado basal, ALMEIDA *et al.* 1981).

Segundo FULFARO *et al.* (1984) e PERINOTTO (1987), o ambiente de deposição dos sedimentos da Formação Tatuí é representado por plataforma marinha, um sistema costeiro e, localmente, um sistema de leques deltaicos.

Dados palinológicos indicam idade meso a neopermiana (Kunguriano/Kazaniano) para as rochas desta formação (DAEMON & QUADROS 1970).

- **Formação Irati:** SCHNEIDER *et al.* (1974) consideram para os sedimentos desta formação, uma deposição em ambiente marinho de

águas calmas para a porção basal e marinho de águas rasas, para a porção superior.

Esta formação foi dividida por BARBOSA & GOMES (1958) em dois membros: Taquaral e Assistência, constituindo a porção basal e de topo, respectivamente. A maioria dos autores aceita esta classificação, embora HACHIRO *et al.* (1993) tenham redefinido esta unidade como subgrupo e seus dois membros (Taquaral e Assistência) como formações, classificação adotada também por RICCOMINI (1995).

O Membro Taquaral é de natureza predominantemente pelítica e consiste em argilitos, folhelhos cinza-escuros a cinza claros e siltitos cinza na base.

O Membro Assistência apresenta litologia bem mais variada e é constituído por folhelhos cinza escuros, folhelhos pretos pirobetuminosos associados a bancos ou camadas de calcário dolomítico ou dolomito em forma de lentes e nódulos de sílex, estas últimas conhecidas como “bonecas de sílex”, característica peculiar da Formação Irati.

Outra característica marcante na Formação Irati é a presença de fósseis. Para o Membro Taquaral são comuns restos de peixes, crustáceos dos gêneros *Clarkecaris*, *Paulocaris* e *Liocaris*. Os répteis *Stereosternum tumidum* e *Mesosaurus brasiliensis* são bastante encontrados no Membro Assistência, além de restos de peixes, fragmentos vegetais, carapaças de crustáceos e palinórfos (SIMÕES & FITTIPALDI 1992).

Segundo SCHNEIDER *et al.* (1974), a Formação Irati foi depositada em ambientes de plataforma rasa de um mar epicontinental do Neopermiano. Para ASSINE *et al.* (1999), na base do Membro Taquaral ocorrem depósitos de níveis conglomeráticos ricos em grânulos e seixos de sílex e bioclastos (ictiofósseis: escamas, dentes, espinhos, etc) que são interpretados como *lags* transgressivos constituindo a base do trato de sistema transgressivo Taquaral.

DAEMON & QUADROS (1970) apontam idade neopermiana para esta formação. ARAÚJO-BARBERENA (1993), que se dedicou ao estudo

paleontológico da Formação Irati, determinou idade permiana (Artinskiano/Kunguriano/base do Tatariano).

- **Formação Corumbataí:** Segundo LANDIM (1967), esta formação pode ser dividida em duas porções: uma inferior, constituída por siltitos cinza-escuros a pretos, argilitos e folhelhos cinza-escuros a roxos, maciços, exibindo fraturas conchóides, e outra superior, com rochas de coloração vermelha arroxeada, caracterizada pela intercalação de argilitos, siltitos e arenitos finos, leitos carbonáticos e coquinas.

O contato da Formação Corumbataí é concordante com o topo da Formação Irati (SCHNEIDER *et al.* 1974) e discordante erosivo com a base da Formação Pirambóia (SOARES, 1973, ZALÁN *et al.* 1987).

SCHNEIDER *et al.* (1974) consideram que os sedimentos da porção inferior da Formação Corumbataí são caracterizados por um ambiente marinho de águas calmas, depositados abaixo do nível de ação das ondas e a porção superior indica transição de ambiente marinho relativamente profundo para ambiente mais raso e agitado. ROHN & LAVINA (1993) consideram, para a deposição da Formação Corumbataí, condições de águas mais rasas ou ambientes costeiros influenciados por tempestades.

RICCOMINI (1995) observou a primeira evidência direta de tectonismo sinsedimentar no Permiano Superior da Bacia do Paraná, quando analisou diques clásticos com direção principal NE-SW, presentes em sedimentos da Formação Corumbataí, provavelmente relacionados às reativações de estruturas antigas que ocorreram durante a ruptura de Gondwana.

Baseados em estudos de palinomorfos, tanto DAEMON & QUADROS (1970) quanto ROHN & LAVINA (1993) apontam idade para o final do neopermiano (Kazaniano).

3.5.2. Rochas mesozóicas: são representadas pelo Grupo São Bento, com as formações Pirambóia e Botucatu, além das rochas magmáticas da Formação Serra Geral e rochas associadas na forma de soleiras e de diques de diabásio.

- **Formação Pirambóia:** é uma das unidades de maior ocorrência no centro-leste do Estado de São Paulo (LANDIM *et al.* 1980). Soares (1973), baseado em critérios sedimentológicos e estratigráficos, designou esta formação como uma unidade formada por arenitos argilosos com intercalação de camadas de siltito e folhelho.

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

As estruturas sedimentares associadas a esta formação são laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas e são interpretadas como originadas em ambiente continental aquoso, podendo muitas vezes especificar o ambiente fluvial (FRANZINELLI 1973). O ambiente deposicional desta formação foi considerado como uma associação de depósitos eólicos de dunas, interdunas e lençóis de areia, entremeados por depósitos fluviais subordinados (ASSINE & SOARES 1995; CAETANO-CHANG & WU 1995).

Segundo GIANNINI *et al.* (1999), a Formação Pirambóia compreende depósitos arenáceos e subordinadamente lutáceos, representados por dunas barcanas e interdunas, com aparecimento de fácies arenorudáceas, subaquosas em direção ao topo.

A espessura da Formação Pirambóia é de, no máximo, 300 metros na Bacia do Rio Tietê, sendo medidos cerca de 270 metros em seções aflorantes na região de São Pedro (CAETANO-CHANG 1997).

As relações de contato entre as formações Pirambóia e Botucatu têm sido consideradas como discordantes por SOARES (1972), ALMEIDA *et al.* (1981), ZALÁN *et al.* (1987) e CAETANO-CHANG (1993), e concordantes por MUHLMANN *et al.* (1974). O contato basal com a Formação Corumbataí foi considerado por SOARES (1973) e ZALÁN *et al.* (1987) como a descontinuidade mais importante do registro sedimentar da Bacia do Paraná.

Segundo GIANNINI *et al.* (1999), esta unidade assenta-se em contato **transicional** sobre o Grupo Passa Dois e é recoberta em contato abrupto pela Formação Botucatu.

LANDIM *et al.* (1980) propuseram a provável idade da deposição dos sedimentos da Formação Pirambóia entre o Triássico Médio e o Jurássico Inferior.

- **Formação Botucatu:** WASHBURNE (1889 *apud* IPT 1981), descreveu pela primeira vez o arenito Botucatu, designando de “Grês do Botucatu”, os arenitos com estratificação cruzada de grande porte que recobriam as camadas paleozóicas.

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

O contato entre as formações Pirambóia e Botucatu é marcado por extensa superfície de peneplanização via deflação eólica (CAETANO-CHANG & WU 1995). O contato com o vulcanismo básico é admitido como discordante (SCHNEIDER *et al.* 1974).

Para CAETANO-CHANG & WU (1995), a Formação Botucatu é resultado da deposição em ambiente desértico e o domínio do sistema eólico em condições de total saturação em areia conduziu ao registro de monótonas sucessões de depósitos de dunas e interdunas. As

características dos sedimentos desta formação indicam condições de elevada aridez, tendo o cavalgamento de dunas como o principal processo de acumulação.

A Formação Botucatu apresenta espessura muito variável, mas raramente ultrapassa 150 metros, sendo a média de 50 a 70 metros e sua ocorrência restringe-se à parte inferior da Formação Serra Geral (ZAINÉ 1994).

A idade da Formação Botucatu é apresentada como juro-cretácea (SCHNEIDER *et al.* 1974; IPT 1981).

- **Formação Serra Geral:** foi definida por WHITE (1908 *apud* SCHNEIDER *et al.* 1974) para designar um conjunto de basaltos formados por derrames em extenso vulcanismo de fissura, com inclusão de pequenos corpos de arenitos intercalados, semelhantes aos da Formação Botucatu.

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

Segundo ALMEIDA & BARBOSA (1953), além dos derrames basálticos (toleíticos), muitas soleiras e diques de diabásio associadas ao magmatismo Serra Geral ocorrem na área da Depressão Periférica, destacando-se as soleiras intercaladas nas formações Irati e Tatuí, que ultrapassam os 130 metros de espessura na cidade de Piracicaba.

Os diques normalmente preenchem fendas de tração, podem associar-se a *sills* e também cortarem derrames. Os *sills* existem em grandes quantidades nas rochas paleozóicas da Depressão Periférica e nos arenitos mesozóicos.

Segundo SCHNEIDER *et al.* (1974), o contato inferior com a Formação Botucatu é discordante. O contato superior também é considerado discordante.

LANDIM *et al.* (1980) afirmam que o magmatismo de fissura que deu origem aos basaltos da Formação Serra Geral foi iniciado quando ainda perduravam as condições desérticas de sedimentação da Formação Botucatu.

Dados geocronológicos mais recentes apontam a época das manifestações vulcânicas para o Eocretáceo, ou seja, segundo NARDI *et al.* (1999), este evento vulcânico ocorreu há 132 ± 1 M.a.

- **Formação Itaqueri:** definida por ALMEIDA & BARBOSA (1953), esta formação é representada por ocorrências isoladas no extremo noroeste do Estado de São Paulo, entre Pedregulho, Rifaina e Franca e ocorrências no centro do Estado de São Paulo, recobrando as serras de Itaqueri, São Pedro, Cuscuzeiro, Piratininga, Rubião Júnior, Garça, Gália e Lucianópolis (BARCELOS *et al.* 1983).

Esta unidade é constituída litologicamente por bancos de arenitos com cimento argiloso, crostas ferruginosas, argilitos e conglomerados e tem, como característica observada, o predomínio de conglomerados na porção basal.

ALMEIDA & BARBOSA (1953) denominou a Formação Itaqueri de Caiuá, embora mais recentemente alguns autores sugerem que esta formação tenha sido desenvolvida provavelmente sob condições de clima árido durante a elaboração da Superfície do Japi, de idade eocênica (COTTAS & BARCELOS *et al.* 1981; PONÇANO *et al.* 1982; BRANDT NETO 1984).

Na região das serras de Itaqueri, São Pedro e Platô de São Carlos esta formação é representada por depósitos formados por conglomerados com clastos derivados predominantemente de rochas básicas do magmatismo Serra Geral, arenitos e lamitos, atribuídos a leques aluviais. As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações plano-paralelas ou cruzadas nos arenitos e disposição caótica dos clastos nos conglomerados mais grossos (ALMEIDA & BARBOSA, 1953).

COTTAS & BARCELOS (1981) consideram que a deposição da Formação Itaqueri está associada a elementos tectonicamente ativos à época de sedimentação, que teriam propiciado o aparecimento de desníveis no relevo, suficientes para o desencadeamento dos processos gravitacionais de fluxo. FULFARO *et al.* (1982) associam esta tectônica à ativação de zonas de fratura na margem continental, relacionando os depósitos das bordas da Bacia Bauru aos arcos marginais e, os interiores, a altos estruturais ativos durante a deposição do Grupo Bauru.

Segundo BARCELOS *et al.* (1983), nas regiões de São Pedro, Itaqueri e Cuscuzeiro o contato discordante desta formação se dá com as formações Serra Geral, Pirambóia e, localmente, Botucatu.

MELO & PONÇANO (1983) ressaltam que os níveis de ferruginização e silicificação da Formação Itaqueri e depósitos mais novos documentam oscilações climáticas terciárias e quaternárias.

3.5.3. Coberturas superficiais, terciárias e quaternárias são representadas pela Formação Rio Claro e os depósitos colúvio-aluvionais associados à evolução do relevo e às encostas, vales e terraços da drenagem atual.

- **Formação Rio Claro:** foi denominada por BJÖRNBERG & LANDIM (1966) como uma cobertura sedimentar neoceno-zóica, composta de arenitos arcossianos mal consolidados, mal classificados, conglomeráticos e argilitos vermelhos depositados em um ambiente de clima semi-árido.

FULFARO & SUGUIO (1968) subdividiram a Formação Rio Claro em seqüência basal (sucessão de estratos arenosos com intercalações subordinadas de leitos argilosos) com espessura máxima de 20 metros e interpretada como sendo de calha de paleocanal fluvial; e seqüência de topo (predominância de argila com brechas intraformacionais e lentes arenosas subordinadas) e interpretadas como de depósitos de planície de inundação.

ANDRADE & SOARES (1971) estenderam a denominação de Formação Rio Claro para diversas coberturas inconsolidadas na área da Depressão Periférica, em ocorrências pequenas, descontínuas, e com até 30 metros de espessura que ocorrem entre 550 e 700 metros, nas bacias dos rios Corumbataí, Piracicaba, Moji-Guaçu e Tietê. ALMEIDA *et al.* (1981) consideram que essas correlações ainda não estão bem esclarecidas, limitando assim o uso da denominação Formação Rio Claro à área que foi originalmente definida por BJÖRNBERG & LANDIM (1966).

Segundo PENTEADO (1976), a Formação Rio Claro é resultado de agradação e degradação em clima semi-árido que ocorreu em bacias alveolares escalonadas ao longo de antigos eixos de drenagem, admitindo ainda que estes escalonamentos teriam se formado devido às reativações cenozóicas de antigas falhas, que teriam funcionado como uma soleira tectônica para a deposição desses sedimentos.

FULFARO *et al.* (1979) consideram que a gênese da Formação Rio Claro deve estar intimamente ligada ao processo de escavação da Depressão Periférica Paulista, já que sua ocorrência está em pelo menos três níveis altimétricos (600, 700 e 800 metros) próxima à escarpa Serra Geral.

ZAINÉ (1994) caracterizou os sedimentos da Formação Rio Claro na sua área tipo (Rio Claro) e destacou o papel das feições estruturais e tectônicas na sua deposição e identificou depósitos de condições energéticas (fluxos torrenciais e fluxos de massas) e um sistema fluvial mais organizado como canais espraiados e lagoas restritas.

Segundo MELO (1995), os sedimentos da Formação Rio Claro ocorrem mais extensamente na área do platô de Rio Claro e de forma descontínua nas proximidades do limite leste da Depressão Periférica no Estado de São Paulo. Ocorrem sobre substrato de sedimentos paleozóicos, ou seja, na área do platô de Rio Claro aparece sobreposta às formações Corumbataí e Irati e por vezes sobre a Formação Pirambóia. Na borda leste da Depressão Periférica está sobreposta ao Grupo Itararé.

MELO (1995) evidenciou diferentes níveis altimétricos para a deposição da Formação Rio Claro e reconheceu cinco litofácies principais dentro da formação que sugerem sedimentação em sistema meandrante, para o qual se admite baixos gradientes e clima úmido e associa sua deposição com o nível planáltico **Bd** (segundo nível de planaltos rebaixados, com nítido controle erosivo, relacionado às calhas de drenagem) e, no limite Leste da Depressão Periférica com o nível **B** (nível de planaltos rebaixados, com nítido controle erosivo, desenvolvendo ao longo dos principais cursos d' água).

Os níveis planálticos B e Bd ocorrem dentro dos limites da Depressão Periférica e segundo MELO (1995), foi reconhecido ao longo do vale do rio Tietê e na porção jusante do vale do rio Piracicaba um nível pouco desenvolvido rebaixado em relação ao Bd, que o autor denominou de nível R, o qual representa uma terceira superfície, caracterizada por nivelamentos de topos abaixo da cota de 590 metros, ligado às calhas dos rios Piracicaba e Tietê, com depósitos de cascalhos associados.

Para MELO (1995) a estreita associação dos sedimentos neocenozóicos na área da cidade de Rio Claro com o nível planáltico Bd indica que este nível encontrava-se preservado, ainda não entalhado, durante a sedimentação, sugerindo assim, que a reativação das falhas da área da Estrutura de Pitanga, tenha ocorrido logo após o afeiçoamento do nível planáltico Bd.

Com base nos fósseis vegetais reconhecidos na Formação Rio Claro, BJÖRNBERG & LANDIM (1966), FULFARO & SUGUIO (1966) admitiram idade neocenozóica; ZAINÉ (1994) atribuiu ao Mioceno a idade da Formação Rio Claro na sua área-tipo. MELO (1995) considera que alguns argumentos paleontológicos e geomorfológicos apontam idade neogênica (Mioceno-Plioceno) para a Formação Rio Claro.

- **Coberturas cenozóicas indiferenciadas:** para as coberturas do Sudeste do Brasil, alguns autores admitem que níveis de terraços com cascalhos testemunham fases de climas mais secos, com alargamento dos

vales fluviais e de deposição de sedimentos mais grossos em sistema fluvial entrelaçado (BIGARELLA *et al.* 1965).

Na área, estas coberturas estão associadas aos vales de alguns rios, especialmente aos dos rios Corumbataí, Piracicaba e Tietê. São de origem fluvial (cascalhos, areias e argilas) com camadas de sedimentos texturalmente imaturos e são interpretados como testemunhos de discreta sedimentação fluvial pretérita, no caso dos terraços alçados, ou ocupam a planície de inundação dos atuais vales dos rios.

MORAES REGO (1933 *apud* ALMEIDA *et al.* 1981) fez referências a baixos terraços associados a cascalhos, correlacionando-os à última oscilação climática sincrônica de estágio glacial.

MELO (1995) sugere que as coberturas superficiais incoesas areno-argilosas, sem estruturas sedimentares, tão comuns em vários pontos da Depressão Paulista, naturalmente diferem da gênese e idade dos depósitos da Formação Rio Claro, ou seja, são mais jovens pois ocorrem até mesmo recobrimdo esta formação.

Segundo FACINCANI (2000), estes depósitos possuem estreita relação com a ação dos lineamentos neotectônicos e com as condições paleoclimáticas atuantes na sua formação (Terciário Superior e Quaternário), que resultou em um ambiente de sedimentação distinto e na produção de fácies sedimentares diferenciadas.

4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. Unidades Litoestratigráficas da área estudada

Na área de estudo foram verificadas as seguintes unidades litoestratigráficas, respectivamente da base para o topo da coluna estratigráfica da Bacia do Paraná: Grupo Itararé, Formação Tatuí, Formação Irati (Membro Taquaral e Membro Assistência), Formação Corumbataí, Formação Pirambóia, Formação Botucatu, Formação Serra Geral, Formação Itaqueri e ainda coberturas neocenozóicas da Formação Rio Claro, coberturas indiferenciadas e sedimentos aluviais.

As rochas sedimentares neopaleozóicas do Super Grupo Tubarão (Grupo Itararé) ocorrem em meio à zona de afloramentos da Formação Corumbataí na região que está localizada a Estrutura de Pitanga. As estruturas de Artemis e Pau d' Alho são caracterizadas por apresentarem as rochas da Formação Corumbataí em meio à zona de afloramentos da Formação Pirambóia. Na região da Estrutura de Jibóia, as rochas da Formação Corumbataí ocorrem em meio à zona de afloramentos da Formação Pirambóia e da Formação Irati (figura 09).

4.1.1. Grupo Itararé

Estes depósitos paleozóicos são representados na área de estudo por diamictitos maciços que apresentam granulometria variada, desde grânulos a seixos e calhaus, dispersos em matriz areno-argilosa, e ainda arenitos estratificados, ritmitos, argilitos e siltitos.

As rochas do Grupo Itararé ocorrem na porção centro-norte da área estudada, no baixo e médio vale do Rio Passa Cinco, no encontro deste com o Rio Corumbataí e mais a sudeste da área na confluência do rio Tietê com o rio Capivari e no encontro do rio Piracicaba com o ribeirão Tijuco Preto.

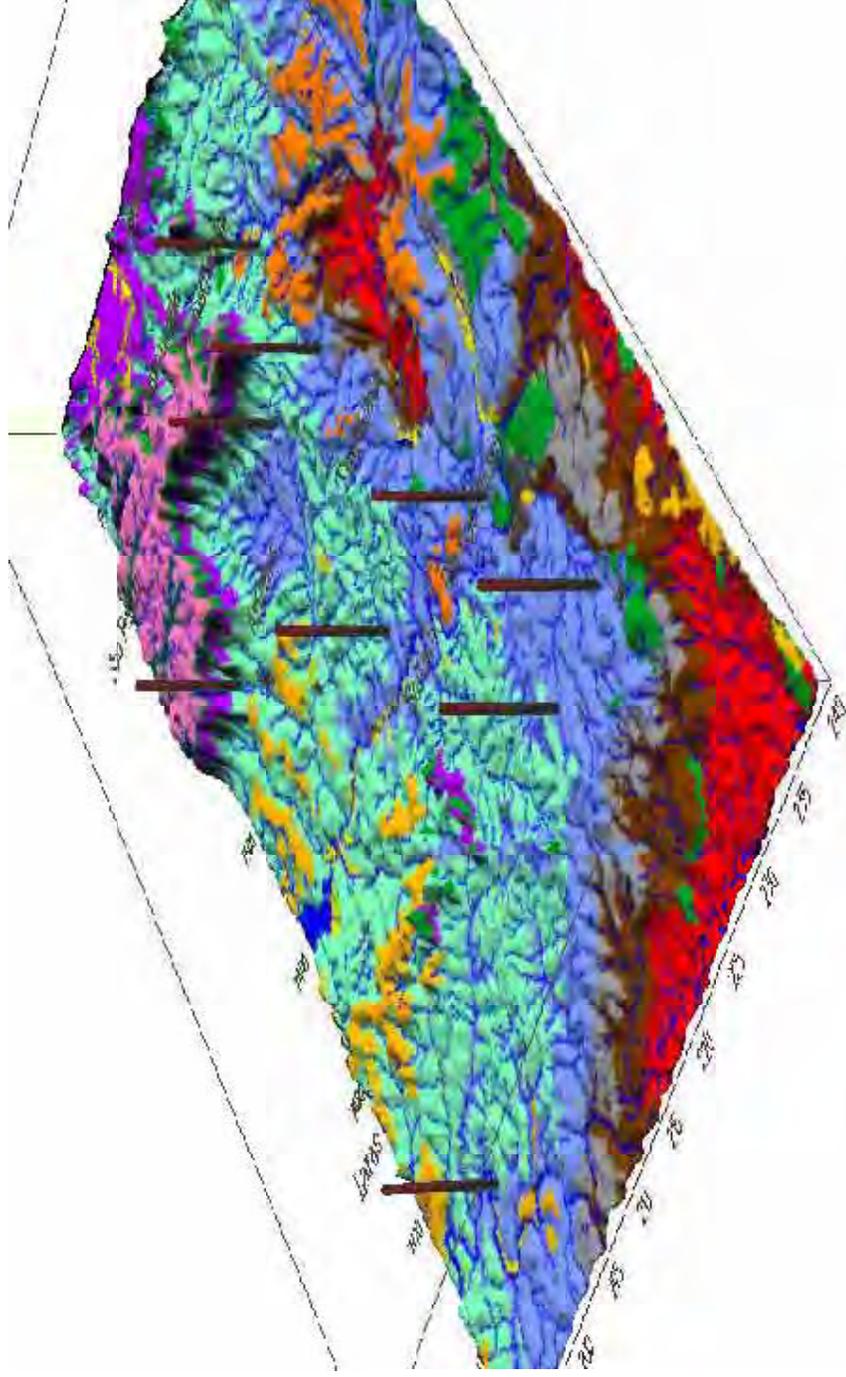


Figura 09- Mapa Geológico sobreposto ao Modelo Digital do Terreno apresentando as unidades litoestratigráficas da área estudada, correspondendo as diferentes cores: Grupo Itararé [vermelho]; Formação Tatuí [marrom]; Formação Iarí [cinza]; Formação Corumbataí [azul]; Formação Pirambóia [verde claro]; Formação Botucatu [roxo]; Formação Serra Geral [verde escuro]; Formação Itaqueri [rosa]; Formação Rio Claro [laranja]; coberturas indiferenciadas [amarelo escuro]; coberturas aluviais [amarelo claro].

Os arenitos normalmente têm granulação heterogênea, variando de muito fina a conglomerática, possuem coloração creme esbranquiçada, rósea, vermelha amarelada e amarela esverdeada. São compactos, maciços, constituindo desde camadas delgadas a bancos. Apresentam estratificação paralela e cruzada de tamanho que variam de decimétricas a métricas (fotos 01 e 02), e localmente apresentam nível lateritizado. Por vezes, esses arenitos apresentam intercalação com níveis silteosos de coloração cinza esverdeada, maciços e compactos de granulação fina e acamamento plano paralelo. Na base de “pacotes” de estratificação cruzada, são comuns lentes conglomeráticas de pequena espessura, ricas em seixos de argilitos, na maioria das vezes semelhantes aos pacotes imediatamente inferiores.

Quando alterados estes arenitos apresentam coloração amarelada, são friáveis, obliterando as estruturas primárias.

Os conglomerados apresentam seixos arredondados a angulosos de quartzo, quartzito, granito, gnaisse, entre outros. Às vezes os seixos de quartzo apresentam-se polidos e com tamanho de até 3cm. Localmente os níveis conglomeráticos verificados nestes arenitos apresentam-se cobertos por uma couraça ferruginosa, com presença de seixos e clastos lateritizados.

Os diamictitos apresentam coloração creme acinzentada e avermelhada e normalmente são compostos por matriz de natureza areno-argilosa, homogênea, maciça de textura que varia de fina a média com clastos de quartzitos e granitos (às vezes facetados, o que pode indicar abrasão por efeito glacial) de formas e tamanhos variados que variam de 3 a 20 cm, apresentam-se arredondados e também angulosos, e por vezes ocorrem envoltos por uma camada ferruginosa (ponto 220, foto 03).

Os siltitos do Grupo Itararé normalmente apresentam coloração cinza esverdeada, creme; são maciços e compactos de matriz fina de acamamento e estratificação plano-paralelos. Por vezes ocorrem alternados com arenitos.



Foto01 - Arenito maciço do Grupo Itararé (ponto 385, porção Sul da área, próximo a orio Capivari).



Foto02 - Arenitos compactados do Grupo Itararé (ponto 207, próximo à localidade de Mombuca).



Foto 03 - Diamictito do Grupo Itararé com clastos de granito em volta de matriz silto argilosa (ponto 220, porção Sul da área, próximo a orio Capivari).

Os argilitos apresentam coloração amarelo-avermelhada, laminação fina a média, de acamamento plano-paralelo. As estruturas primárias mais marcantes são laminações paralelas.

4.1.2. Formação Tatuí

Os depósitos da Formação Tatuí distribuem-se em forma de faixas alongadas e sinuosas na porção centro-norte da área, na confluência dos rios Passa Cinco e Cabeça e na porção sudeste da área, ao longo dos rios Tietê e Piracicaba.

É representada na área por siltitos, argilitos, arenitos e níveis de sílexitos.

Assine *et al.* (1999) consideram para o centro-leste de São Paulo um limite natural entre a Formação Irati e Formação Tatuí.

A porção inferior da Formação Tatuí é caracterizada por siltitos de coloração marrom, vermelha e arroxeadas de textura fina (foto 04). Em alguns locais apresenta intercalação com lentes de calcários brancos acinzentados, acompanhados ou não de concreções carbonáticas. Normalmente estes siltitos são maciços, apresentam acamamento e estratificação plano paralela e algumas vezes incluem arenitos finos avermelhados com estratificação plano-paralela. Laminação intensa nos siltitos também é comum.

A porção superior da Formação Tatuí é representada por siltitos argilosos esverdeados ou amarelo-esverdeados (foto 05) com intercalações de lentes de arenito muito fino, esverdeados a esbranquiçados, maciços e ainda pela presença de pequenas concreções calcárias, que às vezes ocorrem com coloração arroxeadas. Por vezes apresentam delgadas camadas de sílex. Este sílex é compacto, maciço, de coloração cinza e apresenta espessura máxima de 20 cm.



Foto 04 - Siltitos vermelhos arroxeados da porção inferior da Formação Tatuí (ponto 188, próximo à localidade de Recreio).



Foto 05 - Siltitos argilosos de coloração amarelo avermelhada da porção superior da Formação Tatuí (ponto 370, próximo a Saltinho).

O arenito desta unidade é maciço e de coloração amarelo esverdeada a esbranquiçada, de granulação fina a média apresentando alternância de níveis arenosos e às vezes argilosos, com acamamento e estratificação plano paralela.

Localmente ocorre lente conglomerática de matriz arenosa de coloração amarelo avermelhada com fragmentos arredondados a subarredondados (de até 05 cm) de quartzo, sílex e fósseis. A variação da granulometria vai desde areia até calhau, e a espessura destas lentes também varia bastante, tendo sido referenciada na literatura como litofácies Ibicatu (STEVAUX *et al.* 1986), embora recentemente ASSINE *et*

al. (1999) apresentem estes níveis na base do Membro Taquaral considerando assim, base do trato de sistema transgressivo Taquaral.

4.1.3. Formação Irati

Na área de estudo, o Grupo Passa Dois (P) inicia-se pela Formação Irati, por um nível conglomerático, centimétrico de coloração creme esbranquiçada composto por fragmentos milimétricos a centimétricos de sílex e quartzo, e de fósseis (escamas e dentes) (ASSINE *et al.* 1999), sob os siltitos maciços do Membro Taquaral e calcários e folhelhos do Membro Assistência.

Os sedimentos da Formação Irati ocorrem basicamente na porção nordeste (Estrutura de Pitanga), próximo à cidade de Piracicaba e sul da área (Estrutura de Jibóia), próximo à localidade de Saltinho.

Geralmente a Formação Irati apresenta contato concordante com a Formação Corumbataí e contato marcado por um limite natural com a Formação Tatuí (ASSINE *et al.* 1999). Localmente foi observado contato discordante da Formação Irati com a Formação Rio Claro, e contato lateral com arenitos e siltitos da Formação Tatuí, causado por falha normal.

Na área, a Formação Irati constitui-se de folhelhos pretos betuminosos ou não, intercalados com dolomitos cinzentos, calcários silicificados alternados com folhelhos betuminosos, que às vezes apresentam nódulos de sílex e siltitos cinza escuros.

As melhores exposições de rochas da Formação Irati são encontradas nas pedreiras de exploração de calcários localizadas nas imediações de Assistência, Ipeúna, Piracicaba, Laras e Saltinho (foto 06). Os calcários dolomíticos da Formação Irati são utilizados como corretivos de solos e, nos últimos anos, como aditivos nas massas cerâmicas (GASPAR JUNIOR, 1999).



Foto 06 - Pedreira de calcário dolomítico intercalado com folhelhos do Membro Assistência da Formação Irati (ponto 255, próximo a Saltinho).

A porção inferior da Formação Irati (Membro Taquaral) é caracterizada por argilitos, folhelhos e ainda siltitos maciços de textura fina e coloração que varia de cinza escuro a azulado ou esverdeado de acamamento (laminação) plano-paralelo. Normalmente, os siltitos assentam-se sobre o nível conglomerático que marca o contato com os arenitos finos esbranquiçados da Formação Tatuí, ou diretamente sobre a camada de sílex.

A porção superior (Membro Assistência) da Formação Irati é caracterizada por dolomitos e calcários cinza claro e escuro, maciços e compactos, alternados com folhelhos betuminosos cinza escuros, apresentando laminação plano-paralela. Para o topo, as camadas de calcário costumam estar silicificadas.

No distrito de Assistência, normalmente as pedreiras para exploração do calcário mostram camadas de calcário maciço, de coloração cinza, alternadas com folhelhos betuminosos de coloração cinza escuros a pretos que exalam odor de óleo. Apresentam acamamento plano-paralelo e por vezes, pequenas dobras que localmente ocorrem associadas às intrusões de rochas básicas.

A estratificação rítmica observada na Formação Irati se dá pela alternância de folhelho betuminoso e calcário silicificado, apresentando estratos tabulares e lentiformes de carbonato. As concreções de sílex ocorrem entre os níveis de folhelho e calcário.

Quando alterado, o Membro Assistência ocorre com coloração avermelhada e bastante nódulos e concreções de sílex (“bonecas” de sílex) espalhados na matriz argilosa, que às vezes mascara a laminação paralela (foto 07).



Foto 07 - Sedimentos alterados da Formação Irati de coloração vermelho amarelada com concreções e nódulos de sílex espalhados na matriz (ponto pt183,

4.1.4. Formação Corumbataí

A Formação Corumbataí assenta-se concordantemente sobre a Formação Irati (Membro Assistência) e encontra-se em contato discordante com a Formação Rio Claro e Formação Pirambóia.

As rochas da Formação Corumbataí ocorrem ao longo de toda a área, tendo as melhores exposições nas imediações das cidades de Rio Claro, Piracicaba e Laras (foto 08). Esta formação é fonte de materiais argilosos (argilitos, siltitos e folhelho) para as indústrias cerâmicas da região, como os municípios de Santa Gertrudes, Cordeirópolis, Limeira, Piracicaba, Assistência, Rio Claro, Araras e Ipeúna (GASPAR JUNIOR 1999).

Esta formação é caracterizada por argilitos, siltitos arenosos e argilosos finamente estratificados de coloração avermelhada ou arroxeadada (porções média e superior) e siltitos maciços de coloração cinza esverdeada a azulada (porção inferior), com laminação plano-paralela, apresentando fósseis de escamas e dentes de peixes (LANDIM 1967).

Os siltitos arenosos e argilosos da Formação Corumbataí são compactos, de coloração que varia de vermelho amarelado a arroxeadado (foto 09). Apresentam acamamento plano-paralelo, estratificação rítmica marcada por intercalações de arenitos calcíferos. Quando alterados, mostram coloração amarela esverdeada e fraturas de aspecto pastilhado, esbranquiçada, com laminação plano-paralela. Por vezes apresenta veios de quartzo com crescimento perpendicular às suas paredes.

A ocorrência de fósseis na Formação Corumbataí é representada por fragmentos de restos atribuídos a peixes como escamas, dentes, espinhos, além de fósseis vegetais (ponto 340) como raízes e caules de *Licopodiopsis derbii*.

Localmente as rochas argilo-arenosas da porção superior da Formação Corumbataí (ponto 405, Estrutura de Jibóia) apresentam intercalações de brechas de sílex, intercaladas com banco de calcário de



Foto08 - Siltitos argilosos da Formação Corumbataí em antiga exploração de argila (pt02, SP-191, próximo a Rio Claro).



Foto09 - Siltitos argilosos da Formação Corumbataí evidenciando acamamento em flaser (ponto 254, próximo a Saltinho).

aproximadamente 1,50 m de espessura com nódulos de sílex em sua composição.

São reconhecidos diversos diques clásticos (arenitos) cortando os argilitos e siltitos, da Formação Corumbataí (pontos 16, 331) próximos às localidades de Recreio, Santa Luzia e Santana, sendo a maioria deles dobrados com planos axiais subhorizontais, provavelmente associados à compactação desta unidade.

4.1.5. Formação Pirambóia

A distribuição da Formação Pirambóia ocorre ao longo das porções norte, centro-oeste e sudeste da área, tendo suas melhores exposições próximas às localidades de São Pedro e Águas de São Pedro e na região que está localizada a estrutura do Pau d' Alho e Jibóia.

É caracterizada por arenitos de granulação fina a média de coloração esbranquiçada, mas também avermelhada e amarelada, com intercalações de finas camadas de argilitos e siltitos. Localmente ocorrem no topo desta formação níveis conglomeráticos de espessuras milimétricas a centimétricas de granulometria fina a média formados por quartzo, quartzito e minerais escuros.

Normalmente a Formação Pirambóia apresenta contato discordante com a Formação Corumbataí e Formação Rio Claro. O contato com a Formação Botucatu é considerado discordante por CAETANO-CHANG (1997).

As principais estruturas observadas nesta unidade são estratificações paralelas, cruzadas (acanalada, em cunha e tangencial na base) que variam de centimétricas a métricas (fotos 10 e 11).

A espessura da Formação Pirambóia é variável, chegando a atingir 270 metros em seções aflorantes na região de São Pedro (CAETANO-CHANG 1997).



Foto 10 - Formação Pirambóia evidenciando grandes estratificações cruzadas acanaladas em cunha (afloramento 290, próximo a Serra de Itaqueri).



Foto 11 - Arenito da Formação Pirambóia com estratificações cruzadas de grande porte (ponto 92, próximo ao Morro do Capitão-Estruturado Paud'Alho).

4.1.6. Formação Botucatu

A Formação Botucatu é composta por arenitos bem selecionados, friáveis ou silicificados de coloração avermelhada, apresentando granulação média a fina e grãos foscos.

As estruturas sedimentares mais comuns são as estratificações cruzadas de grande porte (foto 12), que indicam deposição eólica em ambiente desértico.



Foto 12 - Arenito da Formação Botucatu, apresentando grandes estratificações cruzadas (próximo a Estruturado Pau d'Alho).

No Estado de São Paulo, os depósitos da Formação Botucatu ocorrem próximos à linha de cuesta, ou seja, junto ao degrau de relevo formado entre a Depressão Periférica e o Planalto Ocidental Paulista, com espessuras variáveis, máximas de 150 metros e em seções aflorantes a espessura média é de 60 metros (CAETANO-CHANG 1997).

Os depósitos da Formação Botucatu ocorrem na porção noroeste da área de estudo (nas serras de São Pedro e Itaqueri) e em morros testemunhos, próximos à estrutura do Pau d'Alho.

4.1.7. Formação Serra Geral e intrusivas básicas associadas

As rochas intrusivas básicas associadas à Formação Serra Geral, são representadas por diabásios e basaltos que se desenvolvem em forma de diques e *sills*, além de derrames aéreos pouco espessos e subsequentes.

Essas rochas encontram-se principalmente ao longo dos rios Piracicaba e Corumbataí, nas serras de São Pedro e Itaqueri e preenchendo fraturas e falhas nas estruturas de Pitanga, Pau d'Alho e Jibóia.

As rochas básicas apresentam coloração que varia de cinza escura a preta, são maciças e quando alteradas apresentam cores amareladas e esfoliação esferoidal (foto13).



Foto 13 - Rochas básicas da Formação Serra Geral alteradas, com aspecto de esfoliação esferoidal ("acebolamento") (ponto pt 88, próximo às margens do Rio Passa Cinco, porção central da Estrutura de Pitanga).

O fraturamento típico de corpos tabulares, com disjunções colunares em contato com o arenito da Formação Pirambóia é comum, aparecendo em locais como na região da Estrutura do Pau d' Alho (ponto 333).

Encontram-se diques de diabásio preenchendo falhas que colocam algumas formações lado a lado, como o argilito conglomerático (diamictito) avermelhado do Grupo Itararé com a Formação Irati, argilito da Formação Corumbataí com o arenito da Formação Pirambóia e rochas da Formação Irati, siltitos da Formação Tatuí com rochas das formações Irati e Corumbataí, indicando uma estreita associação entre as discontinuidades pré-existentes e o magmatismo basáltico.

Nos leitos de alguns rios, como Piracicaba, Corumbataí, Tietê, Passa Cinco, da Cabeça, e de alguns de seus afluentes, além de alguns ribeirões como Jacaré-Pepira, dos Pintos, são freqüentes *sills* e diques de diabásio,

exercendo papel fundamental na sedimentação (soleiras) e nas feições geomorfológicas, como no aparecimento de corredeiras, cachoeiras e quedas d' água (ponto 235, foto 14).

4.1.8. Formação Itaqueri

A Formação Itaqueri é representada na área de estudo por conglomerados polimíticos e diamictitos.

Os conglomerados são mal selecionados e ricos em fragmentos angulosos, sustentados por matriz arenosa.

Os diamictitos apresentam fragmentos, seixos e até calhaus de quartzo, quartzito e rochas vulcânicas, em corpos de espessura irregular, matriz arenosa ou até mesmo argilo arenosa (foto 15).

Os arenitos são maciços mal selecionados, argilosos ou siltosos, com clastos (grânulos e/ou seixos) dispersos, arredondados ou angulosos, na sua maioria de quartzo. Quase que invariavelmente apresentam-se com cores avermelhadas e manchas brancas irregulares, formando as chamadas “plintíticas”, representantes de níveis intermediários das crostas lateríticas regionais.

A distribuição desta unidade ocorre predominante nas serras de Itaqueri e São Pedro.

As feições de relevo características de ocorrência da Formação Itaqueri são os morrotes, sustentados pelos níveis silicificados ferruginosos.

Localmente ocorrem níveis de lateritas de até 1 metro de espessura com seixos e clastos angulosos de “ferricrete” de até 10 a 15 cm e lateritas com aspecto brechóide (ponto 277).



Foto 14 - Quedas d'água em rochas básicas da Formação Serra Geral (afloramento 235, Sul da área, próximo ao rio Capivari).



Foto 15 - Diamictitos da Formação Itaqueri com clastos de quartzo e rochas básicas (ponto 277, Serra de São Pedro).

4.1.9. Formação Rio Claro

A Formação Rio Claro ocorre mais precisamente na porção nordeste da área de estudo (Rio Claro, Ipeúna), capeando os principais interflúvios dos rios Corumbataí, Passa Cinco, Cabeça e Ribeirão Vermelho.

As maiores ocorrências estão na cidade de Rio Claro e na área rural do Campo do Cocho e junto à cidade de Ipeúna.

Esta unidade apresenta espessura em afloramento entre 2 a 6 metros, porém pode alcançar até 25 e 30 metros, como na localidade denominada de Campo dos Cochos (próximo à cidade de Rio Claro).

Os sedimentos da Formação Rio Claro são arenosos, esbranquiçados, amarelados e róseos, mal consolidados, normalmente não estratificados, sendo comuns intercalações de lentes argilosas e também de níveis conglomeráticos.

Mais freqüentemente ocorrem arenitos de coloração variada, esbranquiçados, amarelados, avermelhados e arroxeados, de granulometria fina a média, com variação de frações grossas a conglomeráticas, friáveis que por vezes apresentam estratificação planar e cruzada e níveis conglomeráticos na base.

Ocorrem também em forma de bancos, predominando arenitos de granulometria grossa. Normalmente esta formação assenta-se discordantemente sobre as rochas da Formação Corumbataí, sendo este contato marcado por um nível conglomerático formado por seixos de quartzo, fragmentos de silito, argilito e sílex (ponto Pt 02, foto 16). Na porção superior esta formação apresenta-se mais arenosa, e secundariamente mostra leitos argilosos de até 10 cm de espessura.

Os níveis argilosos desta formação, por vezes, ocorrem associados a crostas ferruginosas podendo assim indicar processo de lateritização. Nos arenitos foi notada a presença de variadas concentrações de óxidos de ferro, dada pela coloração amarelada e arroxeadada e pela cimentação ferruginosa dos seixos.

Localmente foram encontrados sedimentos da Formação Rio Claro próximos à Santa Teresinha de Piracicaba, mais precisamente na Estrada Piracicaba - São Pedro. Estes sedimentos apresentam-se arenosos de coloração amarelo-avermelhada com nível de espessura que varia de 20 centímetros a 1 metro composto de seixos e cascalhos de quartzo e quartzito de tamanhos que variam de poucos centímetros até 30



Foto16- Sedimentos areno-argilosos com níveis conglomeráticos da Formação Rio Claro (ponto pt02, SP-191, próximo a Rio Claro).

centímetros, arredondados e em contato por falha normal com os sedimentos da Formação Corumbataí.

Sendo assim, a sedimentação Rio Claro que ultrapassa os limites impostos pelas soleiras de diabásio é possivelmente associada à reativação de falhas de movimentação normal e falhas transcorrentes que ocorrem próximas à Estrutura de Artemis.

Em alguns afloramentos, pacotes da Formação Rio Claro mostram-se organizados, com variação de clastos grossos (conglomerados) ou brechas intraformacionais na base, pacotes de arenitos e arenitos conglomeráticos, argilitos de espessuras variadas entre 0,5 a 1,2 metro, recobertos por arenitos maciços, mal selecionados, ligeiramente conglomeráticos.

Curiosamente, vários destes afloramentos associam-se às falhas, reconhecidas nos afloramentos ou próximos a estes pacotes, indicando, pelo menos parcialmente, um controle tectônico na sedimentação desta cobertura superficial (ponto 08, pt 16, pt 34).

4.1.10. Coberturas Superficiais Indiferenciadas

As coberturas superficiais indiferenciadas são constituídas por materiais conglomeráticos, como cascalhos, areias e argilas e os depósitos aluviais recentes associados à rede de drenagem.

São representadas na área de estudo por depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos, depósitos de cascalhos aluviais em terraços elevados e intermediários e os depósitos aluviais recentes.

FACINCANI (2000) incluiu sedimentos da Formação Santa Rita do Passa Quatro na região, caracterizando-a como uma cobertura areno-argilosa, sem estrutura sedimentar, que ocorre próxima à cidade de São Pedro e na Serra de Itaqueri.

Na área de estudo, mais precisamente nas proximidades da Fazenda Pau Cavallo (porção Sudoeste, margem esquerda do Rio Tietê), ocorrem depósitos de sedimentos arenosos, de coloração esbranquiçada, constituídos por cascalhos aluviais com seixos e clastos de tamanhos que variam de 3 a 15 centímetros de natureza silicosa (quartzo, quartzito e silexito) arredondados a subarredondados, apresentando espessura de aproximadamente 1,5 metro, sustentados por clastos (ponto 146, fotos 17 e 18). Por vezes estes sedimentos apresentam intercalações de lentes arenosas formadas por grãos de quartzo milimétricos a centimétricos, arredondados a subarredondados, cimentados numa matriz arenosa de granulação grossa (foto 19).

Estas coberturas correspondem aos depósitos de cascalhos aluviais em terraços elevados (TQt) de MELO (1995). Normalmente estes depósitos ocorrem em feições de paleoterraços desfeitos pela erosão, elevados até

mais de 50 metros acima do leito atual, associados aos vales dos rios Tietê e Piracicaba .



Foto 17 -Depósitos decascalhosdenaturezasilicosa(clastosdequartzo,quartzito esilexito),arredondados,sustentadosporclastos(Ponto146,próximoaLaras).



Foto 18 -Detalhedosclastosarredondadosdequartzo,quartzitoesilexito (ponto 146,próximoaLaras).



Foto 19 - Depósito de cascalhos constituído por clastos de quartzo, quartzito e sillexito com intercalações delentes arenosas (ponto 146, próximo à Fazenda Pau Cavallo, Sudoeste da área).

Próximo à cidade de Laras, mais precisamente próximo às margens do Rio Tietê (pontos 133, 134, 135, 136, 137, 138 e 140, foto 20) os sedimentos de cobertura são representados por níveis de aproximadamente 50 centímetros de espessura com seixos de quartzo de tamanhos que variam de poucos centímetros e clastos de até 15 centímetros, cimentados numa matriz arenosa, às vezes recobrindo sedimentos da Formação Pirambóia e por vezes da Formação Corumbataí. Os seixos são arredondados a subarredondados.

Próximo à cidade de Águas de São Pedro (pontos 68, 69 e 70) são encontrados depósitos de cobertura representados por material areno-argiloso de coloração amarelo-avermelhada, apresentando nível de cascalhos com seixos e clastos de quartzo de tamanho que variam de 1 a 6 centímetros, subangulosos a arredondados. A espessura dos níveis de

cascalhos varia de 10 a 50 centímetros e por vezes, esses cascalhos encontram-se cimentados na matriz areno-argilosa.

Ainda próximo à cidade de Águas de São Pedro e São Pedro (pontos 11, 25 e 26) ocorrem depósitos colúvio-eluviais areno-argilosos inconsolidados, sem estrutura sedimentar, de coloração avermelhada e com percentual maior de areia que argila. Normalmente apresentam em



Foto 20 - Sedimentos de cobertura de matriz areno argilosa com níveis conglomeráticos formados por clastos de quartzito, silixito (ponto 137, próximo a Laras).

sua base uma linha de seixos ou cascalhos formados por quartzo e fragmentos de limonita.

Este tipo de cobertura que ocorre nesta região, sem estruturas (colúvio-eluviais) desenvolve-se em função do substrato arenoso do Grupo Itararé e das formações Botucatu e Pirambóia, e por atingir as maiores espessuras, são explotadas como jazidas de material para aterros ou areia para construção ou fins industriais (MELO, 1995)

MELO (1995) e FACINCANI (2000) definem estas coberturas superficiais incoesas areno-argilosas sem estruturas sedimentares como mais jovens que os sedimentos da Formação Rio Claro.

Na Serra de Itaqueri os sedimentos de cobertura são representados por pacotes areno-argilosos de coloração amarelada, de aspecto

mosqueado com alternâncias de níveis de granulação mais grossa com seixos de quartzo angulosos a subangulosos que por vezes apresentam lateritizados, cimentados na matriz. Localmente são encontrados clastos de argilito dentro da matriz (Ponto 324, fotos 21 e 22).



Foto 21 - Sedimentos de cobertura com nível de seixos lateritizados na matriz areno-argilosa com “pelotas” de argilito espalhadas no material (ponto 324, Serra de Itaqueri).



Foto 22 - Detalhe da matriz cimentada das “pelotas” de argilito (ponto 324, Serra de Itaqueri).

Ainda no sopé da Serra de Itaqueri (ponto 323, Ribeirão da Lapa, foto 23), ocorre cobertura conglomerática composta de seixos e fragmentos

de basaltos, quartzo, arenito silicificado, sílex que variam de arredondados a angulosos e canga laterítica em contato com a Formação Pirambóia. Estas coberturas que ocorrem preferencialmente, no sopé das escarpas são consideradas como neocenozóicas, já que fazem parte da evolução destas escarpas.



Foto23 -conglomeradopolimíticoconstituídoporseixosematacõesderochas básicas,quartzoefragmentosdecangalaterítica,dispostossobresedimentos da Formação Pirambóia (ponto 323, terraço do ribeirão da Lapa, Serra de Itaqueri).

Próximo à localidade de Ibitiruna ocorrem depósitos relativamente extensos e delgados de sedimentos areno-argilosos sem estruturas sedimentares presentes (pontos 112 e 113). Por vezes, ocorre fino nível basal formado por grãos e grânulos de quartzo e quartzito e pequenas concreções limoníticas. Este tipo de cobertura ocorre também na localidade de Ajapi e Rio Claro (porção Norte da área) e também na região da Estrutura do Pau d' Alho.

Na área de estudo, os depósitos aluviais recentes se restringem aos leitos dos rios Piracicaba, Corumbataí, da Cabeça, Tietê, Itaqueri e ao longo dos ribeirões Guamium, da Jibóia e do Lobo.

A presença de rochas básicas é favorável à criação de soleiras, a montante das quais acumulam-se os aluviões, como por exemplo ao longo

dos rios Corumbataí e da Cabeça, e no ribeirão Guamium, próximo à Estrutura de Pitanga.

Esses depósitos caracterizam-se por apresentarem sedimentos arenosos, argilosos e areno-argilosos. Em geral, os aluviões são areias de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadas.

5. ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS-ESTRUTURAIS DA PAISAGEM.

Para a identificação de feições neotectônicas, é necessário o estudo da rede de drenagem e dos elementos de relevo associados, tais como padrão de drenagem, formação de terraços e da planície aluvial e as características genéticas dos segmentos de drenagem (SUMMERFIELD 1991; STEWART & HANCOCK 1994).

Para KELLER & PINTER (1996), os rios são muito sensíveis e são capazes de se ajustar à deformação em períodos muito rápidos, de décadas a séculos, sendo que as anomalias de drenagem fornecem fortes indícios da influência das estruturas tectônicas na sua geometria, provocando desvios locais (HOWARD 1967; JAIN 1980; SCHUMM 1986).

Estes mesmos autores consideram como feições anômalas os longos segmentos retilíneos, o desenvolvimento de meandros ou o padrão *braided* localizado, o alargamento ou estreitamento locais de vales e canais, a presença isolada de lagoas e as curvas anômalas dos rios.

5.1. Rede de drenagem

O mapa de drenagem foi feito a partir da extração da rede de drenagem de seis (06) folhas topográficas na escala 1:50.000 e da complementação com as fotos aéreas na escala 1:60.000. Por meio deste mapa foi possível a identificação, classificação e interpretação do padrão de drenagem e das diversas feições anômalas que ocorrem na área (figura 10).

Os principais sistemas de drenagens da área são representados:

1. pela bacia do Rio Piracicaba na parte central da área, tendo seus principais afluentes o Rio Corumbataí, os ribeirões Cachoeira, Guamium, Limoeiro, Araquá, Samambaia e Vermelho na margem direita, e os ribeirões Tijuco Preto, Piracica-Mirim, dos Marins, Congonhal e do Paredão Vermelho na margem esquerda;
2. Na porção nordeste, pelo Ribeirão Claro e seus afluentes;

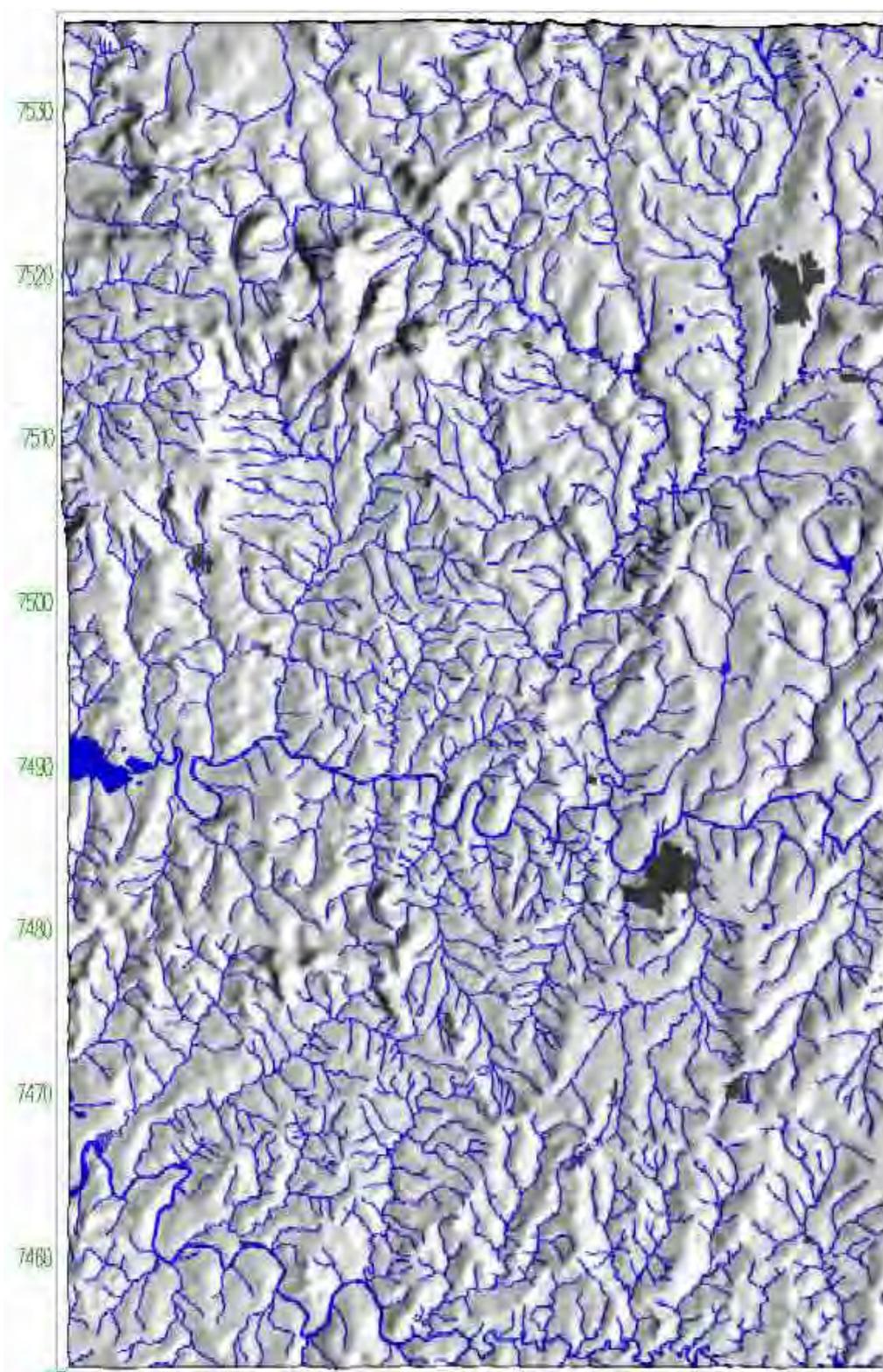


Figura 10 – Modelo digital de terreno da área estudada, com superposição em visada vertical.

3. na porção Noroeste, pelo rio Jacaré-Pepira e seus afluentes;
4. na parte Sul, pelo rio Tietê e afluentes da margem direita, com destaque para o rio Capivari.

O rio Piracicaba encontra-se encaixado, com direção principal E-W, controlado por falhas e fraturas, que dificultam o desenvolvimento de planícies expressivas (FACINCANI 2000). Apresenta uma forte assimetria de drenagem, marcada por longos e densos segmentos na sua margem direita, com destaque para o rio Corumbataí e seus afluentes.

O rio Corumbataí também apresenta uma forte assimetria de drenagem, indicando possível controle tectônico e longos segmentos retilíneos que acompanham linhas de falhas. Os afluentes da margem esquerda são pouco extensos, com exceção do ribeirão Claro, que corre subparalelo ao rio Corumbataí, na região de Rio Claro. Os afluentes da margem direita são extensos, também fortemente controlados, com destaque para o rio Passa Cinco.

Os principais tipos de anomalias observados na área de estudo foram os meandros abandonados, longos segmentos retilíneos, curvas anômalas, cotovelos, capturas, confluências e assimetria de drenagens.

As principais anomalias de drenagem estão controladas pelos alinhamentos de direções NW-SE, E-W e secundariamente NE-SW e N-S.

A rede de drenagem apresenta características de desenvolvimento por influência tectônica, pois na maioria das vezes esta acompanha grandes linhas de falhas, como no caso dos sistemas de falhas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna Piracicaba (SOARES 1974), que apresentam direção principal NW-SE e secundariamente direções NE-SW, E-W e N-S na estrutura de Pitanga, nas falhas das estruturas do Pau d' Alho e Jibóia (orientações NW-SE e NE-SW), e na estrutura de Artemis de orientações NE-SW, NW-SE e E-W. Todos os exemplos seguem longos trechos com controle nas formas de relevo, caracterizados por basculamentos de blocos e com depósitos de coberturas cenozóicas adernadas principalmente nas direções NW-SE e NE-SW.

5.2. Padrão de drenagem

Para uma melhor caracterização e descrição dos padrões da rede de drenagem foram consideradas separadamente cada folha topográfica (1:50.000), e ainda foi adensada com o auxílio de fotos aéreas (1:60.000).

De maneira geral, o padrão de drenagem observado na área é dendrítico e subdendrítico, e embora esses padrões desenvolvam-se geralmente em áreas homogêneas e tectonicamente estáveis, a elevada sinuosidade, principalmente dos principais rios e os marcantes lineamentos, já sugerem o caráter dinâmico e anômalo da área (figura 11).

Na região de Itirapina, os padrões observados foram o subdendrítico e o retangular angulado. A porção Oeste, é marcada por drenagens que apresentam orientação E-W (Rio Jacaré Pepira, ribeirões dos Pintos, dos Pinheirinhos e Tamanduá e córrego do Barreiro), com padrão retangular angulado. Nesta orientação E-W, desenvolve-se a maioria das grandes cachoeiras desta região, principalmente ao longo do rio Jacaré Pepira e do ribeirão dos Pintos. Na orientação N-S também se desenvolvem algumas cachoeiras (rio da Cachoeira).

BÓSIO (1973) destacou a concordância das direções das escarpas das Serras de São Pedro e Itirapina com a drenagem e segundo ainda o autor a presença de cachoeiras quase verticais nas escarpas entre topo e base são indicativas de movimentação recente.

O rio Passa Cinco apresenta padrão subdendrítico e tem sua nascente na Serra de Itaqueri com orientação N-S (foto 24), embora próximo à sua confluência com o rio Pirapitinga ele já apresente orientação E-W e após a confluência torna-se mais largo e passa a ter orientação NW-SE e segmentos mais longos na sua margem direita.

Próximo à cidade de Itirapina o rio Pirapitinga apresenta anomalia com segmentos de drenagem evidenciada só na sua margem direita. Antes

Figura 11. Mapa de drenagem apresentando os padrões e feições anômalas elaborado a partir das folhas topográficas na escala 1:50.000 e fotos aéreas 1:60.000

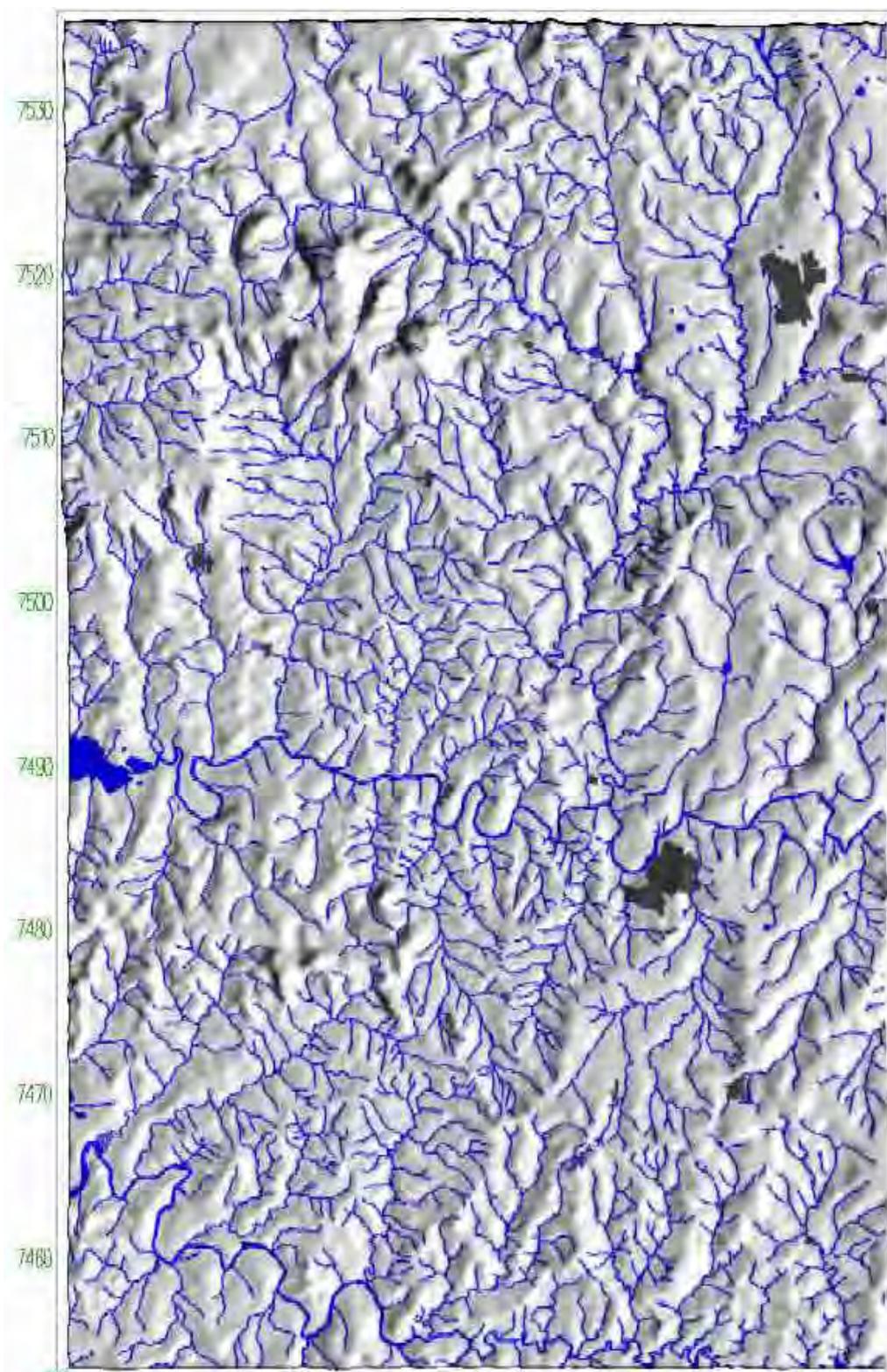




Foto 24 - Aspecto do padrão subdendrítico de canal estreito do rio Passa Cinco próximo a confluência com o rio Pirapitinga (ponto 290, próximo a sua nascente na Serra do Itaqueri).

de desaguar no rio Passa Cinco, este rio apresenta longo trecho retilíneo de orientação NW-SE.

O ribeirão Araquá tem sua nascente na Serra de São Pedro com orientação NW-SE e deságua na margem direita do rio Piracicaba com orientação N-S, apresentando ao longo de seu percurso confluências de drenagens com mesma orientação N-S e tendo a maioria de seus afluentes da margem direita orientação E-W.

A maioria dos rios desta região apresenta longos segmentos retilíneos com orientações preferenciais E-W e secundariamente NW-SE, NE-SW e N-S.

Neste setor da área, as principais feições geomorfológicas que foram reconhecidas estão relacionadas ao desenvolvimento de inúmeras cachoeiras, cavernas, confluências de drenagens desenvolvidas preferencialmente nas direções N-S e E-W.

Na região de Rio Claro, são observados os padrões subdendrítico a dendrítico, evidenciados pelos rios Passa Cinco, Corumbataí, parte do rio da Cabeça e do ribeirão Claro.

O rio Passa Cinco apresenta orientação NW-SE e, neste trecho, são reconhecidas curvas anômalas, condicionadas por falhas do sistema linear Passa Cinco-Cabeça. Após a confluência com o rio da Cabeça, o rio Passa Cinco passa a apresentar orientação N-S e NNE-SSW. A assimetria da bacia é indicada por segmentos de drenagens maiores na sua margem direita. Este rio apresenta vários trechos com cotovelos, segmentos retilíneos e curvas anômalas, que acompanham linhas de falhas, evidenciando assim, forte controle estrutural, com possíveis reativações neotectônicas ao longo deste rio.

O rio da Cabeça apresenta orientação geral próxima a N-S e padrão sub paralelo a retangular-angulado, evidenciado pelos seus afluentes de orientação E-W e confluências de drenagem N-S, E-W e WNW-ESE.

O rio Corumbataí, afluente da margem direita do rio Piracicaba, apresenta nesta porção da área estudada, padrão dendrítico a subdendrítico. Na porção Norte apresenta orientação NW-SE (próximo a cidade de Ferraz), depois passa a ter orientação NE-SW por cerca de 20 km, e passando a N-S até sua confluência com o ribeirão Claro. Neste trecho é evidenciada anomalia marcada pelo longo trecho retilíneo, por segmentos mais densos e longos de orientação WNW-ESE na sua margem direita, cotovelos de drenagem (inflexão) com orientação NE-SW e NW-SE, além de confluência de drenagem na orientação N-S e E-W. Após a confluência com o ribeirão Claro, este rio passa a ter orientação NE-SW e segue com esta orientação até próximo ao rio Piracicaba, quando deságua com orientação NNW-SSE.

O ribeirão Claro apresenta os padrões subdendrítico a paralelo e retangular-paralelo. Próximo a sua confluência com o rio Corumbataí apresenta orientação NE-SW e anomalia com segmento mais longo na sua margem esquerda e confluência de drenagens N-S. Há ocorrência de várias lagoas por vezes alinhadas na orientação NE-SW acompanhando as inflexões do rio Corumbataí e os afluentes do ribeirão Claro que também apresentam essa orientação. Este ribeirão apresenta anomalia com

segmentos mais longos na sua margem esquerda e seus afluentes apresentam inflexões com orientação geral NE-SW.

O arranjo desenhado pelo rio Passa Cinco, Médio Corumbataí, confluência com ribeirão Claro apresenta segmentos retilíneos, cotovelos e confluências fortemente estruturadas, em feixes marcados por seus traços e de seus afluentes, com orientação bem definida NW-SE, estendendo-se para SE até o segmento NW-SE do rio Piracicaba, já próximo à cidade de Americana. Este verdadeiro feixe de segmentos de drenagem ajusta-se ao padrão de fraturamento do Sistema de Falhas NW-SE, que na região de Ipeúna limita, a norte, a estrutura de Pitanga.

Na região de Piracicaba, a rede de drenagem é marcada principalmente pelos rios Corumbataí e Piracicaba. Os padrões apresentados são dendríticos a subdendríticos e retangular angulado. A orientação preferencial da drenagem é NE-SW, marcada por trechos do rio Corumbataí e também pelos pequenos afluentes da margem direita do rio Piracicaba (ribeirões Cachoeira, Guamium, das Corredeiras e do Capim Fino). Nesta porção da área, os afluentes da margem da margem esquerda do Rio Piracicaba apresentam orientação geral próxima a N-S (ribeirões Piracica-Mirim e Tijuco Preto).

A confluência do rio Passa Cinco com o rio Corumbataí é marcada pela presença de feições neotectônicas como escarpas de falhas, cotovelos, inflexões, curvas anômalas, meandros abandonados coincidentes com uma das falhas do Sistema Passa Cinco-Cabeça da Estrutura de Pitanga.

O rio Corumbataí apresenta orientação NE-SW e é marcado por várias inflexões, cotovelos, curvas anômalas, assimetria de drenagem com longos segmentos na margem direita e presença de quedas d' água em um desses afluentes (Ribeirão Paraíso). Estas feições apresentam-se fortemente controladas por fraturas e falhas de orientação NW-SE do Sistema Ipeúna-Piracicaba (SOARES 1974), que marca o limite Oeste da Estrutura de Pitanga.

Na região da Usina Costa Pinto, o rio Corumbataí apresenta uma inflexão importante, de NE-SW para NW-SE. Este trecho apresenta grande planície aluvionar e meandros abandonados, também controlados estruturalmente, com segmentos retilíneos e limite da planície alinhados seguindo traços NW-SE (coincidentes às falhas do Sistema Ipeúna-Piracicaba), que balizam também linhas de afloramentos e contatos entre as unidades litológicas. Seus traços alinhados se ajustam a segmentos da bacia do ribeirão Araquá e segmentos do rio Piracicaba.

Este rio quando deságua no rio Piracicaba, apresenta orientação próxima a NNW-SSE.

O rio Piracicaba tem seu traçado geral segundo a direção E-W, porém é marcado por várias inflexões e curvas N-S e NE-SW. Os afluentes da margem direita são mais longos como o rio Corumbataí com suas marcadas inflexões e curvas anômalas, e apresentam uma certa angularidade com orientação NE-SW. Os afluentes da margem esquerda apresentam-se sem esta angularidade e são de orientação N-S, como o Piracica-Mirim, ribeirão dos Marins e o ribeirão Tijuco Preto, que apresentam padrão dendrítico a subdendrítico. Por seu porte, o rio Piracicaba apresenta pequena proporção de depósitos aluvionais ao longo de seu curso, percorrendo sua maior extensão sobre leito rochoso. Seus segmentos retilíneos associam-se a padrões alinhados e fortemente estruturados por parte da bacia de seus afluentes.

Na região de São Pedro, a rede de drenagem é representada principalmente pelo rio Piracicaba e os padrões mais observados são o subdendrítico e o subparalelo.

O rio Piracicaba apresenta orientação próxima a E-W, com inflexões NW-SE e NE-SW. Os afluentes da margem direita do rio Piracicaba são mais longos (ribeirões Vermelho, do Meio, Araquá e Samambaia), embora tanto os afluentes da sua margem esquerda como da direita apresentem longos segmentos retilíneos e curvas anômalas.

Os afluentes da margem direita apresentam certa angularidade de orientação em torno de NNE-SSW e os da margem esquerda, NNW-SSE.

Na região da Estrutura de Artemis alguns afluentes da margem esquerda do rio Piracicaba apresentam curvas em “S”, que podem ser indicativas de movimentação transcorrente (dextral). Esta anomalia também é evidenciada pela presença de escarpas que acompanham planos de falhas de orientação E-W (normais e transcorrentes medidos em campo).

O ribeirão Araquá apresenta orientação que varia de N-S a NE-SW com longos trechos retilíneos, e ainda inflexões de drenagem E-W, assimetria dos seus afluentes, curvas anômalas e capturas.

Padrões anômalos na região da confluência do Rio Piracicaba com o ribeirão Vermelho (afluente da margem esquerda) associam-se aos traços de fraturas que balizam os altos (e baixos) estruturais do Pau d' Alho e Jibóia no rumo SE, evidenciados por escarpas de falhas, capturas e curvas anômalas.

Na região de Laras, os padrões reconhecidos são os subparalelo a paralelo angular e sudendrítico a dendrítico.

A rede de drenagem é formada basicamente pelo rio Tietê e seus afluentes tanto da margem direita como da esquerda, que apresentam orientação preferencial NE-SW (ribeirões da Jibóia, dos Ponces, Pederneiras, Capivari-Mirim e da Onça) com afluentes alinhados e zonas de confluências controladas pelos sistemas de fraturas NW-SE.

O rio Tietê apresenta curvas e inflexões de orientações preferenciais NE-SW e N-S.

O ribeirão da Jibóia, afluente da sua margem direita, apresenta em um certo trecho, anomalia marcada por segmentos maiores na sua margem esquerda, marcados por orientação NW-SE.

O encontro do rio Tietê com o rio Capivari se dá com uma inflexão de orientação NW-SE.

Na região de Capivari, os padrões apresentados são os subdendrítico e subparalelo. A rede de drenagem é caracterizada por longos trechos retilíneos de orientação NE-SW evidenciada pelos ribeirões Lambari, Tijuco Preto, Piracica-Mirim e dos Marins, afluentes da margem esquerda do rio Piracicaba e também pelos córregos Pinheiro ou Dona Teodora, São Matias, do Bonfim e o da Fazenda Estrela, afluentes da margem direita do rio Capivari.

O rio Capivari apresenta-se com curvas anômalas e inflexões com trechos retilíneos de orientação N-S e NE-SW.

Em um trecho do córrego da Fazenda Estrela, sua margem direita é marcada por uma anomalia com segmentos maiores e retilíneos de orientação NW-SE.

O córrego Pinheiro ou Dona Teodora apresenta segmentos mais longos e densos na sua margem direita de orientação NW-SE.

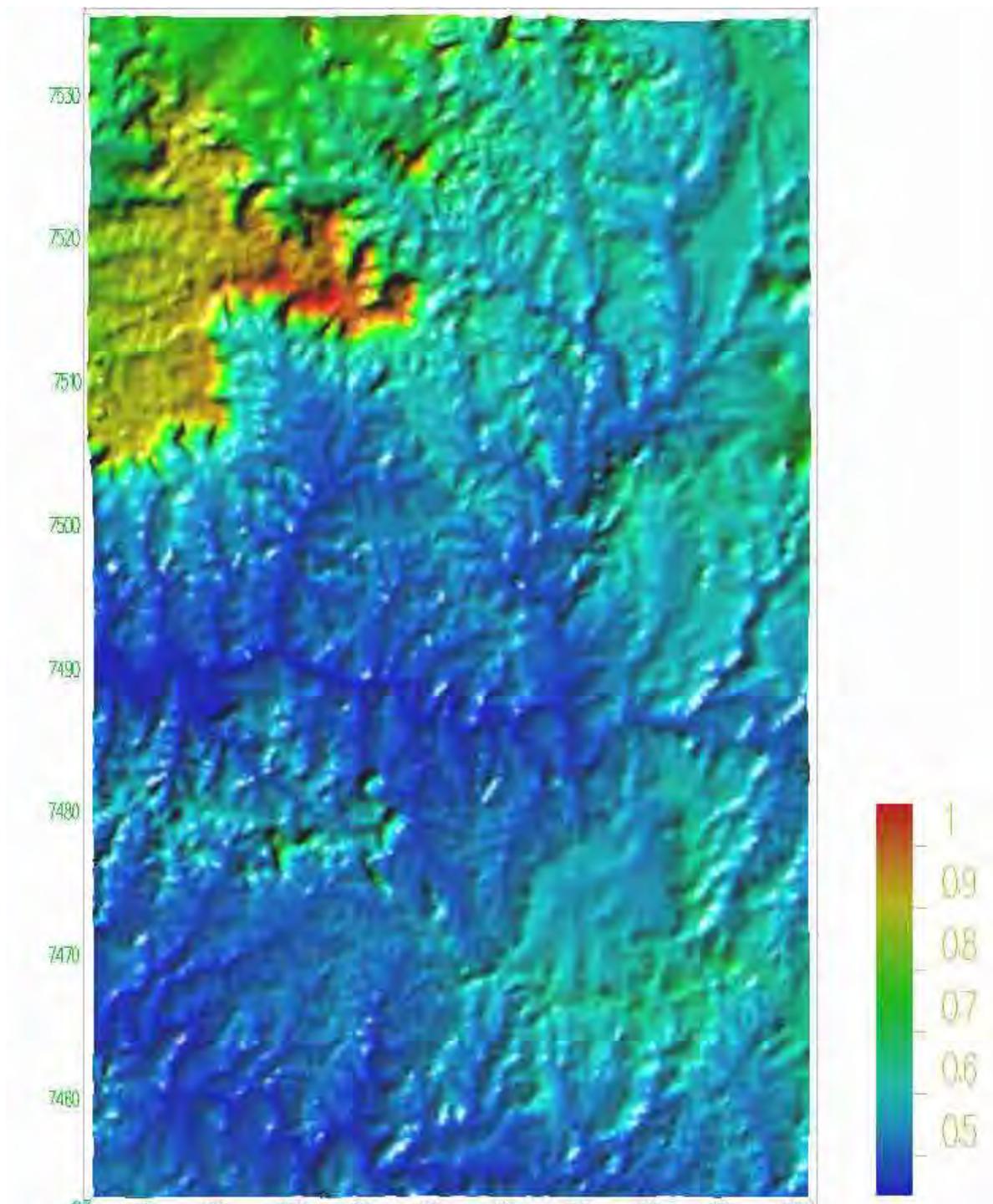
O ribeirão Piracica-Mirim, antes de desaguar no Rio Piracicaba, é marcado por anomalia de drenagem com longos segmentos em sua margem direita de orientação que varia de NW-SE e inflexões de mesma orientação.

Os afluentes tanto do rio Piracicaba como os do rio Capivari, apresentam confluências de drenagem E-W.

5.3. Relevo

A área em estudo está situada no interflúvio Piracicaba-Tietê dentro da Província Geomorfológica da Depressão Periférica. As altitudes médias situam-se entre 500 e 600 metros (450 metros nos leitos dos rios Piracicaba e Tietê) e entre 700 a 1.068m nas Serras de São Pedro, Itaqueri, Pau d' Alho, Floresta e Fortaleza, que em grande parte são sustentadas por rochas básicas do magmatismo Serra Geral (figura 12).

Figura 12. Modelo digital do terreno destacando a topografia da área da estudada



O relevo suave e colinoso é sustentado pelas rochas sedimentares da Bacia do Paraná (foto 25). O relevo mais acidentado (morrotes, morros e algumas serras isoladas), é representado pelas serras de Itaqueri, São Pedro, da Fortaleza, da Floresta e do Pau d' Alho nas regiões de intrusão de rochas básicas do magmatismo Serra Geral (foto 26).

Segundo PENTEADO (1976), o setor centro ocidental da Depressão Periférica e da Bacia de Rio Claro começa com a superfície de aplainamento (cimeira) de idade pós-cretácica que deixou vestígios no topo das escarpas regionais (Serra de Itaqueri, Serra de São Pedro, Serra do Cuscuzeiro, etc). Após o Terciário Superior é que se estabeleceu a drenagem exorréica, guiada por linhas tectônicas reativadas, dando início à escavação da bacia através de fases de entalhe e fases de aplainamento sucessivas.

Segundo FACINCANI (1995), o desenvolvimento de boçorocas na região de São Pedro envolve a influência de estrutura e tectônica. A autora apontou a importância das estratificações cruzadas e plano-paralelas das formações Pirambóia e Botucatu na esculturação das formas de relevo e processos morfogenéticos, ou seja, os planos de estratificações funcionam como zonas de fraqueza favorecendo a percolação de água e conseqüentemente da ação do intemperismo.

Na área de estudo, em termos geomorfológicos, reativação de falhas que promoveu o rearranjo da rede de drenagem é evidenciada pelas feições anômalas do tipo capturas, deflexões dos rios, meandros abandonados (foto 27) e assimetria. No relevo reflete-se na presença de feições morfotectônicas do tipo escarpas, depressões fechadas, boçorocas, paleoterraços (foto 28) vales suspensos (foto 29), facetas trapezoidais (foto 30) (vide figura 11).



Foto 25 - Vista geral do relevo suave e colinos da área de estudo com altitudes entre 500 e 600 metros.



Foto 26 - Paisagem de relevo de colinas amplas evidenciando o fundo das serras do Paud'Alho da Floresta.



Foto 27 - Trecho de vale abandonado (próximo à localidade de Ferraz).



Foto 28 - Leito rochoso do rio Passa Cinco (Formação Tatuí) e paleoterraço aluvionar (conglomerados polimíticos, embaixo da Ponte na rodovia Rio Claro-Ipeúna, ponto 35).



Foto 29 - Feição morfotectônica do tipo valessuspensão, controlada por direções NW (próximo ao ponto 335, Estrutura de Paud'Alho).



Foto 30 - Feição morfotectônica do tipo faceta trapezoidais (próximo ao ponto 179, na porção norte da região da Estrutura de Pitanga).

5.3.1. Análise dos Lineamentos

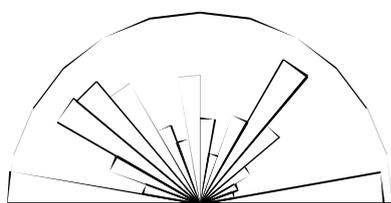
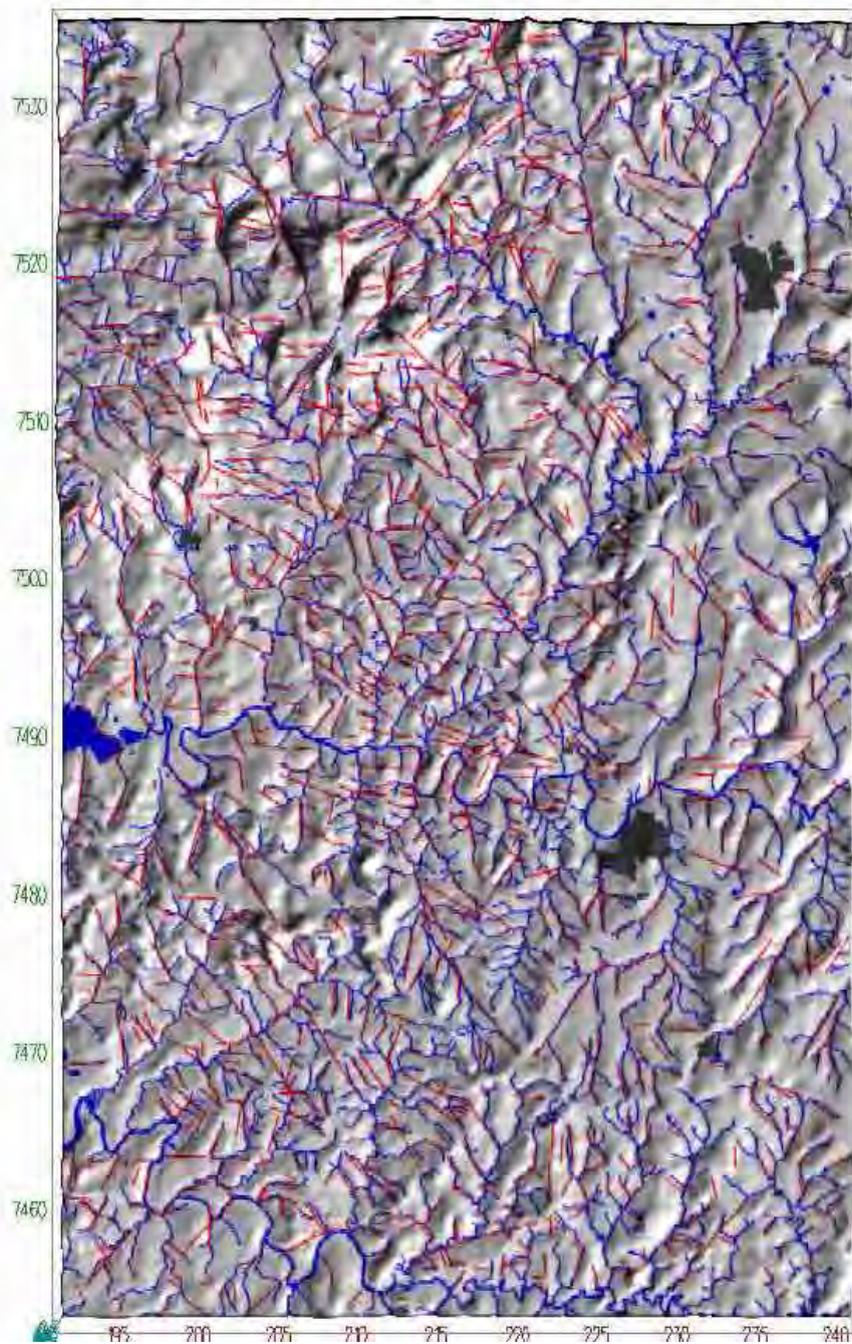
O mapa de lineamentos foi elaborado a partir do cruzamento das informações dos mapas de drenagem, relevo, alinhamentos (drenagem e relevo), geológico (todos na escala 1:50.000) e análise de fotointerpretação. Este mapa apresenta os traços principais relacionados aos elementos tectônicos que fornecem fortes indícios da influência destas estruturas na conformação da paisagem atual (figura 13) e os diagramas de frequência e comprimento acumulado permitem o reconhecimento das direções principais.

A maioria dos lineamentos marcados corresponde a trechos retilíneos de canais de drenagens, além de formas de relevo como escarpas, que podem representar a forte influência do fraturamento no esculpimento do relevo.

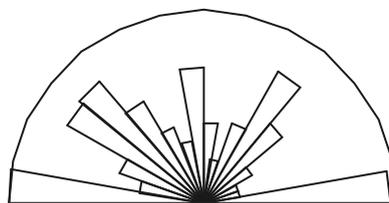
Esta caracterização permitiu observar que os lineamentos de direção NW-SE são os mais expressivos e apresentam influência tanto da drenagem (rio Passa Cinco, inflexões do Rio Piracicaba, ribeirões Água Vermelha, Congonhal e do Paredão Vermelho, etc) como do relevo e estão associados aos grandes traços representados pelas falhas que formam os altos estruturais estudados (Pitanga, Pau d' Alho e Jibóia, figura 14).

Os lineamentos de orientação NE-SW são menos freqüentes e ocorrem associados principalmente aos alinhamentos da rede drenagem (Rio Corumbataí, inflexões dos rios Piracicaba e Tietê, ribeirões Araquá, da Jibóia, dos Marins, Limoeiro, Cachoeira, figura 15).

Os lineamentos E-W expressam-se na drenagem, na porção Centro e Sul da área (orientação dada pelo vale do Rio Piracicaba e Rio Tietê, respectivamente), e na porção Norte, é evidente a influência tanto do relevo, onde esses lineamentos funcionam como controlador da região das serras de São Pedro, Itaqueri e adjacências, como da drenagem (Rio Jacaré-Pepira, ribeirões dos Pintos, do Pinheirinho, Tamanduá e Córrego do Barreiro, figura 16).



COMPRIMENTO ACUMULADO



FREQUENCIA ACUMULADA

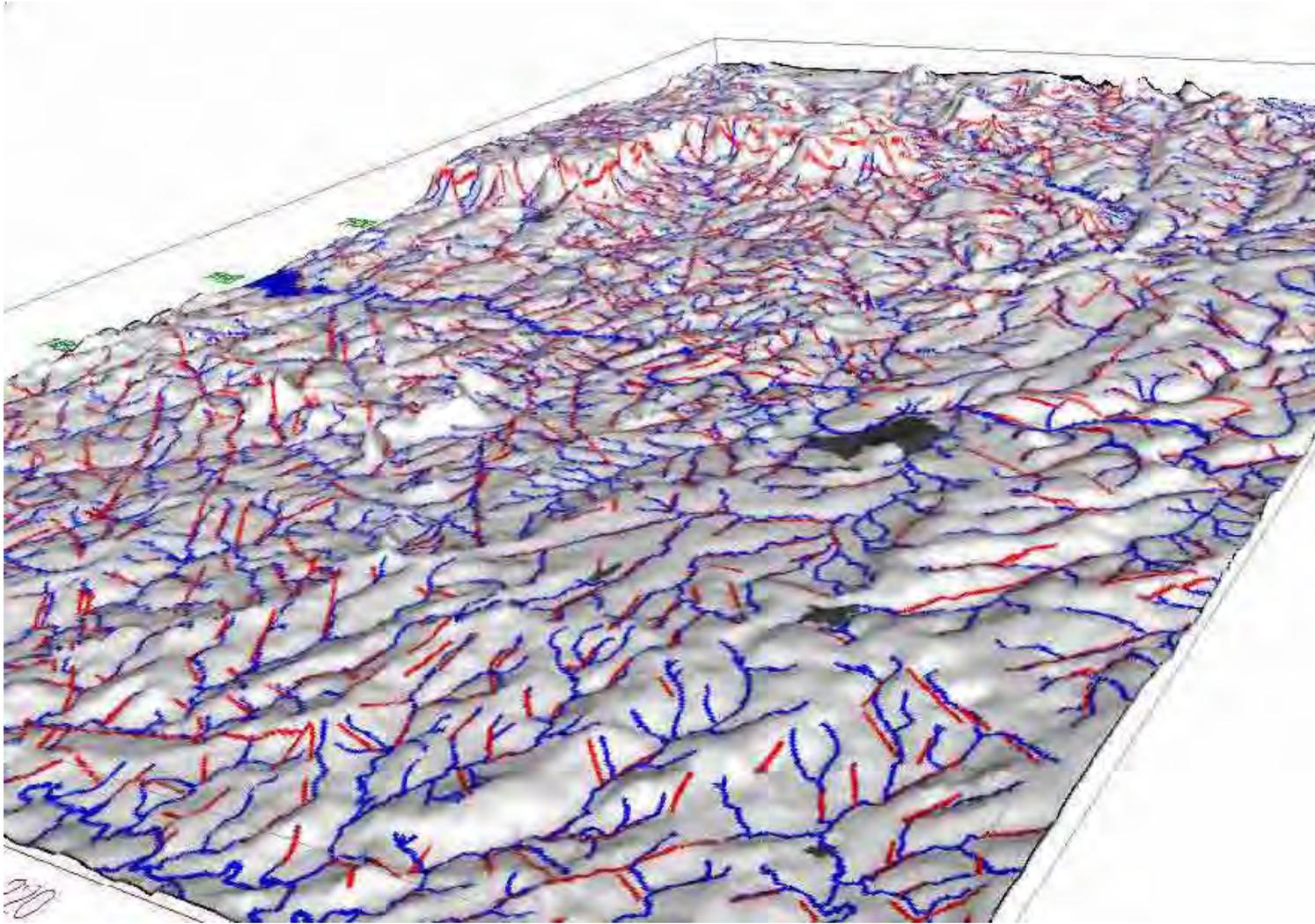


Figura 1 4 - Modelo digital do terreno em visada inclinada de SE para NW, com indicação dos principais lineamentos NW.

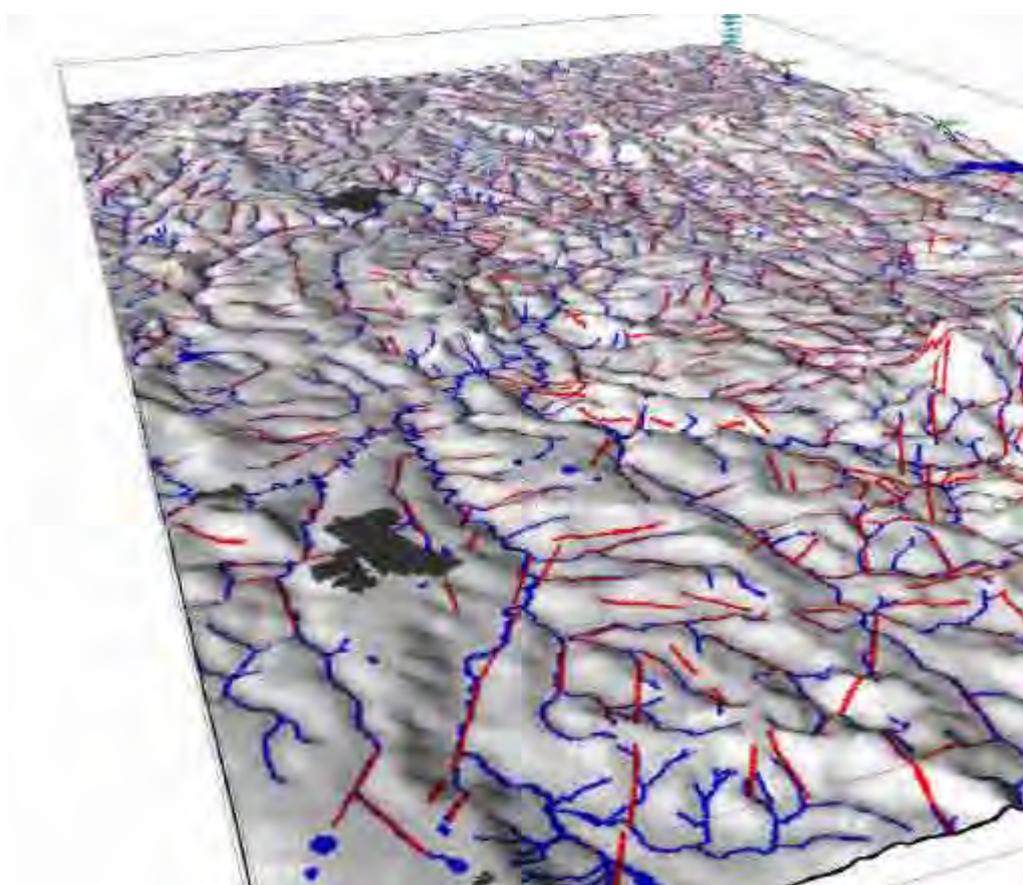


Figura 15 - Modelo digital do terreno com visada inclinada de NE para SW com destaque dos principais lineamentos NE-SW. A mancha escura destacada corresponde à cidade de Rio Claro.

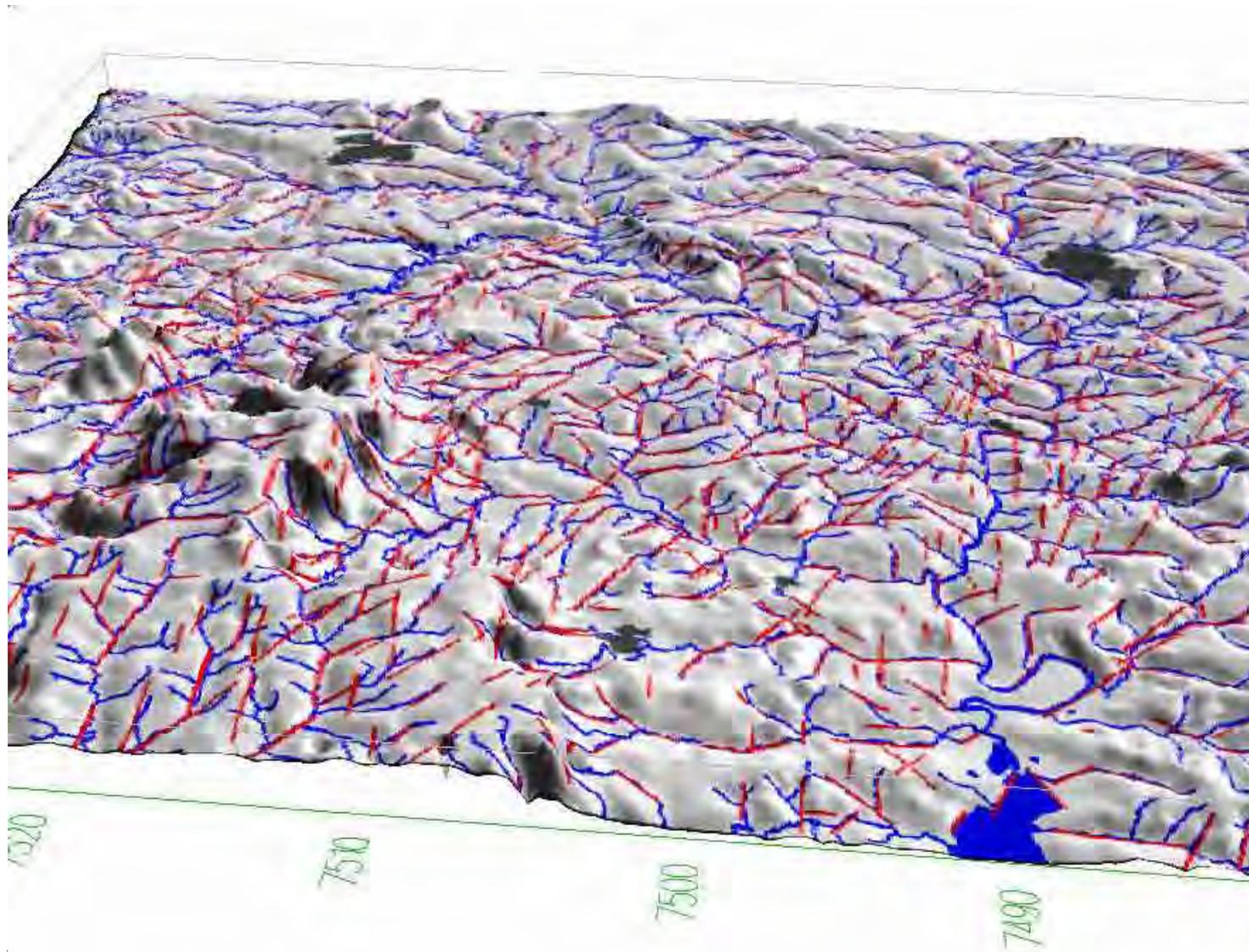


Figura :
e central da área).

E-W (porção Norte

BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1969) destacaram os principais traços de escarpamentos das serras do Cuscuzeiro e São Pedro com direções estruturais NW-SE, E-W, NE-SW e BÓSIO (1973) ressaltou a concordância das direções das escarpas das serras de São Pedro e Itirapina com a drenagem.

5.3.2. Quadro Morfoestrutural da Área

Os elementos básicos que definem o quadro morfoestrutural da área são feixes de lineamentos e falhas de orientações NW com movimentação normal, responsáveis pelos desnivelamentos ao longo das estruturas presentes (Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia) e NE provavelmente responsáveis pela deposição dos sedimentos da Bacia Rio Claro (Formação Rio Claro) na área da Estrutura de Pitanga.

Os feixes E-W também são bastante expressivos e de grande importância no que se refere à dissecação do relevo e ao encaixe do Rio Piracicaba. Os principais desnivelamentos altimétricos do relevo (porção norte da área), bem como suas principais frentes de dissecação fluvial, são fortemente controlados por estes lineamentos E-W, sugerindo influências tectônicas na esculturação das serras de São Pedro, Itaqueri e adjacências.

Os feixes N-S não são expressivos no quadro morfoestrutural da área.

A configuração geral dada pelo arranjo destes lineamentos é de blocos delimitados por feixes NW-SE, NE-SW e E-W (figura 17).

A porção Norte é impressa por feixes E-W segmentados por feixes NE e NW. Os feixes NE formam compartimentos romboedrais com os feixes de falhas NW na porção mais central, onde ocorre a Estrutura de Pitanga. Estas estruturas NW condicionam o quadro geral desta porção da área, o qual se caracteriza pela presença de blocos abatidos a NE e a SW, e expressam-se na drenagem e no relevo com trechos retilíneos e presença de escarpas alinhadas ao longo destas discontinuidades.

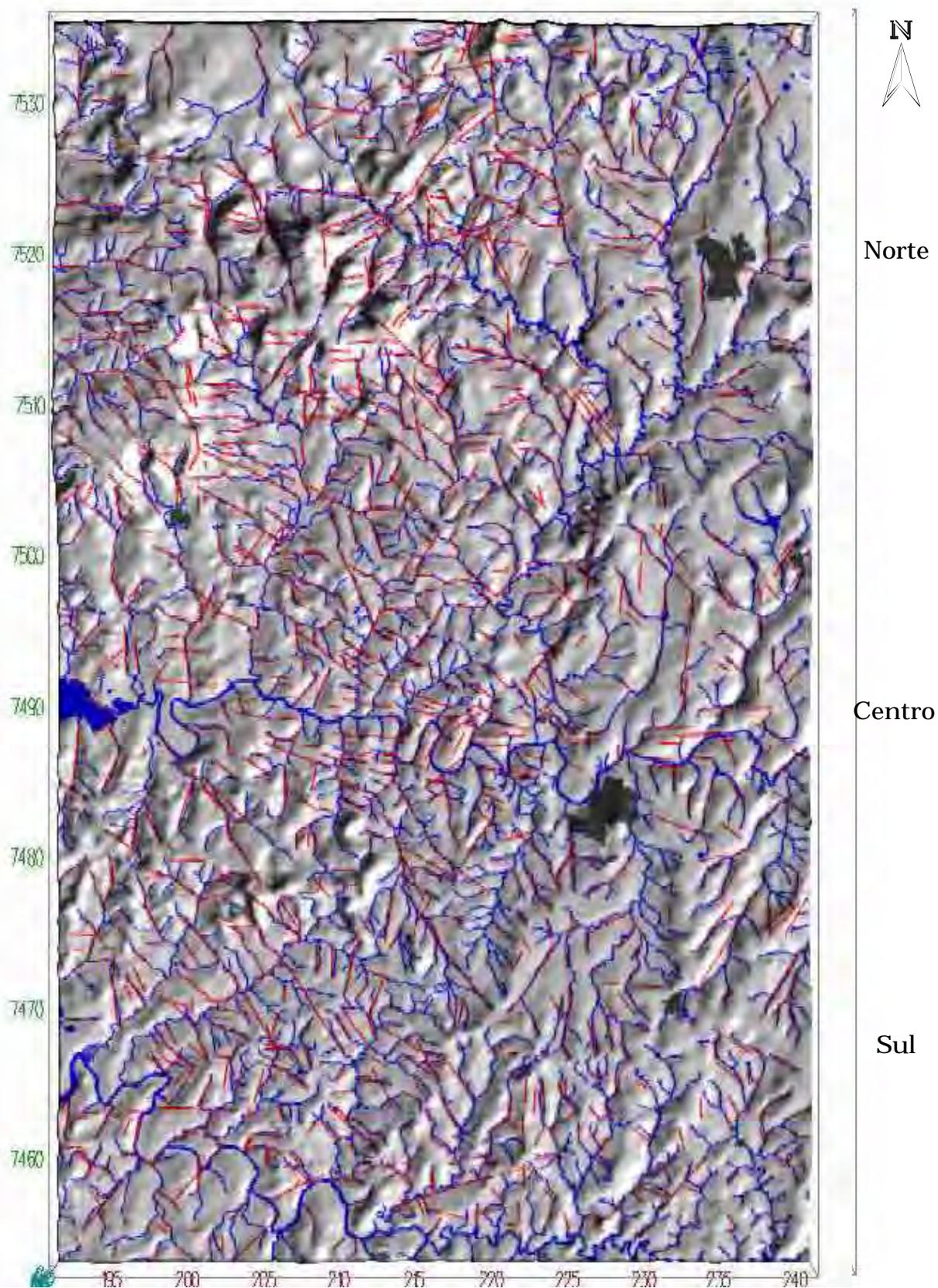


Figura 17 - Mapa digital do terreno (MDT) com indicação dos principais lineamentos e do quadro morfoestrutural da área de estudo.

Os feixes NE-SW interrompem os feixes E-W na porção NW da área que é caracterizada por relevos elevados com altitudes em torno de 1000 metros. Estes feixes NE-SW, expressam-se na drenagem condicionando a assimetria do Rio Corumbataí mais a SE e no relevo mais a NW, provavelmente associados à sedimentação da “Bacia de Rio Claro” na região da Estrutura de Pitanga. O feixe principal NE-SW que ocorre a NW limita a ocorrência de sedimentos cenozóicos na região de São Pedro (“Depressão de São Pedro”) e na região de Rio Claro (“Bacia de Rio Claro”). Controla confluências e trechos retilíneos de drenagem (Ribeirão Araquá) e controle incipiente no relevo, marcando limite entre escarpas da Serra de Itaqueri.

Os feixes E-W na porção central estão associados ao encaixe do Rio Piracicaba e segmentos de drenagem de 1ª e 2ª ordem e praticamente balizam o limite dos feixes NE, que são menos expressivos na porção Sul.

Os feixes NW na porção Sul da área caracterizam-se pela importância nas feições de relevo, na drenagem e condicionam uma série de falhas, associados às estruturas do Pau d’ Alho e Jibóia com basculamentos para NE e SW. Este feixes NW condicionam curvas anômalas do Rio Piracicaba, as quais se associam depósitos de coberturas neocenozóicas. Controlam ainda trechos retilíneos de drenagem de 2ª ordem e ainda curvas dos rios Tietê e Capivari e no relevo (trechos retilíneos dos morros testemunhos, presentes nesta porção da área estudada, como as serras do Pau d’ Alho, Fortaleza, Floresta, Monte Branco, etc).

As principais feições que caracterizam a evolução morfotectônica na área são impressas em formas específicas de relevo, na dinâmica e no rearranjo da rede de drenagem (anomalias e capturas), na configuração e distribuição dos sedimentos terciários e quaternários fortemente condicionadas pelas discontinuidades pré-existentes, que configuram blocos abatidos e soerguidos promovendo ao longo do tempo modificações na paisagem através de reativações, inclusive as recentes, definidas como neotectônicas.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O quadro estrutural principal reconhecido é delineado pelo traçado das falhas, que distribui as unidades litoestratigráficas na forma de blocos soerguidos e abatidos, permitindo assim que unidades mais jovens aflorem ao lado de unidades mais antigas. As inclinações das camadas em geral são de pequeno porte, com mergulhos que variam de 2° a 5°, embora localmente encontrem-se mergulhos de valores maiores, com até 75°, associados a blocos limitados por falhas.

Localmente foram reconhecidas pequenas dobras associadas a falhamentos e/ou às intrusões de rochas básicas. As juntas completam o quadro de estruturas reconhecidas. O arranjo é apresentado na forma das estruturas principais, ou seja, pelos altos de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia (figura 18).

6.1. Estrutura de Pitanga

Em termos de distribuição das unidades litoestratigráficas e de mapeamento regional, o acamamento apresenta-se de forma horizontal com mergulhos que acompanham o desenho regional que variam de 2° a 5°. Em termos de caracterização local, foram reconhecidos em vários afloramentos mergulhos que alcançam até 20°, geralmente relacionados aos falhamentos.

A observação do mapa geológico (APÊNDICE II) permite reconhecer a Estrutura de Pitanga como um arranjo geométrico na forma de sistemas de falhas (Sistema Passa Cinco-Cabeça e Sistema Ipeúna-Piracicaba) ou de falhas isoladas.

Os sistemas de falhas mais importantes e expressivos na área da Estrutura de Pitanga são marcados pelos alinhamentos dos rios Passa Cinco e Corumbataí, formando os sistemas de falhas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba (ANDRADE & SOARES, 1971). Estes sistemas de falhas apresentam diversas estruturas e ao longo deles foram

reconhecidas reativações, observadas através da análise do sentido de movimento e de estrias de falhas, e também com a observação de feições de relevo e drenagem que indicam possíveis atividades neotectônicas.

O Sistema de Falhas Passa Cinco-Cabeça é considerado como o mais importante dentro da Estrutura de Pitanga e é formado por arranjo de falhas normais de *trend* NW-SE e ainda falhas isoladas com orientação próxima a N-S e NNE-SSW. Este sistema apresenta cerca de sete falhas que ocorrem nas proximidades de Ipeúna, ao longo do rio Passa Cinco até seu cruzamento com os rios da Cabeça e Corumbataí.

A primeira falha deste sistema ocorre a Norte da localidade de Caieiras e tem orientação em torno de N70° a N80°W. Esta falha promoveu abatimento do bloco NE e o soerguimento do bloco SW, fazendo com que a partir de seu traço, aflorem rochas das formações Tatuí e Irati, para sul e para jusante. Ao longo de seu traço são reconhecidos alinhamentos de drenagem (inflexões do Rio da Cabeça) e de relevo.

Na margem esquerda do rio da Cabeça, em direção à confluência com o rio Passa Cinco, próximo a Fazenda Serra d' Água, ocorre uma falha normal de direção N60°W que faz com que as rochas da Formação Irati aflorem ao lado das rochas do Grupo Itararé em arranjo de bloco alto a NE. O plano de falha encontra-se preenchido por um dique de diabásio que se estende para sul, formando corredeiras e cachoeiras na confluência dos dois rios. Ao longo de seu traço são observados alinhamentos de relevo marcado por escarpas e por drenagem de 1ª ordem (inflexões dos rios Passa Cinco e da Cabeça).

A terceira falha deste sistema ocorre ao longo do traçado do rio Passa Cinco, próximo à localidade de Ponte Nova, até onde este rio apresenta orientação N-S. Esta falha apresenta orientação N45°W e promove o alçamento das rochas da Formação Irati ao longo da Rodovia Rio Claro-Ipeúna (SP-191) e o desnivelamento do contato entre as

formações Irati e Tatuí, ao longo do rio Passa Cinco. Ao longo de todo seu traço são observadas escarpas de relevo e traços retilíneos e cotovelos de drenagem.

A falha que acompanha o traçado do rio Passa Cinco controlando trechos retilíneos próximo à localidade de Caieiras, tem orientação em torno de $N40^{\circ}W$ e promove o alçamento das rochas da Formação Tatuí ao longo da rodovia Rio Claro-Ipeúna (SP-191) e o desnivelamento do contato entre as rochas das formações Irati e Tatuí e do alçamento das rochas do Grupo Itararé ao longo do rio Passa Cinco. Em um afloramento localizado na SP-191, esta falha coloca as rochas da Formação Irati em contato com as rochas da Formação Tatuí e a indicação do abatimento do bloco NE é dada pela estratificação das rochas da Formação Irati que forma um arrasto desenhando uma dobra (ponto pt05).

Esta falha apresenta escarpas bem marcadas ao longo do trecho retilíneo do rio Passa Cinco, nas proximidades de Ipeúna. Acompanhando estas escarpas ocorrem alinhamentos de confluências e de inflexões de drenagem ao longo de todo o traçado da falha.

Paralela à falha anterior, próximo à localidade de Caieiras, ocorre uma falha normal de orientação $N40^{\circ}W$ com abatimento do bloco SW, controlando o arranjo de afloramentos das formações Irati e Tatuí na rodovia SP- 191. Apresenta ainda pequenos segmentos do Rio Passa Cinco ajustados ao longo de seu traço, porém perde sua continuidade sob os sedimentos da Formação Rio Claro. Às margens do Rio Passa Cinco foram encontrados vários planos de falhas menores, com movimentação normal (fotos 31 e 32), inversa (fotos 33 e 34) e transcorrentes nos siltitos avermelhados da Formação Tatuí (ponto pt 35). Localmente, próximo a esta linha de falha foram reconhecidos planos de falhas nos argilitos arenosos da Formação Rio Claro (fotos 35, 36, 37 pt 34) e foto 38 (ponto pt16), Rodovia Rio Claro-Ipeúna, descida do Rio Passa Cinco).



Foto 31 - Par de falhas normais ($264/90^\circ$; $310/60^\circ$), afetando os siltitos avermelhados da Formação Tatuí e "acomodando" os conglomerados do terraço aluvionar (ponto Pt35 à margem do Rio Passa Cinco, rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto 32 - Plano de falha normal ($70/80^\circ$), com superfície estriada ($75/80^\circ$), em siltitos arroxeados da Formação Tatuí (ponto Pt35, embaixo da Ponte do rio Passa Cinco, rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto 33 - Par conjugado de fraturas ($70/68^\circ$; $160/70^\circ$), formando falhas de empurrão (bloco central abatido) nos siltitos arroxeados da Formação Tatuí, acomodando os conglomerados neoceno-zóicos do paleoterraço do Rio Passa Cinco (ponto Pt35 à margem do Rio Passa Cinco, rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto 34 - Detalhe do plano de falha (*70/68; 160/70°) da foto 33 (ponto pt35, Rodovia Rio Claro-Ipeúna).* As orientações das estruturas planares são apresentadas pela atitude (rumo e caimento) da retada maior de declive.



Foto 35 - Falha (78/55°) em sedimentos da Formação Rio Claro, atingindo o pacote de diamictitos (fluxo de detritos), e não se propagando para o pacote superior, mas controlando a maior espessura dos arenitos sobrejacentes (ponto pt34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, descida para o Rio Passa Cinco).



Foto 36 - Detalhe do plano de falha (78/55°) da foto anterior. A caneta está posicionada paralela às estrias (ponto pt34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto37 - Superfície estriada ($78/55^\circ$) e clastos falhados do plano de falha ($78/55^\circ$) da foto 36 (ponto pt34, Rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto38 - Fraturamento subvertical ($174/90^\circ$; $62/90^\circ$; $72/80^\circ$) no pacote de argilito arenoso da Formação Rio Claro (ponto pt16, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, descida do Rio Passa Cinco).

Geomorfologicamente, esta falha é bem marcada por alinhamento de drenagens e de relevo marcado por escarpas, confluências e inflexões de drenagens.

Ainda fazendo parte deste sistema, a porção norte é controlada por um bloco de forma triangular, que faz com que as rochas do topo da Formação Tatuí, em contato com as rochas do Membro Taquaral da Formação Irati, aflorem no mesmo nível das Formação Corumbataí, através de uma falha de orientação N-S, marcada sobre alinhamento de drenagem e de relevo (escarpas).

Próximo a Ipeúna, foi inferida uma falha de orientação N 30°E, que promove o nivelamento das rochas da Formação Pirambóia a Oeste de

Ipeúna com a Formação Corumbataí. Esta falha foi marcada por alinhamento de drenagem e apresenta seu maior trecho encoberta por rochas da Formação Rio Claro.

Na porção central da Estrutura de Pitanga, próximo à Fazenda Pitanga, ocorre uma falha normal de orientação N40°W, com bloco soerguido a SW, promovendo o desnivelamento entre as rochas do Grupo Itararé e da Formação Tatuí, no seu prolongamento a SE. Esta falha é marcada por inflexões de drenagem do Rio Corumbataí e de seus afluentes.

Na confluência dos rios Corumbataí e Passa Cinco, ocorre uma falha de orientação N40°W, que promove o soerguimento do bloco NE e o desnivelamento entre as rochas do Grupo Itararé e da Formação Tatuí.

Não fazendo parte deste sistema de falhas, mas ainda nesta região da Estrutura de Pitanga, ocorrem falhas isoladas de pequena amplitude, principalmente nos siltitos e arenitos da Formação Corumbataí. Na porção Norte da área (saída de Ipeúna para Jacutinga), o contato da Formação Corumbataí com a Formação Rio Claro é marcado por falhas e dobras (fotos 39, 40 e 41, ponto 483).

Próximo a Batovi (SP-191), indo em direção à Ipeúna, os siltitos da Formação Corumbataí encontram-se bastante fraturados, com muitos planos de falhas inversas de estrias bem marcadas, superfícies de deslocamentos e pequenas dobras associadas (fotos 42, 43, 44 e 45, ponto 332).

Ainda na SP- 191 (ponto pt 02), os siltitos da Formação Corumbataí de acamamento subhorizontal apresentam zona brechada de atitude N52°W/65°SW e neste afloramento ocorrem pequenos planos de falhas com estrias evidenciando movimentação normal, inversa e transcorrente.



Foto 39 - Contato da Formação Corumbataí com a Formação Rio Claro, muito irregular, marcado por falha (200/80°) e dobra (ponto 483, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, saída para Jacutinga).



Foto 40 - Detalhe dos níveis de deposição da Formação Corumbataí em relação à Formação Rio Claro, marcado por falha (200/80°). (ponto 483, Rodovia Rio Claro-Ipeúna, saída para Jacutinga).



Foto 41 - Detalhe do plano de falha (200/80°) da foto 40, (Rodovia Rio Claro-Ipeúna, saída para Jacutinga, ponto 483).



Foto 42 - Falha inversa ($192/75^\circ$) nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 332, Rodovia SP-191, entre Rio Claro e Batovi).



Foto 43 - Detalhe do deslocamento da falha inversa ($192/75^\circ$) nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (Rodovia SP-191, entre Rio Claro e Batovi, ponto 332).



Foto 44 - Detalhe das camadas dobradas relacionadas a falha inversa ($192/75^\circ$) nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 332, Rodovia Rio Claro-

O arranjo de falhas subparalelas do Sistema Passa Cinco-Cabeça apresenta orientação geral NW-SE. A figura 19 (a, b, c, d, e) apresenta o diagrama de contornos das falhas normais, as projeções ciclográficas das falhas normais associadas ao *trend* regional NW-SE e estrias, das falhas normais NE-SW que formam o conjunto principal local e estrias; das falhas transcorrentes e estrias, das falhas inversas e estrias, respectivamente, reconhecidas ao longo deste sistema. A figura 19f apresenta o padrão de fraturamento, com as principais famílias de juntas.

O quadro geral do arranjo de falhas deste sistema é visualizado nos perfis Pt A-A' e Pt B-B' (APÊNDICE IV), que indica de W para E, feições do tipo *horsts* e *grabens*, na porção central da estrutura através do jogo de blocos. No perfil Pt B-B', a inclinação dos estratos está associada aos blocos limitados por falhas (3° a 5° para E, na descida do Rio Passa Cinco em direção à Fazenda Serra d' Água). De modo geral, este sistema promove um alçamento do bloco SW, atuando como um limite tectônico de alto ângulo da Estrutura de Pitanga.

A Leste da área de estudo, mais precisamente na região da localidade de Assistência, ocorrem três falhas. A primeira delas apresenta orientação NE-SW ($N45^{\circ}E$), marcada por inflexão do Rio Corumbataí, e promove o desnivelamento do contato das rochas das formações Irati e Corumbataí.

A Segunda falha de orientação $N70^{\circ}E$ e é marcada pelas inflexões do Rio Corumbataí e Ribeirão Claro, no encontro dos dois. Esta falha foi reconhecida por pequenos planos de falhas ao longo de sua linha e pelo desnivelamento de blocos que promove o soerguimento a SE, fazendo com que aflorem rochas da Formação Irati. Próximo a esta linha de falha, na SP-127, as rochas do Membro Assistência da Formação Irati apresentam falhas de arranjo em dominó (fotos 46, 47, 48 e 49, ponto 482).

A terceira falha apresenta orientação $N40^{\circ}W$ e promove o soerguimento do bloco SW fazendo com que ocorra o desnivelamento do contato das rochas do Grupo Itararé e da Formação Tatuí. Esta falha é marcada por trechos retilíneos de drenagem (Córrego Gonçalves), por inflexões no Rio Corumbataí e pela presença de escarpas ao longo de seu traço.



Foto 45 - Detalhe das camadas dobradas e onduladas, nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí, evidenciando superfícies de deslocamento ($10/15^\circ$) marcada por estrias ($292/02^\circ$) (ponto 332, rodovia Rio Claro-Ipeúna).



Foto 46 - Sistema de falhas normais ($30/60^\circ$) sobre estratos silicificados da Formação Irati (Membro Assistência), promovendo o desenvolvimento de arranjo em dominó, com rotação dos blocos falhados (trevo de Assistência, rodovia SP-127, ponto 482).



Foto 47 - Outro aspecto da foto anterior, mostrando os blocos falhados ($30/60^\circ$) e zonas de maior deformação (>rejeito). Trevo de Assistência, SP-127, ponto 482.



Foto 48 - Detalhe da foto anterior com destaque para o plano de falha (50/60°). (TrevodeAssistência,SP-127,ponto482).



Foto49 -Falhainversa(333/87°)deslocandoacamadasilicificada,comindicação de desenvolvimento pós a formação do pacote de cobertura de alteração, pois o mesmotambém encontra-sefalhado(TrevodeAssistência,SP-127,ponto482).

O Sistema Ipeúna-Piracicaba apresenta arranjo de falhas normais de *trend* preferencial NW-SE e ainda NE-SW e algumas isoladas de *trend* N-S e E-W. Este sistema apresenta cerca de 14 falhas localizadas na porção Oeste, próximas às localidades de Paraisolândia e Recreio e ao longo do rio Corumbataí e do córrego Tamandupá.

A primeira falha deste sistema tem orientação N40°W, e seu traçado passa desde a Oeste da Fazenda Retiro até a margem esquerda do rio Corumbataí, nas proximidades da fazenda Santa Terezinha. Esta falha promove o soerguimento do bloco NE, fazendo com que, a partir de seu traço, aflorem rochas da Formação Tatuí e do Grupo Itararé. Localmente próximo ao seu traçado foram reconhecidos planos de falhas com estrias horizontais evidenciados em uma estrutura em flor negativa nos siltitos argilosos da porção superior da Formação Tatuí (foto 50, ponto pt 115) e falhas inversas nos siltitos avermelhados de diamictitos do Grupo Itararé (foto 51, ponto pt 108).

Em termos geomorfológicos, esta falha é bem marcada por alinhamentos e confluências de drenagens e pela presença de escarpas ao longo de seu traçado.

A sudeste da Fazenda Santa Júlia até a descida do Ribeirão Paraíso, nas proximidades de Paraisolândia, ocorre uma falha normal de direção N45°W, que promove o soerguimento do bloco NE, fazendo com que aflorem rochas da Formação Tatuí, ao lado de rochas da Formação Irati e Corumbataí no bloco abatido.

Ao longo e próximo a esta linha de falha foram reconhecidos locais com planos de falhas de movimentação normal, inversa e transcorrente (pontos pt 236, 237, 238, 239, 260, etc). Os calcários da Formação Irati ocorrem bastante deformados à margem do Ribeirão Paraíso (ponto pt 236).

Esta falha é bem marcada por alinhamentos de drenagem e de relevo e queda d' água de escarpa vertical ao longo do Ribeirão Paraíso.



Foto 50 - Estrutura em “flor negativa” (330/90°) nos siltitos da FormaçãoTatuí (ponto pt115, próximo a Paraisolândia, Estrutura de Pitanga).



Foto 51 - Siltitos arroxeados do Grupo Itararé, exibindo falhas inversas de média a alto ângulo (302/62°). (Córrego Covitinga, Sul de Ipeúna, ponto pt108, Estrutura de Pitanga).

A terceira falha deste sistema ocorre a Oeste da Usina Tamandupá, em um pequeno trecho do Rio Corumbataí, próximo à confluência com o córrego Tamandupá. Esta falha apresenta orientação N45°W e promove o soerguimento do bloco NE fazendo aflorar rochas do Grupo Itararé. Esta falha foi marcada pelo desnivelamento de blocos e em termos geomorfológicos, apresenta escarpas ao longo de seu traço.

A falha que foi inferida ao longo do Ribeirão do Matão, descendo em direção a margem direita do Rio Corumbataí (porção sudoeste da Estrutura de Pitanga), apresenta orientação N45°W e ao longo de seu traço são observados alinhamentos de drenagem e de relevo evidenciado por escarpas.

A falha que ocorre desde o encontro do Córrego Caiapiá com o Ribeirão do Matão, passando por trechos retilíneos do Rio Corumbataí (margem esquerda) e vai até as proximidades do Ribeirão Guamium, apresenta orientação em torno de N50°-55°W e promove o soerguimento do bloco NE, fazendo com que, a partir de seu traço aflorem rochas do Grupo Itararé para Norte, limitando a linha de afloramentos desta unidade no vale do Rio Corumbataí. Esta falha promove o escalonamento de blocos e repetição das camadas da Formação Irati e em termos geomorfológicos é marcada por trechos retilíneos e cotovelos do rio Corumbataí e alinhamentos de relevo marcados por escarpas e presença de meandros abandonados à margem esquerda deste rio.

Outra falha normal de orientação N60°W a N50°W ocorre nas proximidades de Guamium e controla trecho retilíneo e inflexões do Rio Corumbataí. Esta falha promove o soerguimento do bloco NE, fazendo com que aflorem rochas das formações Tatuí e Irati a norte. Além do controle na drenagem, ao longo de seu traçado são observados alinhamentos de escarpas de relevo e meandros abandonados na margem esquerda do Rio Corumbataí. A Sudoeste desta falha (ponto pt25), ocorrem siltitos maciços

da Formação Corumbataí bastante fraturados apresentando planos de falhas de movimentação normal e transcorrente (fotos 52, 53, 54 e 55).

Fazendo parte do arranjo de falhas de *trend* NE-SW, ocorre a sudoeste da Fazenda Santo Antônio do Paraíso no encontro dos ribeirões Paraíso e Fregadoli, uma falha normal de orientação N45°E que promove o soerguimento do bloco SE causando o desnivelamento do contato entre as formações Corumbataí e Irati. Esta falha apresenta controle de drenagem, evidenciado por inflexões do Ribeirão Paraíso.

A segunda falha deste arranjo ocorre ao longo do rio Corumbataí, próximo às fazendas Santa Terezinha e São Joaquim, de orientação N45°E que promove o soerguimento do bloco SE e o desnivelamento do contato entre as rochas da Formação Tatuí e do Grupo Itararé. Esta falha apresenta evidência no controle da drenagem e na distribuição dos depósitos aluvionais ao longo de trecho retilíneo do Rio Corumbataí. No leito deste rio, o pacote de conglomerado do paleoterraço aluvionar apresenta-se deslocado por pequenas falhas normais (fotos 56 e 57, ponto 484).

Ao sul da Fazenda São Joaquim, logo abaixo da falha anterior, ocorre uma falha normal de orientação N20°E que promove o soerguimento do bloco SE e o desnivelamento do contato entre a Formação Tatuí e o Grupo Itararé. Esta falha acompanha trecho retilíneo do rio Corumbataí, marcados por assimetria na drenagem e escarpas de relevo.

A Oeste da Localidade de Bernardos, ocorre uma falha de orientação N20°E que vai da margem esquerda do rio Corumbataí de trajeto NE-SW, até quando este rio, muda seu trajeto para orientação NW-SE próximo à Fazenda São Roque. Esta falha promove o soerguimento do bloco SE e o desnivelamento dos contatos entre a Formação Tatuí e o Grupo Itararé. Ao



Foto 52 - Siltitos maciços da Formação Corumbataí evidenciando fraturamento bem marcado, associado a falhas normais (308/35°), (ponto 25, próximo a Piracicaba, Estrutura de Pitanga)



Foto 53 - Siltitos laminados da Formação Corumbataí exibindo falha normal (208/50°), mergulhando para dentro da cava, e falha transcorrente dextral (65/90°), cortando os planos de falhas normais (ponto pt25, região de Piracicaba, Estrutura de Pitanga).



Foto 54 - Detalhe do fraturamento intenso associado à falha transcorrente (65/90°) da foto 53 (ponto pt25, região de Piracicaba).



Foto 55 - Vista do alto do plano de falha normal (236/87°) das fotos 53 e 54, cortado pelas falhas transcorrentes subverticais (ponto pt25, região de Piracicaba).



Foto 56 - Deslocamento vertical (22/85°) do pacote de conglomerado do paleoterraço aluvionar (leitorio Corumbataí, próximo a localidade de Recreio, ponto 484, Estrutura de Pitanga).



Foto 57 - Detalhe do deslocamento vertical (22/85°) nos conglomerados do paleoterraço (leitorio Corumbataí, ponto 484, próximo a localidade de Recreio).

longo de seu traçado são reconhecidas confluências de drenagens de 1ª ordem e alinhamento de escarpas de relevo.

A falha normal de orientação N45°E, que ocorre a Nordeste da Usina Costa Pinto até às proximidades da Fazenda Santo Antônio, promove o soerguimento do bloco NW e o desnivelamento de contato entre a Formação Irati e o Grupo Itararé. Ao longo de seu traçado são reconhecidos alinhamentos de escarpas de relevo e confluências de drenagens de 1ª ordem.

A falha normal que ocorre ao Sul da localidade de Recreio, próxima a SP-308, até às proximidades da margem esquerda do Rio Corumbataí, apresenta orientação N50°E e promove o soerguimento do bloco SE e o desnivelamento do contato das rochas das formações Tatuí e Irati.

Fazendo ainda parte deste sistema, ocorrem duas falhas, uma ao longo do Córrego Ressaca (Oeste de Recreio), que promove o soerguimento do bloco E e o desnivelamento do contato das rochas das formações Irati e Tatuí. Esta falha acompanha alinhamento de drenagem e de relevo, marcados por assimetria de drenagem e escarpas.

A outra falha apresenta orientação E-W, ao longo do Córrego Tamandupá e promove o desnivelamento do contato entre as rochas da Formação Tatuí e do Grupo Itararé para Norte.

A figura 20 (a, b, c, d, e) apresenta o diagrama de contornos das falhas normais, as projeções ciclográficas das falhas normais e estrias associadas ao *trend* regional NW-SE; das falhas normais NE-SW e estrias; das falhas transcorrentes e estrias e das falhas inversas e estrias, respectivamente, do Sistema Ipeúna-Piracicaba. O padrão de fraturamento é observado na figura 20f.

O quadro geral do arranjo de falhas deste sistema é visualizado nos perfis Pt C-C' e Pt D-D' que indica de W para E, o alçamento da porção central através do jogo de blocos e a inclinação dos estratos para W. O perfil Pt C-C', apresenta a disposição a Oeste das falhas que fazem parte do Sistema Passa Cinco-Cabeça.

- Caracterização estrutural geométrica da Estrutura de Pitanga.

Para o Sistema Passa Cinco-Cabeça a análise preferencial das falhas normais, permitiu constatar um máximo preferencial na direção NE-SW e outra de orientação NW-SE (coincidente com o *trend* regional). As falhas de orientação NW-SE correspondem a um conjunto de falhas conjugadas com concentração de mergulhos superior a 40° para SW e para NE. As falhas de orientação NE-SW apresentam concentração de mergulhos superior a 40° mergulhando principalmente para SE.

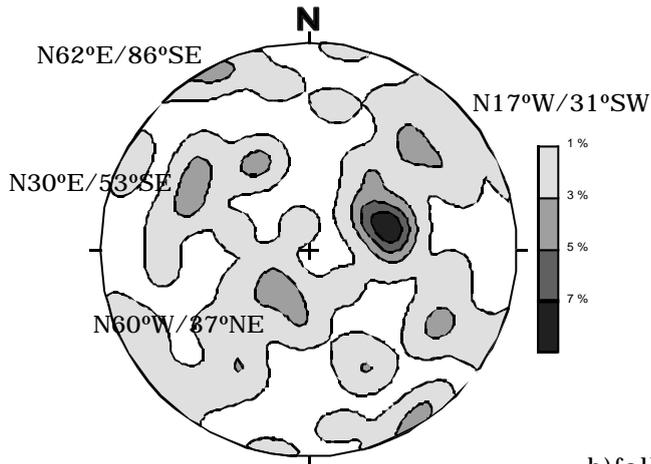
As falhas transcorrentes apresentam orientação preferencial NW-SE e movimentação sinistral de mergulhos em torno de 87° principalmente para SW. As falhas inversas apresentam orientação NE-SW com mergulhos superiores a 30° para SE.

As fraturas apresentam cinco famílias de juntas de orientação NW-SE, NE-SW e N-S, sendo todas subverticais.

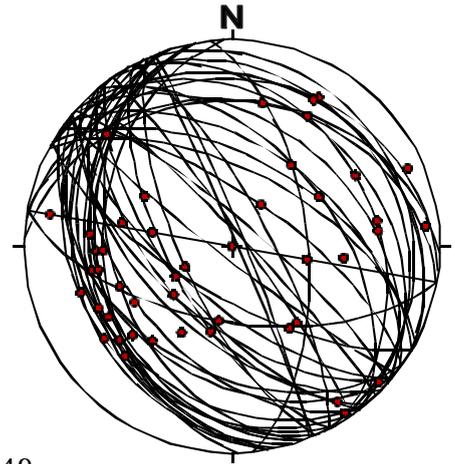
No arranjo regional, as falhas deste sistema desempenham um importante papel de limitar a ocorrência das seqüências mais antigas, marcando o limite norte da Estrutura de Pitanga (figura 21). Sendo assim, este sistema pode ser entendido como um conjunto de falhas normais, com abatimento relativo do bloco NE e soerguimento relativo do bloco SW.

Algumas características importantes foram reconhecidas nas falhas que formam este sistema:

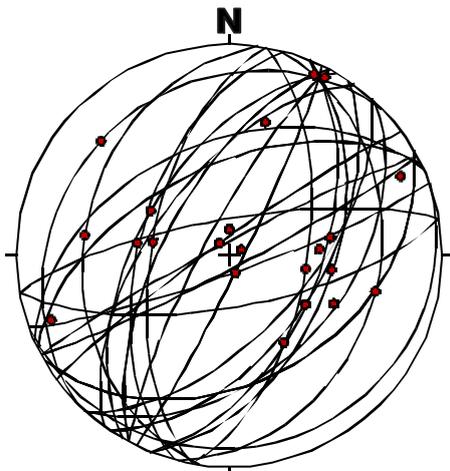
- algumas falhas apresentam-se preenchidas por rochas básicas, e não são afetadas por elas, indicando que estas já existiam quando do desenvolvimento da Formação Serra Geral;



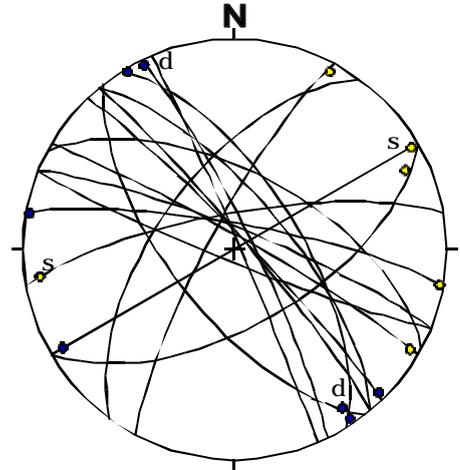
a) falhas=84



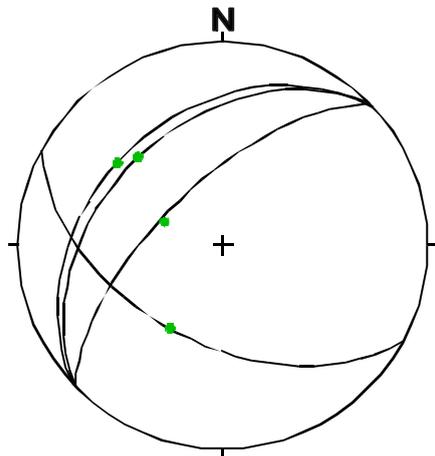
b) falhas=49
estrias= 49



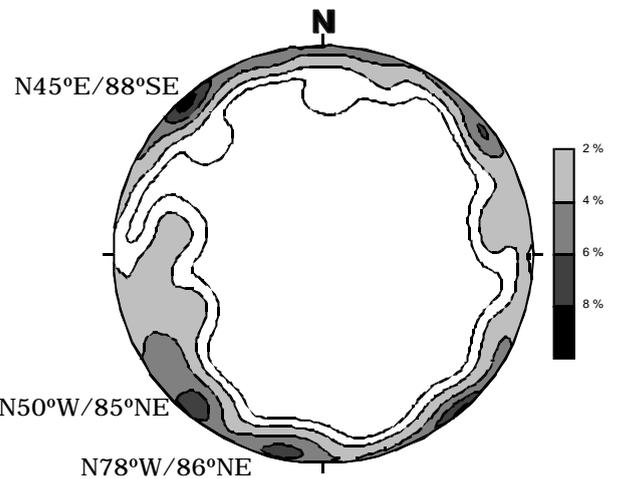
c) falhas = 35
estrias=35



d) falhas=17
estrias=13



e) falhas=04
estrias = 04



f) fraturas=69

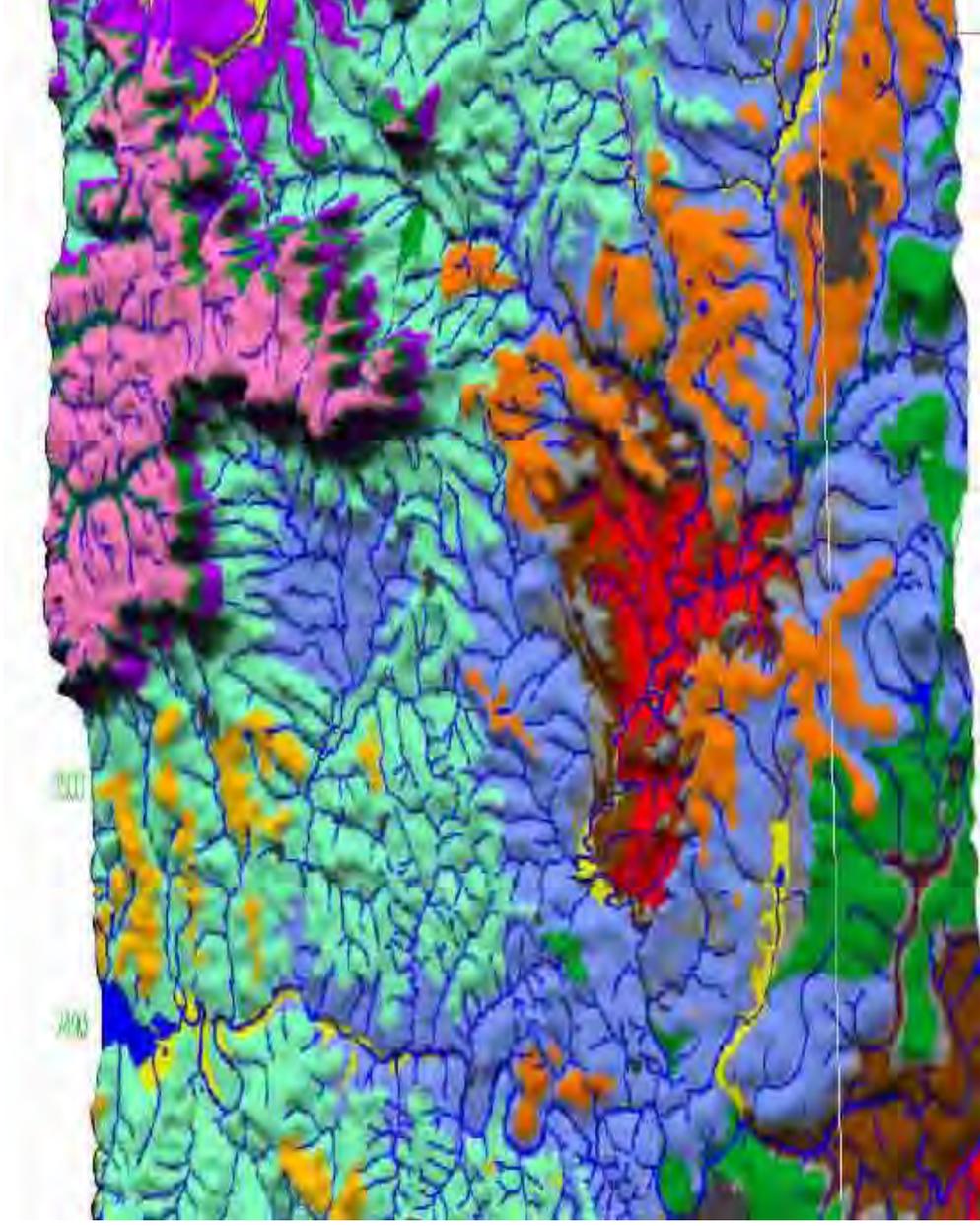


Figura 21 - Modelo digital do terreno (MDT) com visada para W, com destaques para a Estrutura de Pitanga e as unidades litológicas tratigráficas, evidenciando o aparecimento das unidades mais antigas (Grupo Itararé) no centro da estrutura.

- na ponte do Rio Passa Cinco, na SP- 191 (ponto pt35) são reconhecidas falhas transcorrentes, normais e inversas que modificam a geometria de cobertura cenozóica, portanto mais recentes que os sedimentos da Formação Rio Claro, como já referido por RICCOMINI (1995);
- a maioria das inclinações dos estratos está associada a alguns blocos limitados por falhas e chega a 20° na porção Leste (região de Assistência) e no interior da estrutura.
- a atividade neotectônica é evidenciada nas falhas que formam este sistema, principalmente ao longo da drenagem principal (rio Corumbataí e Passa Cinco), atestando uma reativação destas estruturas, que provavelmente promoveu a reorganização da drenagem, sugerida pelas anomalias de drenagem do tipo capturas, longos trechos retilíneos, deflexões e assimetria dos rios, meandros abandonados, escarpas, etc.

Para o Sistema de falhas Ipeúna-Piracicaba, a análise da orientação preferencial das falhas normais é NW-SE e secundária NE-SW. As falhas NW-SE apresentam valores de mergulhos que variam de baixos a altos (de 25° a 90°) com concentração principalmente para SW, embora ocorram mergulhos para NE. As falhas de orientação NE-SW apresentam mergulhos que variam de baixos a altos tanto para SE como para NW.

As falhas transcorrentes apresentam orientação preferencial para NW-SE, sendo a maioria de movimentação dextral e altos valores de mergulhos (em torno de 70° a 80°) principalmente para NE. Os poucos planos de orientação NE-SW apresentam movimento sinistral.

As falhas inversas apresentam orientação preferencial NE-SW com mergulhos médios (35° a 40°) para NW.

As fraturas apresentam três famílias principais de orientação preferencial NW-SE, subverticais.

No arranjo regional as falhas deste sistema limitam a porção Oeste da Estrutura de Pitanga, representando de modo geral, bloco abatido a WSW-SW e bloco soerguido a ENE-NE.

Algumas características importantes foram reconhecidas neste sistema:

- pode ser considerado como o mais importante dentro da Estrutura de Pitanga devido ao reconhecimento de locais (Paraisolândia e Recreio) com grande diversidade de estruturas como planos de falhas normais, transcorrentes, inversas, pequenas dobras, etc.;
- a maioria das inclinações dos estratos também está relacionada às falhas, podendo alcançar até 15° na porção Oeste;
- as falhas apresentam forte controle na drenagem e no relevo ao longo do rio Corumbataí e de alguns de seus afluentes (ribeirões Paraíso e da Água Vermelha);
- a atividade de caráter transcorrente é evidenciada pela anomalia de drenagem, controlada pela reativação de antigas estruturas existentes (principalmente falhas normais NW-SE), que promoveu a reorganização da drenagem. As principais feições observadas que refletem esta atividade, são as capturas, longos trechos retilíneos, meandros abandonados, deflexões, e assimetria de rios, queda d' água em escarpa vertical, etc.

6.2. Estrutura de Artemis

De modo geral o reconhecimento da Estrutura de Artemis se dá pela ocorrência dos sedimentos da Formação Corumbataí na faixa de afloramentos da Formação Pirambóia.

Em termos de caracterização local foi observado que em quase todos os afloramentos as camadas apresentam mergulhos suaves que variam de 2° a 5°, embora tenham sido encontrados mergulhos em torno de 10° a 15°. Localmente a inclinação dos estratos aparece associada a alguns blocos limitados por falhas.

A Estrutura de Artemis é caracterizada por cerca de cinco falhas, sendo três com orientação NW-SE e duas de orientação NE-SW.

A observação no Mapa Geológico (APÊNDICE II), permite reconhecer que o arranjo principal desta estrutura consiste de um conjunto de falhas de direção principal NW-SE, de movimentação normal de médio a alto ângulo de mergulho ($N65^{\circ}-88^{\circ}W$), que promove a inclinação dos estratos fazendo com que as unidades se distribuam na forma de blocos soerguidos e abatidos internamente à estrutura.

A falha a NE da estrutura de orientação NW-SE ocorre no prolongamento da falha preenchida por rochas básicas que se estende desde a Sul de Piracicaba até a Norte de Artemis, promovendo o abatimento das camadas para dentro da estrutura. Ao longo desta falha é bem marcada a influência em feições geomorfológicas, como o alinhamento de confluência de drenagem. O arranjo desta falha pode ser visualizado nos perfis Art A-A', Art B-B', Art D-D' e Art E-E' (APÊNDICE IV).

A falha que ocorre mais a SW da estrutura (a NW da localidade de Artemis), promove o abatimento das camadas para SW, fazendo com que haja o alçamento das rochas da Formação Corumbataí, internamente a estrutura, limitada por outra falha que ocorre próxima e paralela a esta. Em termos geomorfológicos estas falhas são marcadas por alinhamentos de confluências e cotovelos de drenagem.

O arranjo destas falhas pode ser visualizado nos perfis Art A-A' e Art B-B' (APÊNDICE IV).

A falha de orientação NE-SW que ocorre a NW da localidade de Artemis, juntamente com outra falha de orientação NNE-SSW que ocorre a E da localidade de Artemis, promove o alçamento das rochas da Formação Corumbataí, na porção central da estrutura (perfil Art C-C'). Esta falha acompanha alinhamento de drenagem (ribeirão da Cachoeira).

A falha normal de orientação NNE-SSW que ocorre E de Artemis promove o abatimento de blocos a ESE. Na Estrada Piracicaba - São Pedro esta falha é reconhecida com orientação aproximada de $N30^{\circ}E$ e promove o desnivelamento de blocos da Formação Corumbataí, controlando os sedimentos da Formação Rio Claro. Esta falha acompanha alinhamento de

drenagem (curva anômala do Rio Piracicaba) e de relevo (perfil Art D-D', APÊNDICE IV).

Próximo a Santa Teresinha de Piracicaba (ponto 05), às margens do Rio Corumbataí, ocorrem pequenos planos de falhas inversas nos siltitos da Formação Corumbataí (fotos 58 e 59).



Foto 58 - Siltitos da Formação Corumbataí exibindo falhas de empurrão ($164/35^\circ$, cavalgamento), associadas às falhas de alto ângulo (estrutura tipo flor positiva?, Ponto 05).



Foto 59 - Detalhe dos planos de cavalgamento ($164/35^\circ$) da foto 58 (ponto 05).

Próximo a Artemis (ponto 08), os siltitos argilosos da Formação Corumbataí apresentam-se dobrados associados a uma falha inversa (fotos 60 e 61).

O arranjo geral da distribuição dos estratos e das falhas que ocorrem na Estrutura de Artemis pode ser visualizado nos perfis Art A-A', B-B', C-C', D-D', E-E' (APÊNDICE IV), mostrando de NE para SW, abatimento de blocos a NE.

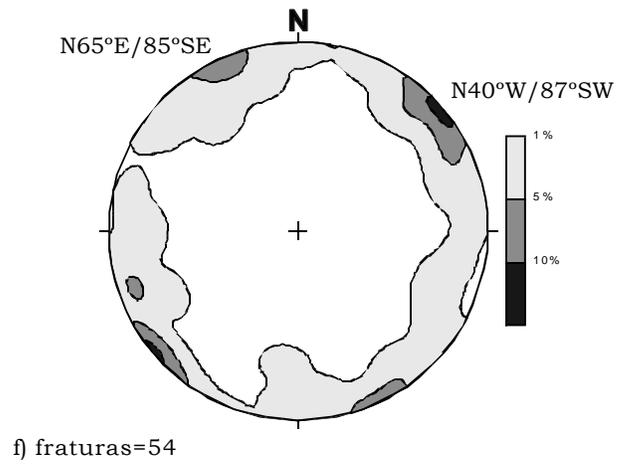
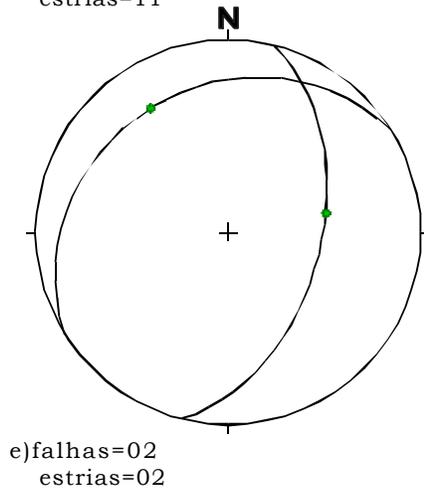
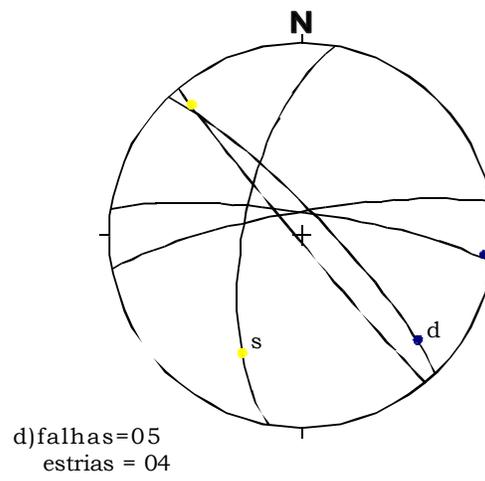
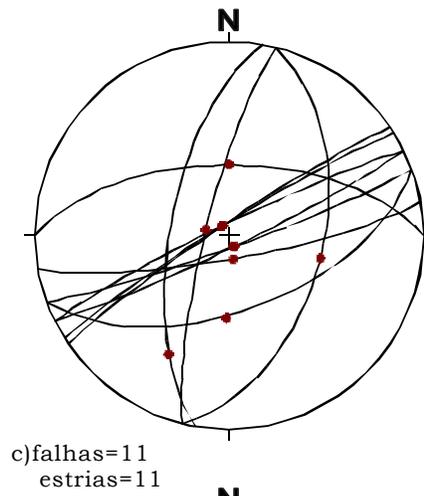
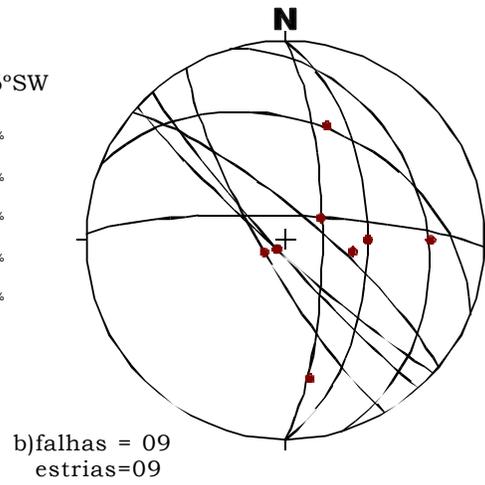
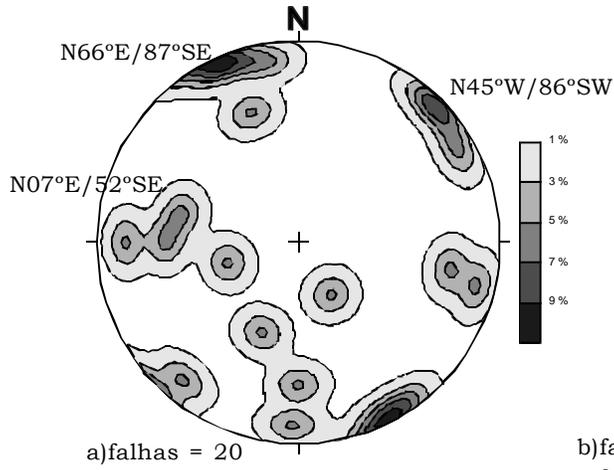
A figura 22 (a, b, c, d, e) apresenta o diagrama de contornos das falhas normais, as projeções ciclográficas das falhas normais de orientação NW-SE e estrias, projeções ciclográficas das falhas normais de orientação NE-SW e estrias, projeções ciclográficas das falhas transcorrentes e estrias, projeções ciclográficas das falhas inversas e estrias respectivamente. A figura 22f apresenta o diagrama de contorno da orientação preferencial de todas as fraturas da região da Estrutura de Artemis.



Foto 60 -dobranossiltitosargilososdaFormação Corumbataíassociadaafalha inversa(104/50°).(ponto08,rodoviaPiracicaba-SãoPedro).



Foto 61 - Detalhe do plano de falha inversa (104/50°), marcado por estrias (79/47°).(ponto08,rodoviaPiracicaba-SãoPedro).



- Caracterização estrutural geométrica da Estrutura de Artemis:

A análise da orientação preferencial das falhas normais permitiu constatar predomínio na direção ENE-WSW e outra secundária NW-SE, embora ocorram falhas com orientação N-S e E-W. As falhas de orientação ENE-WSW correspondem a um conjunto de falhas conjugadas de mergulhos altos entre 80° e 85° para SE e para NW. As falhas de orientação NW-SE também representam falhas conjugadas de mergulhos altos em torno de 80° a 85° para SW.

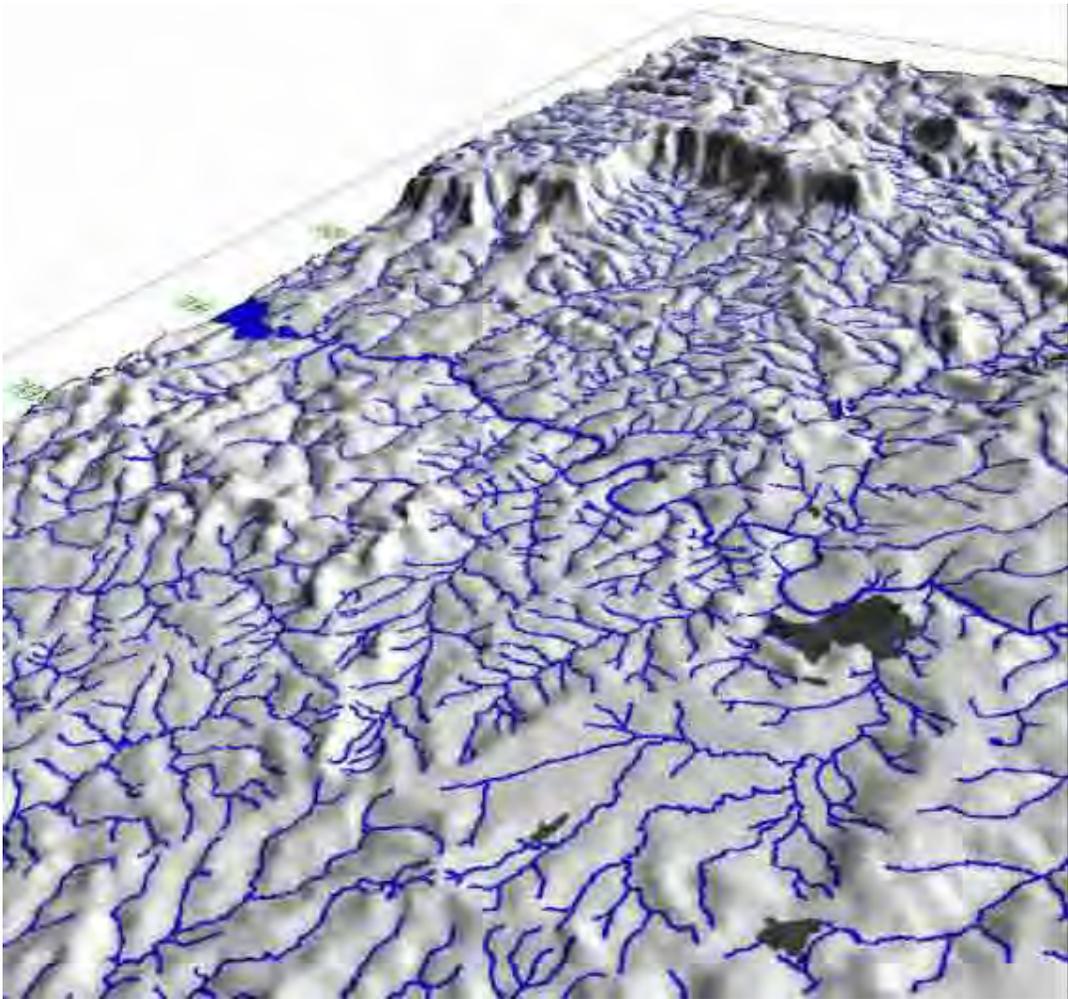
Embora sejam poucos dados de falhas transcorrentes estas apresentam orientação NW-SE e próxima a E-W com mergulhos altos para NE e N, respectivamente.

Os pequenos planos de falhas inversas encontrados apresentam orientação preferencial NE-SW e baixos mergulhos.

A análise de cerca de mais de 50 juntas permitiu observar duas famílias subverticais com um máximo principal orientado a NW-SE e o secundário a NE-SW.

Algumas características importantes foram reconhecidas ao longo desta estrutura:

- as inclinações dos estratos variam em torno de 5° para N/S e E/W;
- pequenos planos de falhas de orientação E-W apresentam forte controle na drenagem e no relevo (tanto no rio Corumbataí como em alguns de seus afluentes, figura 23);
- a atividade de caráter transcorrente pode ser evidenciada na presença de algumas feições que caracterizam atividade neotectônica, como capturas de drenagem, trechos retilíneos e inflexões de drenagem coincidentes às linhas de falhas, escarpas, vales suspensos, etc. Os afluentes da margem direita do rio Piracicaba, apresentam curvas em “S”, indicando uma movimentação dextral, o que pode corroborar a atuação desta atividade.



6.3. Estrutura do Pau d' Alho

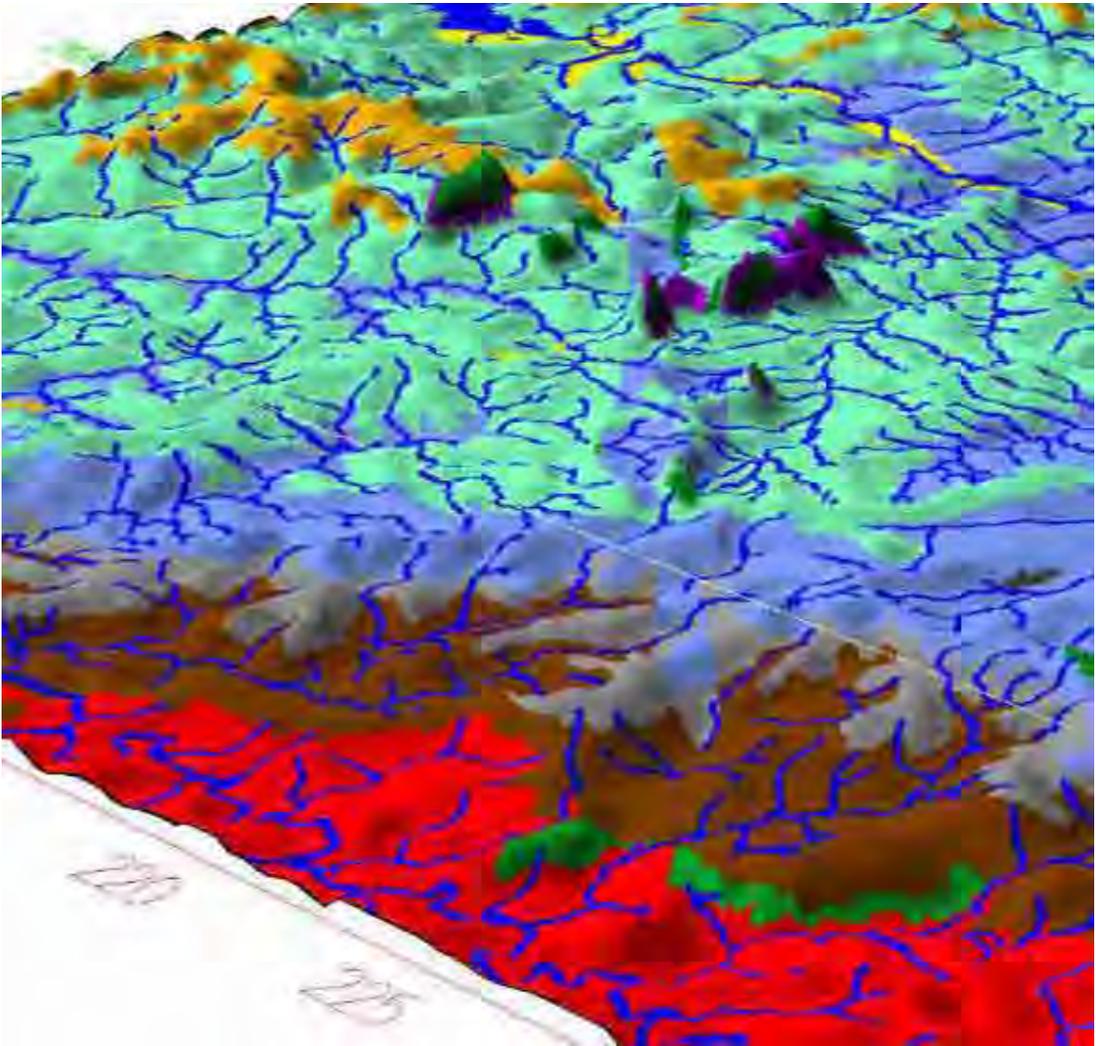
Na Estrutura do Pau d' Alho o quadro regional indica mergulhos suaves de até 5°, embora localmente seja encontrada inclinação dos estratos com até 25° associada a blocos limitados por falhas (pontos 91, 99, 46, 57).

A observação no Mapa Geológico (APÊNDICE II) permite reconhecer que o arranjo geométrico principal da Estrutura do Pau d' Alho consiste de um conjunto de falhas direcionadas NW-SE, de movimentação normal, às quais se associam diques de diabásio. Internamente à estrutura as unidades litoestratigráficas se distribuem na forma de blocos soerguidos e abatidos (figura 24) com inclinação dos estratos associada a blocos limitados por falhas de orientação NW-SW, NE-SW, NNW-SSE e próxima a E-W.

Este arranjo é constituído por cerca de sete falhas que limitam a estrutura a SW, próximas às serras isoladas que ocorrem na área (serras da Fortaleza, Morro Chato) e duas no limite NE da estrutura (serras do Pau d' Alho e da Floresta).

Dentro deste arranjo pode-se considerar como mais importantes as falhas que ocorrem a SW da estrutura que promovem o abatimento de bloco a SW. A importância destas falhas se dá principalmente pela diversidade de estruturas encontradas ao longo delas. Neste conjunto de falhas foi possível observar a marcante associação de diques de diabásio, o reconhecimento direto dos planos principais das falhas, além de pequenos planos de falhas transcorrentes. Na parte NW da estrutura, o arranjo permite supor um controle destas falhas na sedimentação de depósitos de coberturas superficiais.

A primeira das falhas do conjunto tem orientação que varia de N30°W a E-W e passa próxima à Fazenda Fortaleza. Promove o abatimento de bloco a SW, fazendo com que, a partir de seu traço aflorem rochas da Formação Pirambóia em contato com a Formação Botucatu.



Localmente, no sopé da Serra da Fortaleza, esta falha ocorre preenchida por um dique de diabásio (ponto 335) que se encontra inclinado. Ao longo de seu traço foram encontrados planos de falhas de movimentação normal e transcorrente.

Em termos geomorfológicos, esta falha é marcada por inflexões na drenagem.

A segunda falha, que ocorre na porção SW da estrutura, ainda ao lado da Serra da Fortaleza, tem orientação que varia de N30°E e próximo a E-W, promove o alçamento das rochas da Formação Corumbataí a NW. Ocorre internamente à estrutura principal e é limitada pela primeira falha já descrita a SW e pela falha do Monte Branco a NE (descrita a seguir). Ao longo do seu traçado podem ser observados em afloramentos (pontos 336, 337, 445) vários planos de falhas normais de mergulhos que variam de médio (35°) a alto (85°) e planos de fraturas na Formação Pirambóia. Localmente ocorrem inclinações de camadas de até 20°, associadas aos basculamentos de blocos.

A terceira falha é considerada a mais importante e representativa deste arranjo, principalmente pela sua extensão e a diversidade de estruturas encontradas ao longo de seu traço. É denominada de falha do Monte Branco (SOARES, 1973), apresenta cerca de 20 km de extensão com orientação entre N30° e 40°W e ocorre a NE da Serra da Fortaleza e a SW do Monte Branco, margeando a porção SW da estrutura do Pau d'Alho, estendendo-se a SE até a Estrutura de Jibóia. Esta falha preenchida por rochas básicas, promove o abatimento do bloco SW, fazendo com que, a partir de seu traço, aflorem rochas da Formação Corumbataí, para NE. Foi reconhecida pelo desnivelamento de blocos observado em alguns afloramentos (pontos 90, 91, 99, 341), onde foram encontrados planos de falhas normais com mergulhos que variam de 30° a 88° para SW. Localmente foram reconhecidas inclinações de camadas relacionadas ao próprio basculamento de bloco para SW (ponto 99).

Esta falha acompanha alinhamento de confluências e inflexões de drenagem, marcadas por escarpas e próximo a ela são observadas feições morfotectônicas do tipo capturas, curvas anômalas, etc.

Outra falha que compõe o quadro geométrico da Estrutura do Pau d'Alho ocorre na parte interna da estrutura e se estende desde a Fazenda Corcovado até a NW do Monte Branco e é preenchida por rochas básicas. Esta falha normal apresenta orientação que varia de NW-SE a N-S, quando é limitada pela falha do Monte Branco e foi marcada pelo desnivelamento de blocos que promove o aparecimento de rochas da Formação Corumbataí no mesmo nível de afloramentos da Formação Pirambóia com bloco alto a SW e a W.

Esta falha é marcada por trechos retilíneos, confluências e inflexões de drenagem. Feições do tipo capturas são observadas próximo ao traçado desta falha.

A quinta falha ocorre a S da Serra da Floresta, próxima à Fazenda da Floresta e ao longo do Córrego das Águas de orientação em torno de N60°E, normal, e promove o alçamento das rochas da Formação Pirambóia em relação às rochas da Formação Botucatu a SE. Esta falha é marcada pela presença de dique de diabásio formando cachoeira de escarpa vertical, onde foram encontrados pequenos planos de falhas normais e transcorrentes (ponto 334, foto 62), além da ocorrência de outras feições que evidenciam movimentações tectônicas recentes, como anomalia de drenagem do tipo capturas e o encaixamento do Córrego das Águas, com acentuada incisão vertical.

Outra falha deste conjunto ocorre a SW da Serra da Floresta na parte interna da estrutura do Pau d'Alho, limitada a S pela falha da Serra da Floresta. Apresenta orientação em torno de N20°W, associada às rochas básicas e promove o alçamento das rochas da Formação Pirambóia



Foto 62 - rochas básicas formando cachoeira e apresentando planos de falhas normais ($36/65^\circ$), inversas ($302/90^\circ$) e transcorrentes ($300/75^\circ$). (ponto 334, próximo a Serrada Floresta, Estruturado Pau d'Alho).

em relação às rochas da Formação Botucatu a NE. Localmente, as rochas da Formação Pirambóia apresentam pequenos planos de falhas de movimentação normal, inversa e transcorrente (ponto 333, foto 63).

A Noroeste da Estrutura do Pau d'Alho, ocorre uma falha associada às rochas básicas que limita a Norte a falha do Monte Branco e é limitada a NE pela falha da Fazenda Corcovado e a SW pela falha da Serra da Fortaleza. Esta falha apresenta orientação próxima a $N45^\circ E$ e provoca o alçamento das rochas da Formação Corumbataí a SE e controla a sedimentação de depósitos de cobertura a NW.

Foram inferidas duas falhas de orientação em torno de $N45^\circ W$ limitadas a Sul pela última falha descrita. A primeira prolonga-se desde a inflexão do Rio Piracicaba até a nascente do Ribeirão do Paredão



Foto 63 - Deslocamentos nas rochas da Formação Pirambóia formando pequenos planos de falhas normais ($40/80^\circ$; $232/90^\circ$) e inversas associados às rochas básicas (ponto 333, próximo a Serra da Floresta).

Vermelho. Esta falha controla a sedimentação de coberturas cenozóicas e acompanha grande trecho retilíneo da drenagem (Ribeirão do Paredão Vermelho), inflexões (Rio Piracicaba). As feições morfotectônicas observadas são escarpas, capturas, boçorocas, etc.

A outra falha inferida ocorre paralela à anterior e seu traçado prolonga-se desde as proximidades da margem esquerda do Rio Piracicaba até a nascente do Ribeirão Pau d' Alho. Esta falha foi marcada pelo desnivelamento do contato entre as rochas da Formação Pirambóia e da Formação Corumbataí e em termos geomorfológicos por inflexões e confluências de drenagem e ainda pela presença de escarpas.

O conjunto de falhas localizado no limite NE da Estrutura do Pau d' Alho foi caracterizado de forma indireta, ou seja, foi reconhecido o soerguimento/abatimento de blocos, tendo poucos casos de reconhecimento direto dos planos de falhas. No quadro geral estas falhas promovem o abatimento do bloco a NE, promovendo o alçamento das rochas da Formação Pirambóia a SW.

A primeira falha passa entre os blocos que formam a Serra do Pau d' Alho, apresentando orientação $N40^\circ W$ e promovendo o basculamento a

NE. Esta falha foi reconhecida pelo deslocamento de blocos e de maneira complementar por critérios morfotectônicos associados às falhas. Foram reconhecidos alinhamentos de drenagens de 2ª ordem (associadas a boçorocamento), confluências de drenagens, curvas anômalas ao longo do seu traçado além do alinhamento de relevo com presença de escarpas onde ocorre o deslocamento (Serra do Pau d' Alho). Localmente foi encontrada laminação contorcida, formando dobras irregulares e camadas rompidas desenhando falhas em dominó de pequena dimensão nas rochas da Formação Pirambóia (ponto 41, fotos 64, 65 e 66).

A segunda falha ocorre desde a margem esquerda do Rio Piracicaba, próximo ao Paredão Vermelho, margeando a SW a Serra do Pau d' Alho e a Serra da Floresta até as proximidades da nascente do Ribeirão Congonhal. Apresenta orientação que varia em torno de N30° a 40°W, do tipo normal e promove o basculamento das rochas da Formação Botucatu a NE e o alçamento das rochas da Formação Pirambóia a SW. Esta falha foi identificada de forma indireta pelo desnivelamento de blocos e pela marcante ocorrência de feições anômalas de drenagens ao longo do seu traçado, como longos trechos retilíneos marcados por drenagem de 1ª ordem (Ribeirão Congonhal), inflexões evidenciadas por afluentes do Ribeirão do Paredão Vermelho, confluências (Ribeirão do Pau d' Alho) e ainda capturas, indicando forte controle tectônico no padrão de drenagem. Esta atividade tectônica também reflete-se na presença de feições morfotectônicas do tipo escarpas.

O quadro geral do arranjo das falhas e da distribuição dos estratos ao longo de toda esta estrutura pode ser observado pelo perfis Pd A-A', Pd B-B', Pd C-C e Pd D-D', que mostra de SW para NE, através do jogo de blocos, o alçamento da porção central e ainda o abatimento do bloco a SW (Falha do Monte Branco) e a NE (APÊNDICE IV).

O arranjo geométrico deste conjunto de falhas paralelas/subparalelas de orientação geral NW-SE, foi reconhecido pelos planos de falhas ao longo e próximos aos traçados destas falhas, o que permitiu o tratamento das orientações preferenciais.



Foto 64 - Camadas dobradas nos arenitos da Formação Pirambóia (sismitos?) (ponto 41, próximo a Serrado Paud'Alho).



Foto 65 - Pequenas falhas normais escalonadas nos arenitos da Formação Pirambóia (ponto 41, próximo a Serrado Paud'Alho).

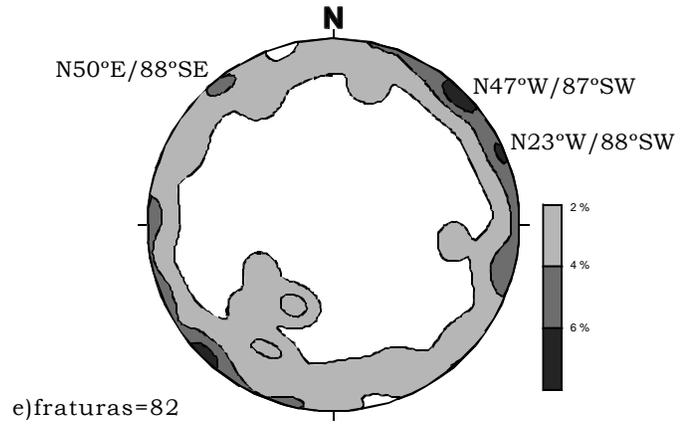
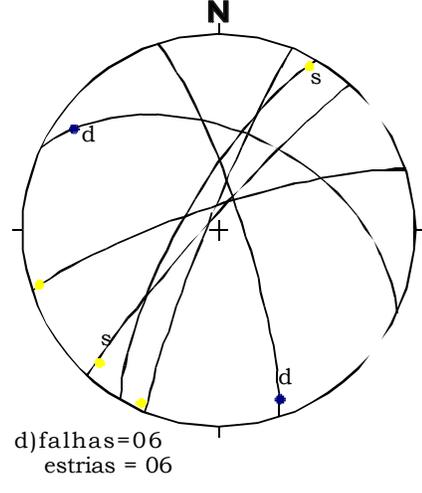
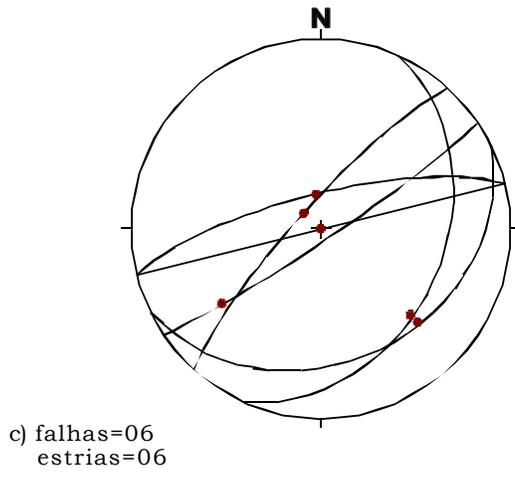
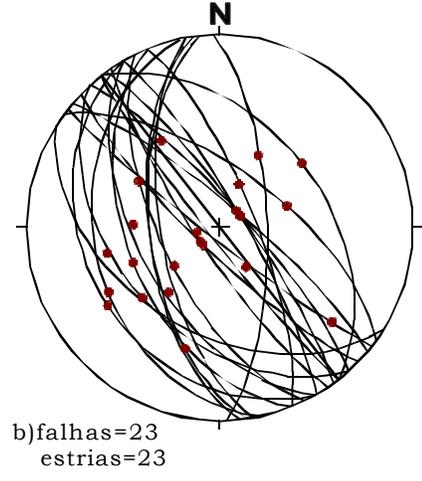
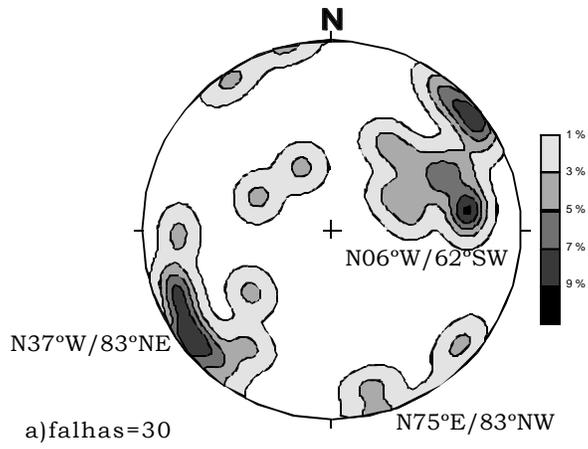


Foto 66 - Detalhe das falhas normais escalonadas da foto anterior (ponto 41, próximo a Serrado Paud'Alho).

A figura 25 (a, b, c, d, e) apresenta o diagrama de contornos das falhas normais, as projeções ciclográficas das falhas normais NW-SE e estrias, das falhas normais de orientação NE-SW e estrias, das falhas transcorrentes e estrias, e o diagrama de contornos com as principais famílias de juntas.

O forte predomínio das falhas com orientação NW-SE, e mergulhos altos para SW e NE, aponta para o arranjo de falha normal para a estrutura principal, reconhecido pela distribuição das unidades litoestratigráficas. As falhas transcorrentes aparecem em pequeno número, e seus traços são subsidiários em direção aos planos principais.

O estereograma de contornos das fraturas encontradas na região da Estrutura do Pau d' Alho apresenta máximo bem definido, NW-SE, paralelo às falhas principais, e pequenas concentrações em torno de NNW-SSW e NE-SW.



- Caracterização estrutural geométrica da Estrutura do Pau d' Alho

O conjunto de cerca de 30 falhas normais apresenta predomínio na direção NW-SE e NNW-SSE e secundariamente orientação NE-SW. As falhas de orientação NW-SE correspondem a um conjunto de falhas subparalelas com concentração de mergulhos altos em torno de 70 a 85° para NE e SW. O conjunto de falhas de orientação NNW-SSE apresenta mergulhos em torno de 30° e 45° para WSW.

Os poucos planos de falhas de movimentação normal de orientação NE-SW apresentam concentração de altos mergulhos (75 a 90°) com caimento principalmente para NW.

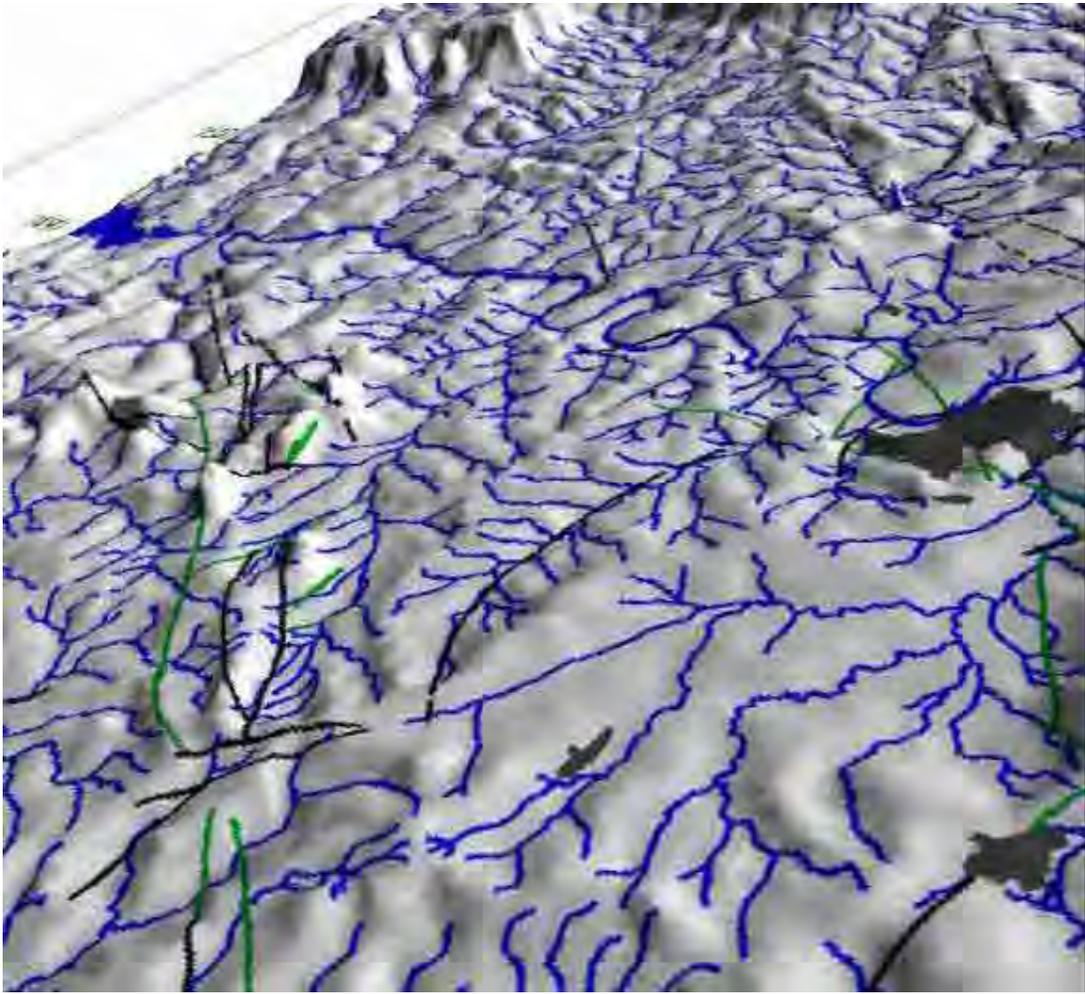
As falhas transcorrentes apresentam orientação preferencial NE-SW e movimentação sinistral com mergulhos altos (75° a 85°) para NW. Os poucos planos de falhas de orientação NW-SE são de movimentação dextral.

As fraturas que ocorrem na região da estrutura do Pau d' Alho apresentam orientação preferencial NW-SE com mergulhos altos (85° a 90°) e caimento principalmente para SW.

As falhas da Estrutura do Pau d' Alho formam um sistema de falhas normais composto por dois conjuntos: um com abatimento do bloco SW e soerguimento da porção NE (conjunto de falhas normais do limite SW da estrutura) e o outro com abatimento do bloco NE (conjunto de falhas da porção NE da estrutura, figura 26). São reconhecidas feições tipo *graben* e *horst* ao longo dos perfis que cortam esses conjuntos de falhas tornando mais característico e acentuada a tipologia de falha normal.

Algumas características importantes foram reconhecidas nas falhas que formam a porção SW da estrutura do Pau d' Alho:

- considera-se este conjunto de falhas como mais importante devido à diversidade de estruturas encontradas do tipo planos de falhas normais, transcorrentes, inclinação dos estratos (10° a 15°);



- a maioria das falhas deste conjunto é preenchida por rochas básicas;
- a falha do Monte Branco é considerada como principal dentro deste conjunto, pois além de balizar o flanco SW da estrutura do Pau d' Alho, ao longo dela são encontrados diversos planos de falha normal e inclinação dos estratos, além de apresentar ao longo de seu traçado um forte controle na drenagem e no relevo;
- o reconhecimento de locais com movimentação transcorrente (Serra da Fortaleza e próximo ao Monte Branco, pontos 333, 334 e 335) aponta para uma atividade neotectônica, principalmente porque neste locais são encontradas feições morfotectônicas, como encaixamento de rio com suas margens mais altas em relação ao próprio rio (rio da água), formação de cachoeiras, vales suspensos e escarpas;
- esta atividade de caráter transcorrente também é evidenciada pela presença de anomalias de drenagem, do tipo capturas, deflexões de rios, observada ao longo e próximo aos traços de falhas que acompanham alinhamento de drenagem principal (ribeirão do Paredão Vermelho).

O outro conjunto de falhas normais (porção NE da estrutura), apesar de promover o abatimento do bloco NE da estrutura não foi tão fácil o seu reconhecimento já que esta porção da área é representada por rochas da Formação Pirambóia e Botucatu.

Estas falhas apresentam forte controle na drenagem e no relevo, atestando para uma atividade neotectônica, de caráter transcorrente, ou seja, a reativação de antigas estruturas (provavelmente falhas normais NW-SE), promoveu a reorganização da rede de drenagem, sugerida pelas anomalias do tipo longos trechos retilíneos (Ribeirão do Paredão Vermelho), curvas anômalas (ribeirão da Voçoroca, Ribeirão do Pau do d' Alho), confluências e capturas de drenagens. Esta atividade reflete-se também nas formas de relevo atual, onde são observadas feições

morfotectônicas do tipo voçorocas (ponto 41), vales suspensos, escarpas, etc.

6.4. Estrutura de Jibóia

Na região da Estrutura de Jibóia é comum encontrar mergulhos com valores maiores que os das estruturas de Pitanga, Artemis e do Pau d'Alho. Localmente ocorre inclinação dos estratos associados a blocos limitados por falhas com mergulhos de valores que chegam até 75° (pontos 303, 304, 363).

A observação no Mapa Geológico (APÊNDICE II) permite reconhecer que o arranjo geométrico principal da Estrutura de Jibóia consiste de dois conjuntos de falhas paralelas/subparalelas de orientação geral NW-SE de componentes normais associadas a diques de diabásio.

O primeiro conjunto de falhas promove o soerguimento dos estratos mais antigos na sua porção central (rochas da Formação Corumbataí em zona de afloramentos das rochas da Formação Pirambóia). Internamente à estrutura as unidades litoestratigráficas se distribuem na forma de blocos soerguidos e abatidos, com inclinação dos estratos associada a blocos limitados por falhas de orientação principal NW-SE e secundária NE-SW.

Este arranjo é constituído por cerca de quatro falhas que limitam a estrutura a NE próximas ao Morro do Capitão e a SW a estrutura é limitada pela falha do Monte Branco. Neste conjunto de falhas foi possível observar a marcante associação de diques de diabásio.

Dentro deste conjunto pode-se considerar como mais importante a falha do Monte Branco (já descrita anteriormente) que ocorre a SW da estrutura e promove o abatimento do bloco a SW (rochas da Formação Pirambóia). Ao longo desta falha e próxima a ela, foram reconhecidos planos de falhas normais, transcorrentes e planos de falhas coincidentes aos planos de acamamento nos sedimentos da Formação Corumbataí (pontos 124, 125, 153). Em termos geomorfológicos são reconhecidas ao

longo de seu traço anomalias de drenagem do tipo inflexões (ribeirões da Jibóia e Pederneiras) e ainda a presença de escarpas.

A falha que limita esta estrutura na sua porção NW apresenta direção aproximada N40°E e promove o alçamento da porção NW (rochas da Formação Corumbataí em meio às rochas da Formação Pirambóia, abatido a SE. Ao longo desta falha são reconhecidas feições de anomalia de drenagem do tipo inflexões (Ribeirão Congonhal) e capturas.

A terceira falha deste conjunto ocorre paralela à Falha do Monte Branco com direção N40°W e é limitada a N pela última falha descrita de orientação N40°E. Na parte interna da estrutura, promove desnivelamento do contato das rochas da Formação Corumbataí com as da Formação Pirambóia. Esta falha foi reconhecida pelo desnivelamento de blocos (pontos 406, 409, 122, 123). Ao longo da linha de falha são reconhecidas feições anômalas de drenagem do tipo inflexões (ribeirões da Jibóia e Pederneiras) e ainda escarpas.

A falha que limita a porção NE deste conjunto de falhas apresenta orientação N40°W, e juntamente com a falha anterior, promove o alçamento das rochas da Formação Corumbataí no interior da estrutura. Esta falha foi reconhecida pelo desnivelamento de bloco e por pequenos planos de falhas ao longo e próximos ao seu traço, como as pequenas falhas encontradas no nível ferruginoso dos sedimentos da Formação Pirambóia (ponto 339, foto 67).

O quadro geral deste arranjo é visualizado nos perfis Jib A-A', Jib B-B', Jib C-C', Jib D-D', Jib E-E', Jib F-F', Jib G-G' e Jib H-H' (APÊNDICE IV) em que pode ser observado o basculamento e alçamento dos estratos e as inclinações relacionadas às falhas no interior da estrutura.



Foto67 - Pequenas falhas normais ($180/85^\circ$, em planta) no nível mais ferruginoso dos arenitos da Formação Pirambóia (ponto 339, próximo ao Morro do Capitão, Estruturado Paud´Alho).

O outro conjunto de falhas considerado como parte da Estrutura de Jibóia apresenta um arranjo que promove o abatimento na parte central da estrutura. Este conjunto de falhas é representado por duas falhas paralelas entre si de orientação NW.

A primeira falha a SW promove o soerguimento do bloco a SW, promovendo o desnivelamento entre rochas das Formações Irati e Tatuí e rochas da Formação Corumbataí. Esta falha tem orientação em torno de $N45^\circ W$ e foi reconhecida pelo desnivelamento de blocos e pelas diversas estruturas observadas em campo, como: planos de falhas de movimento normal, transcorrente, inverso e dobras associadas.

Localmente encontra-se contato do Membro Assistência da Formação Irati (concreções de sílex) com o siltito folheado do Membro Taquaral (ponto 303) com inclinação das camadas (de até 55°) no bloco baixo, associada a plano de falha normal formando dobras de arrasto.

No ponto 304 foi encontrada inclinação das camadas (65 a 75°) nos sedimentos da Formação Irati (fotos 68, 69) com zona brechada (foto 70), associada ao plano de falha normal.

Ao longo desta falha são encontradas inflexões de drenagem (ribeirões Capivari-Mirim e São Bento e do Córrego Pinheirinho), além da presença de escarpas ao longo de seu traço.

A outra falha deste conjunto ocorre no limite NE da estrutura com orientação em torno de N45°W e é também marcada por diversas estruturas ao longo e próximo ao seu traçado. Esta falha promove o soerguimento das rochas da Formação Irati a NE.

Localmente, ocorre contato por falha normal dos siltitos da Formação Corumbataí com o Membro Assistência da Formação Irati, marcado por interrupção das camadas, inclinação dos estratos, associação com dobras e zona brechada nos sedimentos da Formação Irati (ponto 363, fotos 71, 72 e 73).

Esta falha acompanha ao longo de seu traço trechos retilíneos de drenagem (Córrego Pinheirinho) e inflexões (ribeirões Capivari-Mirim e São Bento), além da presença de feições morfotectônicas do tipo escarpas.

O arranjo destas falhas pode ser visualizado nos perfis Jib I-I', Jib J-J', Jib L-L' e Jib M-M' (APÊNDICE IV) em que se ver o abatimento da porção central e inclinação dos estratos com dobras de arrasto (até 75°) associados às falhas para o interior da estrutura.



Foto 68 - Camadas da Formação Irati, inclinadas em 75° , nas proximidades da falha (44/ 75°), que limita a Estrutura de Jibóia a SW (ponto 304, próximo a Saltinho).



Foto 69 - Detalhe da inclinação ($62/75^\circ$), das camadas da Formação Irati (ponto 304, próximo a Saltinho).



Foto70 - Detalhe da inclinação das camadas da Formação Irati (em até 75°), com evidência de zona brechada ($44^\circ/75^\circ$). (afloramento 304, próximo a Saltinho).



Foto 71 - dobras e inclinação das camadas da Formação Irati associadas a falha normal ($220/53^\circ$) que limita a porção NE da Estrutura de Jibóia, colocando ao lado dos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 363, rodovia Saltinho-Tietê).



Foto 72 - dobras e inclinação das camadas da Formação Irati associadas a falha normal ($220/53^\circ$) que coloca ao lado dos siltitos da Formação Corumbataí (ponto 363, rodovia Saltinho-Tietê).



Foto 73 - Detalhe da zona de brecha da falha normal ($220/53^\circ$) que marca o contato das camadas da Formação Irati com a Formação Corumbataí (ponto 363, próximo a Saltinho).

Nesta mesma região, próximo à falha que limita esta estrutura a NE, em uma pedreira de extração de argila, os siltitos argilosos da Formação Corumbataí de acamamento subhorizontal apresentam-se bastante deformados.

A estratificação subhorizontal apresenta-se deformada em vários pontos da pedreira (foto 74), formando arrasto provocado por falhas inversas (fotos 75, 76, 77), desenhando dobras (fotos 78 e 79). São encontrados ainda pequenos planos de falhas normais (foto 80), inversas (fotos 81 e 82) e transcorrentes associadas à zona brechada.

Mais ao sul desta linha de falha foram encontrados planos de falhas inversas nos siltitos argilosos da Formação Tatuí formando arrasto associado a zona brechada (ponto 206, fotos 83 e 84) e planos de falha normal, inversas e transcorrentes nas rochas da Formação Irati (ponto 303). A NE da localidade de Mumbuca ocorrem siltitos laminados do Membro Taquaral da Formação Irati bastante fraturados (fotos 85 e 86).



Foto 74 - Pedreira de extração de argila para cerâmica, da Formação Corumbataí evidenciando a estratificação horizontal deformada na porção central da foto (ponto 254, próximo a Saltinho).



Foto 75 - Dobra e falhas de empurrão ($332/60^\circ$) reconhecidas pela deformação dos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a Saltinho, Estrutura de Jibóia).



Foto 76 - Camadas deformadas reconhecidas pela deformação dos siltitos argilosos da Formação Corumbataí por falhas de empurrão ($332/60^\circ$). (ponto 254, próximo a Saltinho, Estrutura de Jibóia).



Foto 77 - Detalhe das camadas dobradas e da falha de empurrão (08/45°) nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, Estrutura de Jibóia).



Foto 78 - Detalhe de dobra policlinal associada às falhas inversas (152/77°) reconhecidas nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a



Foto 79 - Detalhe dos planos de falhas inversas (360/10°; 10/23°) e dobras associadas nos siltitos argilosos da Formação Corumbataí (ponto 254, próximo a



Foto 80 -Detalhederejeitodefalhainversanacamadaesbranquiçada(330/45°) dos siltitos argilosos da Formação Corumbataí e ao fundo plano de falhainversa (146/77°)marcadoporsuperfícieestriadaepolida(204/77°).(ponto254,próximoa



Foto81-Detalhedeplanodefalhadeempurrão(146/77°)nossiltitosargilososda FormaçãoCorumbataí(ponto254,próximoaSaltinho).



Foto82-Detalhedeplanodefalhadeempurrão(332/60°)nossiltitosargilososda FormaçãoCorumbataí(ponto254,próximoaSaltinho).



Foto83 - Falha de empurrão (102/88°) nos siltitos esverdeados da Formação Tatuí, próximo a linha de falha principal da Estrutura de Jibóia (ponto 206).



Foto 84 - Detalhe da falha de empurrão (102/88°) da foto anterior nos siltitos da Formação Tatuí (ponto 206, Estrutura de Jibóia).



Foto 85 - Vista lateral do conjunto de falhas normais ($160/83^\circ$) em siltitos laminados do Membro Taquaral da Formação Irati (proximidades de Mumbuca).

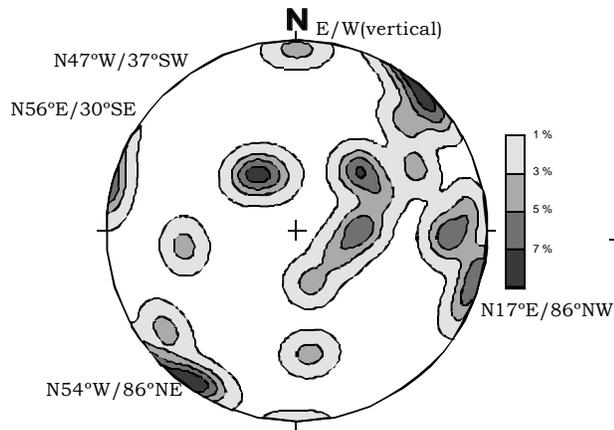


Foto 86 - Vista superior de falhas ($160/83^\circ$) que exibem padrão de superfície estriada ($160/83^\circ$) e família de juntas subverticais em siltitos laminados do Membro Taquaral da Formação Irati (proximidades de Mumbuca).

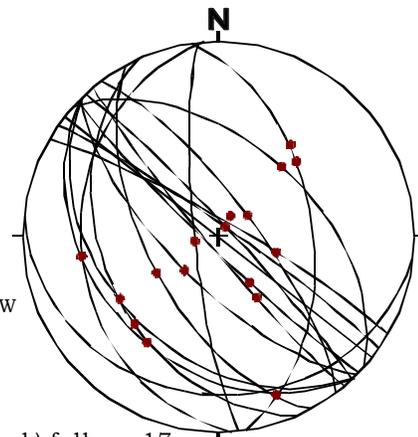
A figura 27 (a, b, c, d, e) apresenta o diagrama de contornos das falhas normais, as projeções ciclográficas das falhas normais de orientação NW-SE e estrias, das falhas normais de orientação NE-SW e estrias, das falhas transcorrentes e estrias e das falhas inversas e estrias, respectivamente. A figura 27f apresenta o diagrama de contorno das fraturas.

Mais uma vez predominam as falhas normais de orientação NW-SE, com mergulhos de médio a alto ângulo, principalmente para SW. Falhas normais também ocorrem com direção N-S e NE-SW, estas com médio e baixo ângulo de mergulho.

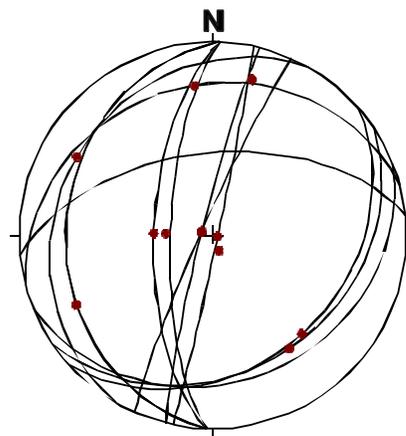
As falhas transcorrentes dextrais têm a mesma direção dos traços principais das falhas normais. As falhas inversas, por sua vez, têm direções ENE-WSW, com baixo até alto ângulo de mergulho para SE ou NW.



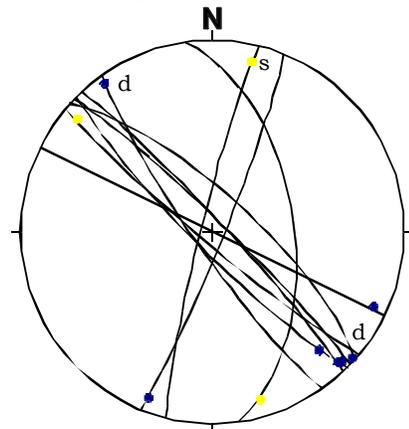
a) falhas=27



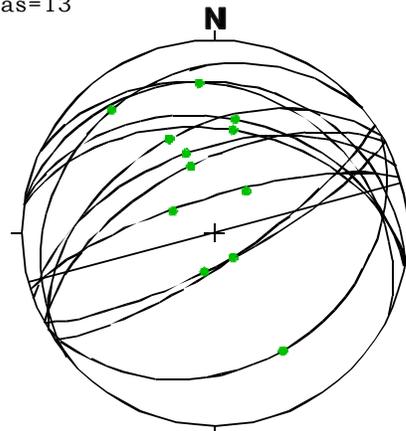
b) falhas=17
estrias=17



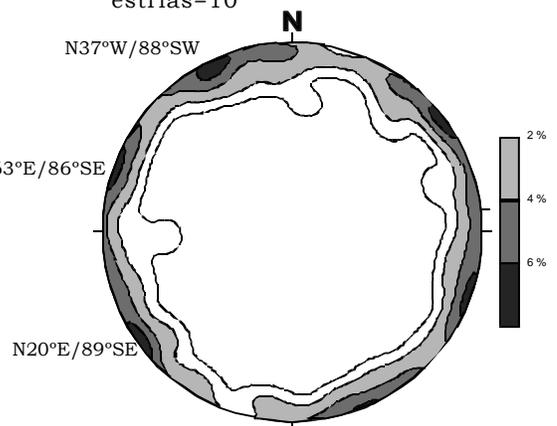
c) falhas=13
estrias=13



d) falhas=10
estrias=10



e) falhas=13
estrias=13



f) fraturas=111

- Caracterização estrutural geométrica da Estrutura de Jibóia:

O conjunto de cerca de 30 falhas normais da estrutura de Jibóia apresenta orientação preferencial NW-SE com mergulhos altos (70° a 90°) e baixos (20° a 40°) principalmente para SW. Secundariamente ocorrem planos de falhas de orientação N-S, NNE-SSW e NE-SW com mergulhos altos (72° a 88°) e baixos (20° a 32°) para W, ESE e SE, respectivamente.

As falhas transcorrentes apresentam orientação preferencial NW-SE com mergulhos altos (75° a 90°) e caimento principalmente para SW com sentido de movimento dextral. Os poucos planos de orientação NE-SW são subverticais e de movimentação sinistral.

As falhas inversas apresentam orientação preferencial ENE-WSW com mergulhos que variam de baixos a altos (30° a 90°) principalmente para NNW. Ocorrem poucos planos de orientação WNW-ESE com mergulhos baixos para NNE.

As fraturas apresentam três famílias principais de orientação NW-SE, ENE-WSW e NNE-SSW, subverticais.

As falhas da Estrutura de Jibóia formam um sistema de falhas normais composto por dois conjuntos: o primeiro é formado por uma falha normal que limita a porção NE da estrutura e promove o abatimento a NE fazendo com que ocorra o desnivelamento de blocos entre as rochas da Formação Corumbataí e da Formação Pirambóia. A outra falha limita a estrutura a SW e promove o abatimento da porção SW. De modo geral este conjunto de falhas promove abatimento a NE e a SW fazendo com que haja o alçamento da porção central da estrutura.

Internamente à estrutura são reconhecidas feições tipo *graben* e *horst* caracterizando a tipologia de falha normal.

Algumas características importantes foram reconhecidas neste conjunto de falhas:

- a porção SW da Estrutura de Jibóia é formada pela falha do Monte Branco que ocorre associada a rochas básicas e ao longo dela são reconhecidos diversos afloramentos com planos de

- falhas normais, transcorrentes, inclinação dos estratos (10° a 15°) e planos de falhas coincidentes aos planos de acamamento;
- a falha do Monte Branco além do papel de balizar o limite SW da estrutura de Jibóia apresenta um forte controle na drenagem e no relevo, ou seja, o seu traçado acompanha alinhamento de drenagem de 2ª ordem, confluências de drenagem, curvas anômalas. Ocorrem ainda feições do tipo capturas e escarpas;
 - o reconhecimento da falha que limita a porção NE da estrutura de Jibóia não foi tão fácil, mas foi caracterizada pelo desnivelamento de blocos entre as rochas da Formação Corumbataí e Formação Pirambóia. Ao longo desta linha de falha também foram reconhecidos alinhamentos de drenagem e de relevo.

O outro conjunto de falhas que ocorre mais a SE da área estudada e ainda faz parte do sistema que forma a Estrutura de Jibóia é formado por duas falhas que limitam sua porção SW e NE.

A falha que limita a porção NE promove o soerguimento a NE fazendo com que ocorra o desnivelamento de blocos entre as rochas da Formação Irati e Corumbataí.

A falha que limita a porção SW da estrutura promove o soerguimento a SW fazendo com que ocorra desnivelamento de contato entre as rochas da Formação Corumbataí e rochas das formações Irati e Tatuí.

De modo geral este conjunto de falhas pode ser caracterizado como bloco soerguido a NE e a SW e conseqüente abatimento da sua porção central.

A falha que limita a porção NE da estrutura foi reconhecida por este desnivelamento e também pela inclinação de camadas que torna-se acentuada e de valor elevado (55°) nas proximidades e ao longo de seu traçado formando dobras de arrasto (ponto 363) fazendo com que haja a elevação da porção NE (Formação Irati) e abatimento da porção central (Formação Corumbataí, figura 28).

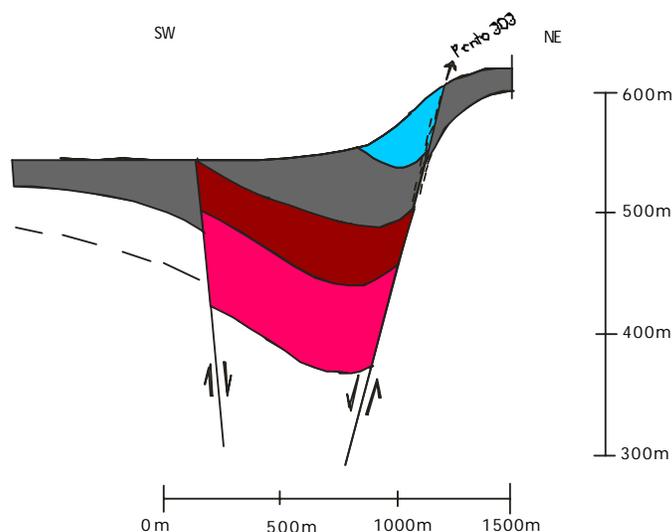


Figura 28 – Figura esquemática mostrando o desnivelamento de blocos e dobras de arrasto evidenciada na falha que limita a Estrutura de Jibóia a NE.

A falha que limita a porção SW da estrutura foi reconhecida por este desnivelamento de blocos e também pela inclinação de camadas acentuada e de valor elevado ao longo de seu traçado (55° a 75° , pontos 304, 390, 391, 394, figura 29) fazendo com que haja o deslocamento de blocos entre rochas das formações Irati e Corumbataí.

Sendo assim, pode-se considerar que o sistema de falhas normais de orientação NW-SE que ocorre a SW da área estudada e engloba a estrutura do Pau d' Alho e Jibóia pode ser caracterizado por um arranjo de falhas a SW e a NE formando planos paralelos e subparalelos que promovem o abatimento principalmente do bloco SW em relação ao bloco NE.

A porção SW apresenta inclinação em torno de 10° a 15° para SW associada a falha do Monte Branco e na porção NE e internamente à estrutura as inclinações são de baixos valores (5°) associadas a alguns blocos limitados por falhas.

O sistema de falhas mais a sudeste da área (próximo a Saltinho) promove abatimento generalizado da porção central e soerguimento a NE e

SW. Nesta parte da área estudada são reconhecidas inclinações de camadas de valores altos (35° a 70°) próximas e ao longo das falhas.

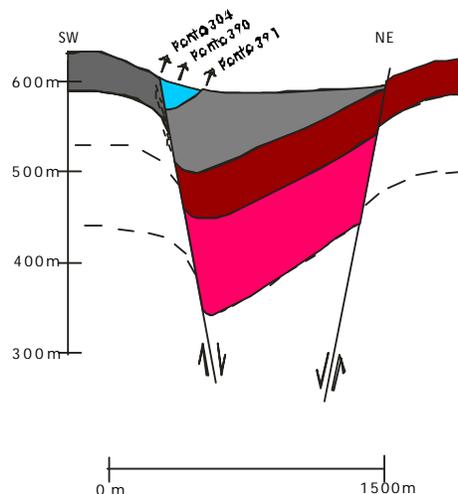


Figura 29 – Figura esquemática mostrando o desnivelamento de blocos e dobras de arrasto evidenciada na falha que limita a Estrutura de Jibóia a SW.

De modo geral, pode-se reconhecer um predomínio acentuado das falhas normais para as estruturas mapeadas, e além disso, predomínio das falhas direcionadas NW-SE. O arranjo, no entanto, não pode ser analisado de maneira simples e simplista, uma vez que as estruturas ao longo dos planos de falhas, o conjunto litológico afetado, sua associação com distribuição das coberturas sedimentares superficiais e o fato de as falhas deformarem ou não estas últimas unidades, indica mais de uma etapa deformacional. Isto exige um tratamento diferenciado, por conjuntos de estruturas, de modo a permitir o reconhecimento destas diferentes etapas de evolução, que será apresentado no próximo capítulo.

7. ANÁLISE CINEMÁTICA DA REGIÃO DAS ESTRUTURAS DE PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA.

Para análise da cinemática foram utilizados os conceitos de estudos de populações de falhas aplicando-se as técnicas de ARTHAUD (1969), com a definição dos planos de movimentos e a distribuição dos pólos destes planos, e a técnica dos diedros retos de ANGELIER & MECHLER (1977), por meio do reconhecimento dos diedros compressivos e diedros distensivos. A utilização conjunta destas técnicas tem permitido um bom posicionamento dos principais eixos de tensão, por construção ou por dedução. Sua aplicação, no entanto é trabalhosa, optando-se pela utilização de programas automatizados, no caso o programa TRADE (CARNEIRO 1996) cujos resultados são apresentados a seguir.

O conjunto de falhas normais orientadas a NW-SE em que grande parte está preenchida por diques de diabásio é considerado como de um evento pré a sin magmatismo Serra Geral, já que algumas não apresentam desenvolvimento de rochas de falhas, indicando que os diques aproveitaram seus planos.

Sendo assim, pertencem a este evento o conjunto de falhas normais NW-SE que são os principais elementos estruturais mapeados, ou seja, caracterizam o padrão geral das macro estruturas reconhecidas e que no arranjo regional desempenham um importante papel na formação das estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia.

A este evento fazem parte as grandes falhas dos sistemas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba que formam o arranjo geométrico da Estrutura de Pitanga e que promovem abatimento e soerguimento de blocos, e também as grandes falhas que formam o arranjo principal da Estrutura de Artemis.

A região das estruturas do Pau d' Alho e Jibóia apresentam as melhores características destas falhas normais de orientação NW-SE, que formam estruturas de *grabens* e *horsts* originando deslocamentos/desnivelamentos locais. Como melhor exemplo de falha

normal NW-SE nesta região, tem-se a Falha do Monte Branco (SOARES 1974) que apresenta-se preenchida por rochas básicas e que limita estas estruturas a SW. O reconhecimento direto dos planos de falhas permitiu a análise cinemática.

Um outro conjunto de falhas encontradas e passível de análise cinemática foram as falhas normais orientadas a NE-SW. Como foram encontrados alguns pequenos planos de falhas que controlam a sedimentação de coberturas cenozóicas na região de Rio Claro e de Piracicaba, com esta mesma orientação, foi considerado então, que algumas destas falhas normais de orientação NE-SW sejam contemporâneas a sedimentação Rio Claro, embora não seja possível analisar separadamente estas falhas e justificar que todas as falhas normais de orientação NE-SW sejam sin Formação Rio Claro.

De modo geral estas falhas normais de orientação NE-SW, provavelmente devem estar associadas ao final do Mesozóico até o Terciário Superior (Mioceno) do processo de abertura do Oceano Atlântico e propagação das falhas distensivas para dentro do continente, formando o sistema de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989).

A recorrência de atividade tectônica ao longo da direção NE parece ter sido importante na distribuição de altos estruturais localizados nesta porção da Bacia do Paraná que ocorrem alongados na direção NE-SW.

Um outro evento é dado por falhas mais jovens que afetam rochas de coberturas sedimentares superficiais (Formação Rio Claro, coluvionais e aluvionais) evidenciadas por falhas normais, inversas e transcorrentes.

As falhas normais que afetam as coberturas neocenozóicas apresentam orientação NW-SE e provavelmente refletem reativação das grandes falhas em tempos mais recentes, já que há indícios de que as descontinuidades marcadas por falhas e sistemas de direção NW-SE que assinalam os grandes lineamentos da área, expressam-se como lineamentos de drenagem e configuram um nítido controle na instalação dos cursos d'água e na modelagem do relevo.

As falhas inversas de orientação NE-SW embora não tenham sido reconhecidas como estruturas principais, foram encontradas pequenas falhas que deformam as coberturas neocenoicas. Provavelmente algumas delas tenham sido resultado de reativação das falhas normais de mesma orientação do evento anterior, embora não seja possível definir e caracterizar quais delas sejam neoformadas ou de reativação.

As falhas transcorrentes foram reconhecidas em rochas paleozóicas, mas atestam serem mais recentes, já que há evidências de estrias horizontais apagando estrias de mergulho.

O Quadro Geral:

Este tratamento considerou principalmente o conjunto de falhas reconhecidas, abordando os tipos principais, as direções preferenciais, e a separação dos conjuntos de falhas para cada uma das estruturas estudadas. Para este tratamento, foram utilizados dados de planos de falhas, estrias e sentido de movimento.

Falhas Total: o conjunto de falhas total engloba todas as falhas (normalmente as pequenas falhas) reconhecidas na área. É certo que é um tratamento inadequado, pois considera todas as falhas, sem levar em conta as direções, tipologia, etc. Apesar disto, apresenta uma boa definição: para a técnica de ARTHAUD (1969), a figura 30 a mostra um padrão de guirlanda na borda e um máximo no centro. O padrão é característico para um eixo subvertical e dois eixos subhorizontais.

A figura 30 b mostra a maior percentagem (80%) para σ_1 na posição subvertical, com uma indicação de σ_3 próximo a E-W.

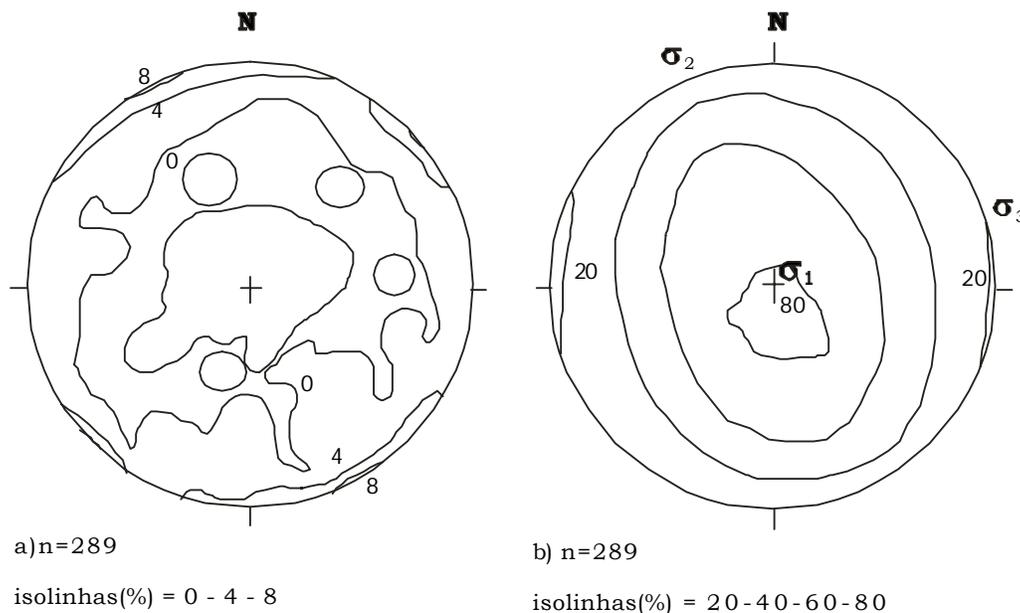


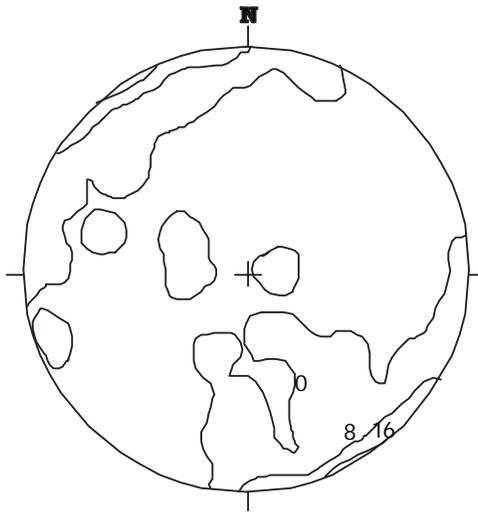
Figura 30 – Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas da área estudada (a, b), respectivamente. As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínimo (σ_3).

O arranjo principal e de destaque é quanto à posição de σ_1 subvertical, coerente com as falhas normais que são predominantes na região e que condicionam os limites das estruturas (Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia), formando altos e baixos estruturais, caracterizando assim, o padrão geral das macroestruturas, aos quais se associam os arranjos distensivos reconhecidos, com σ_1 vertical/subvertical, e σ_3 entre NE-SW e ENE-WSW.

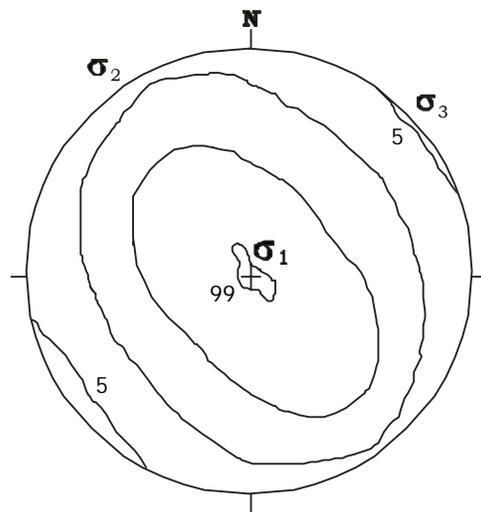
O reconhecimento de dois conjuntos principais de falhas normais, NW-SE e NE-SW, permite um tratamento diferenciado, como indicado a seguir.

Para o conjunto de falhas normais NW-SE, a figura 31 (a, b), aponta para um posicionamento bem definido de σ_1 vertical, σ_2 N40°W/horizontal e σ_3 N50°E/horizontal.

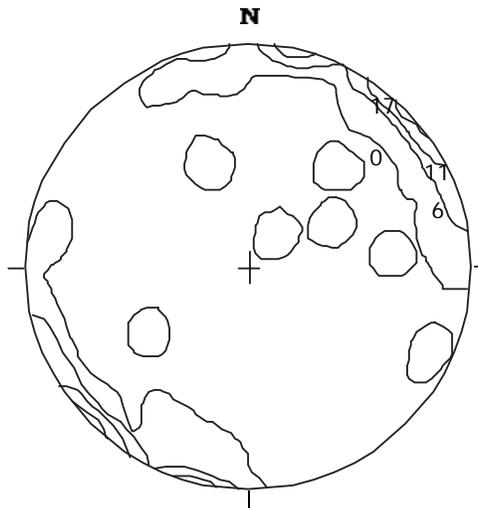
Para as falhas normais NE-SW, como era de se esperar, a figura 31 (c, d), aponta para σ_1 vertical, σ_2 NE-SW/subhorizontal e σ_3 NW-SE/subhorizontal, associando-se então a um regime distensivo (distensão NW-SE).



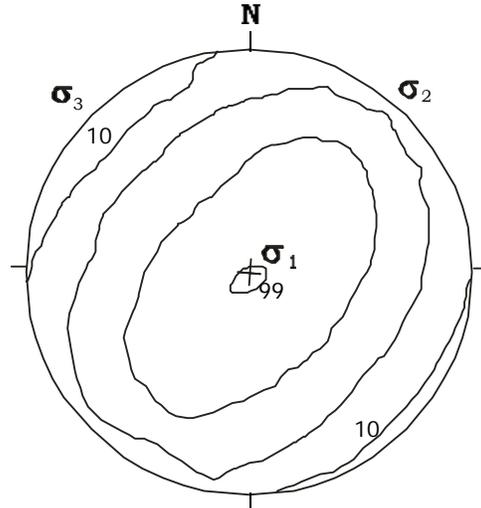
a) n=78 dados
isolinhas(%) = 0 - 8 - 16



b) n = 78 dados
isolinhas(%) = 5 - 35 - 67 - 99



c) n=76 dados
isolinhas(%)=0-6-11-17



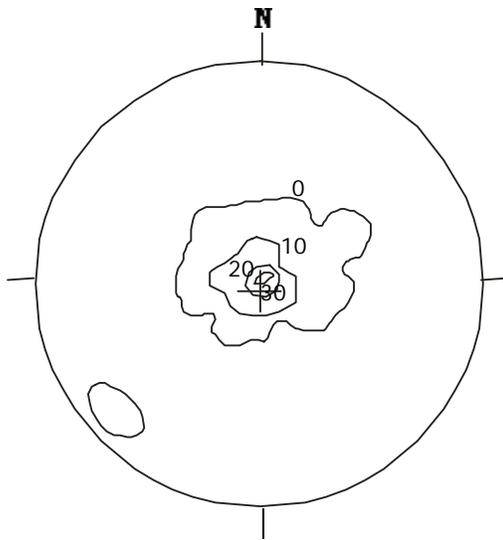
d) n = 76 dados
isolinhas(%) = 10 - 36 - 68 - 99

O arranjo transcorrente não confirma as estruturas principais, mesmo assim, são reconhecidas estruturas de pequeno rejeito, ou ao longo de pequenos planos estriados.

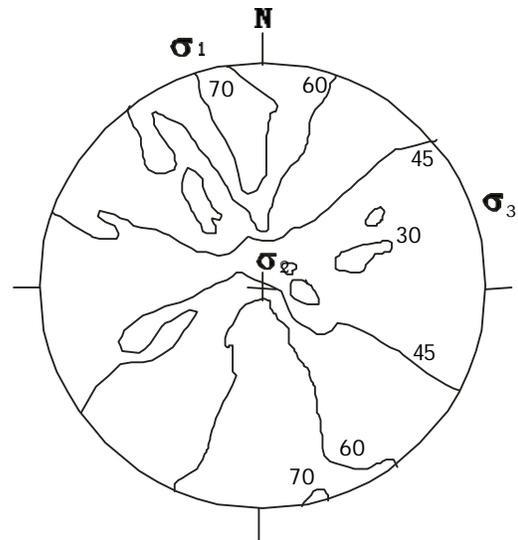
Para o total de falhas transcorrentes (dextrais e sinistrais), a técnica de ARTHAUD (1969), define uma concentração no centro (figura 32 a), e a técnica de ANGELIER & MECHLER (1977), define máximos de percentagem em NNW-SSE, subhorizontal (figura 32 b). A menor percentagem não é clara (mal definida), de forma que é necessário deduzir o 3º eixo. Assim, a construção principal é de σ_1 em torno de NNW-SSE/subhorizontal, σ_2 subvertical, e σ_3 deduzido em ENE-WSW/subhorizontal.

O quadro é definido pela forte influência das falhas transcorrentes dextrais (figura 32 c, d), em maior número e com melhor definição de orientação preferencial, em torno de NW-SE e subverticais.

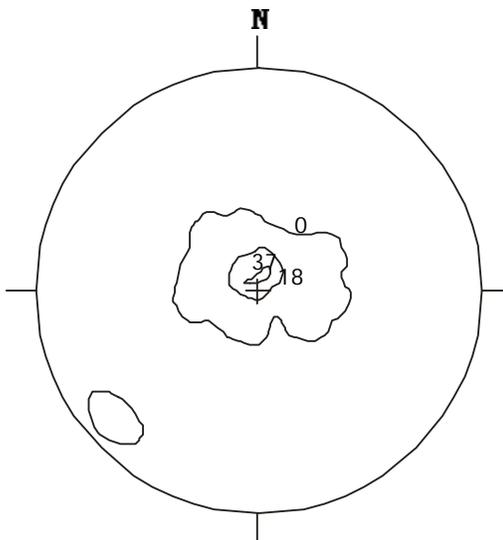
As falhas transcorrentes sinistrais apresentam (figura 33 a) boa definição de eixo vertical (σ_2 para sistemas transcorrentes), e para a técnica de ANGELIER & MECHLER (1977), o σ_3 posiciona-se a N40°W/horizontal e σ_1 N50°E (figura 33 b).



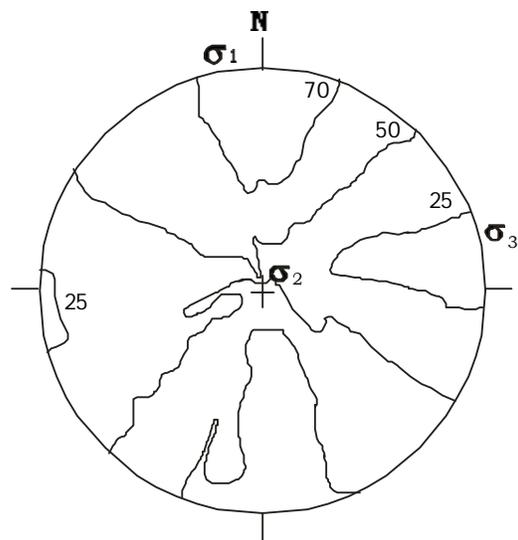
a) n=34 dados
isolinhas(%) = 0 - 10 - 20 - 30



b) n = 34 dados
isolinhas (%) = 30 - 45 - 60 - 70



c) n=20 dados
isolinhas(%)=0 - 18 - 37



d) n = 20 dados
isolinhas(%)=25 - 50 - 70

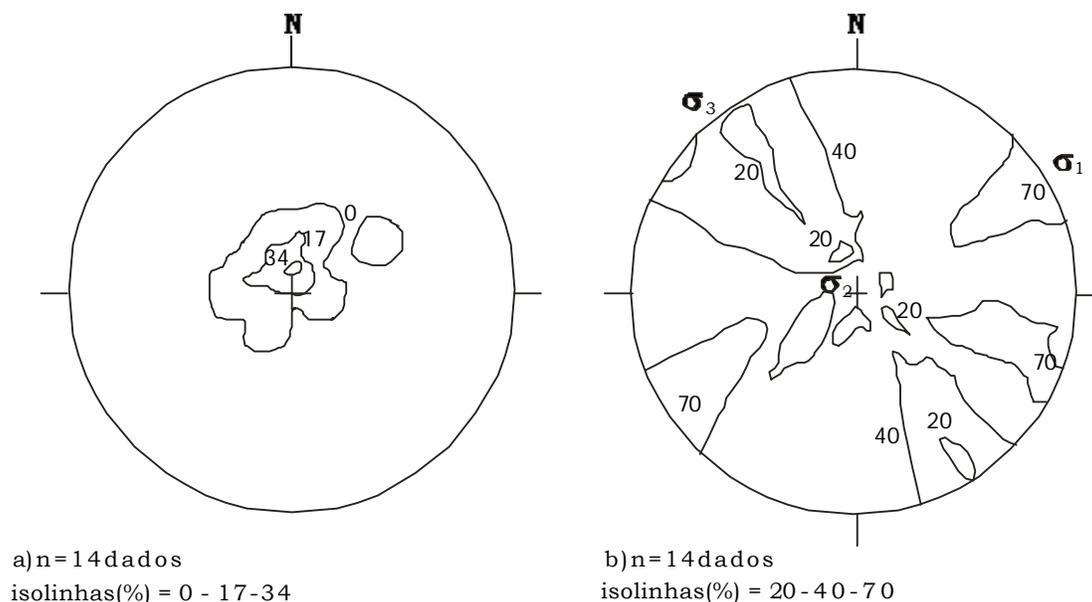


Figura 33 – (a) Resultado da aplicação do método TRADE para a técnica de ARTHAUD (1969) e (b) para a técnica de ANGELIER & MECHLER (1977) à população das falhas transcorrentes sinistras da área estudada. As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínimo (σ_3).

Como foi dito anteriormente as falhas com traços NE-SW não são comuns e, no que foi reconhecido, até o momento, não constituem estruturas principais, mesmo assim, foram reconhecidas pequenas estruturas, que resultaram neste arranjo do elipsóide de tensão para sua formação.

As falhas inversas apresentam uma boa definição de direção principal, de tal forma que os diagramas de análise de esforços (figura 34 a, b), apresentam uma boa definição para σ_1 NNW-SSE/horizontal e σ_2 ENE-WSW/horizontal (deduzido) e σ_3 vertical.

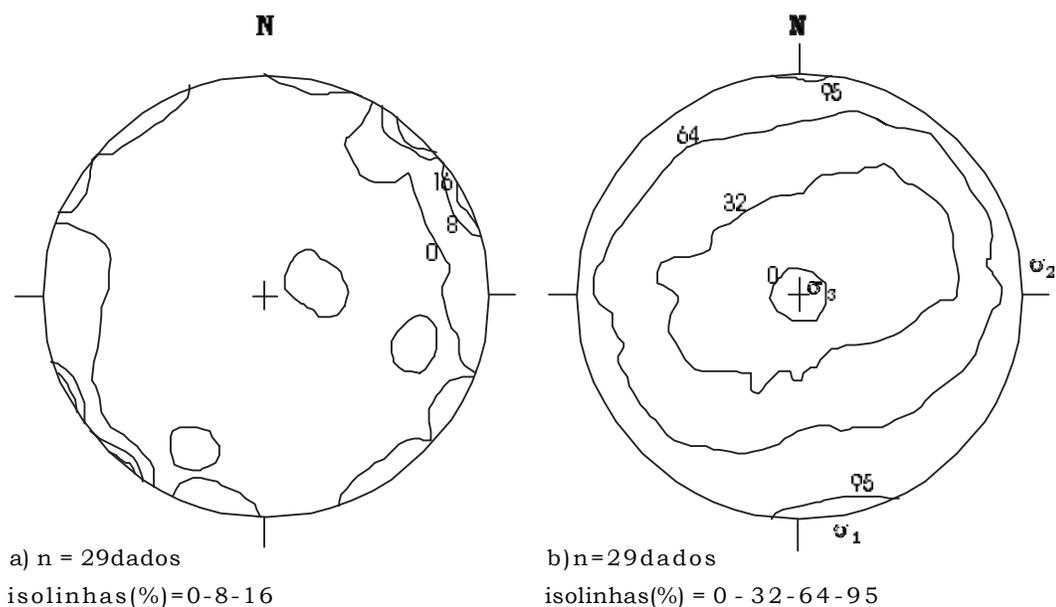


Figura 34 – Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas inversas da área estudada (a, b). As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínimo (σ_3).

- O Quadro de cada estrutura:

Este tratamento considerou principalmente os conjuntos de falhas reconhecidos para cada uma das estruturas estudadas, abordando os tipos principais, as direções preferenciais, e para isso, foram utilizados dados de planos de falhas, estrias e sentido de movimento.

Estrutura de Pitanga: para esta análise foram considerados os dados de falhas dos sistemas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba que são os principais elementos estruturais mapeados e que formam as macroestruturas reconhecidas:

- **Sistema de Falhas Passa Cinco - Cabeça:** as falhas normais que ocorrem em maior número e de maior expressão posicionam σ_1 vertical, σ_2 NNW-SSE/horizontal e σ_3 ENE-WSW/horizontal (figura 35 a, b).

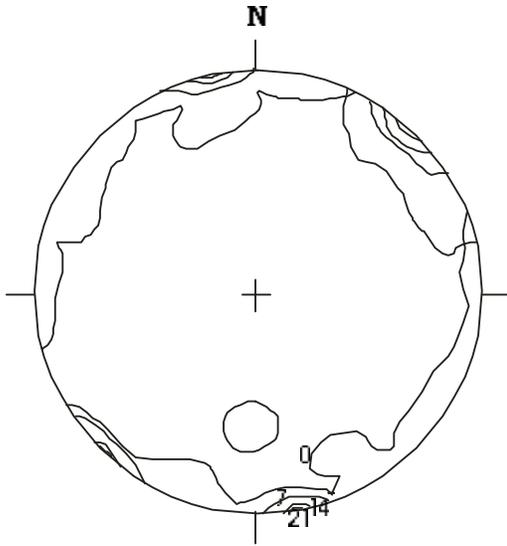
Pequeno número de falhas inversas reconhecidas aponta para σ_1 N40°W/horizontal, σ_2 N50°E/horizontal e σ_3 subvertical (figura 35 c, d).

Para as falhas transcorrentes, a posição do σ_1 não é muito clara, mas sugere uma direção NE-SW/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 NW-SE/horizontal (figura 36 a, b).

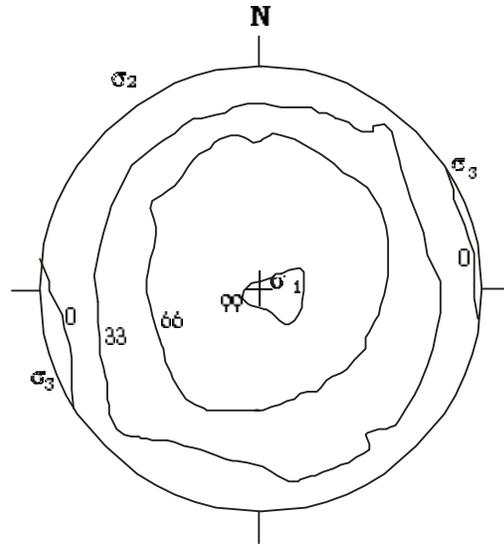
- **Sistema de Falhas Ipeúna - Piracicaba:** as falhas normais definem um padrão de guirlanda na borda do diagrama de ARTHAUD (figura 37 a), indicando um eixo vertical e dois subhorizontais. O diagrama de ANGELIER (figura 37 b), aponta para σ_1 vertical (esperado para sistema distensivo), σ_2 N20°E/subhorizontal (deduzido) e σ_3 N70°W/subhorizontal.

As falhas transcorrentes dextrais deste sistema apontam para σ_1 NNW-SSE/horizontal, σ_2 vertical e σ_3 WNE-ESW/horizontal (figura 37 c, d).

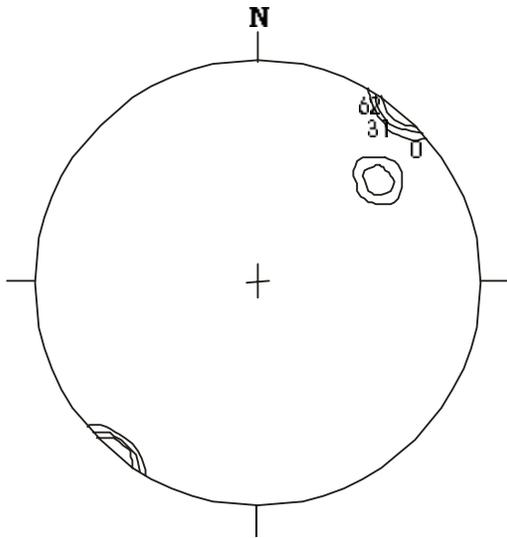
As falhas inversas, embora em pequeno número, apontam para σ_1 NW-SE/subhorizontal, σ_2 NE-SW/subhorizontal e σ_3 subvertical (figura 38 a, b).



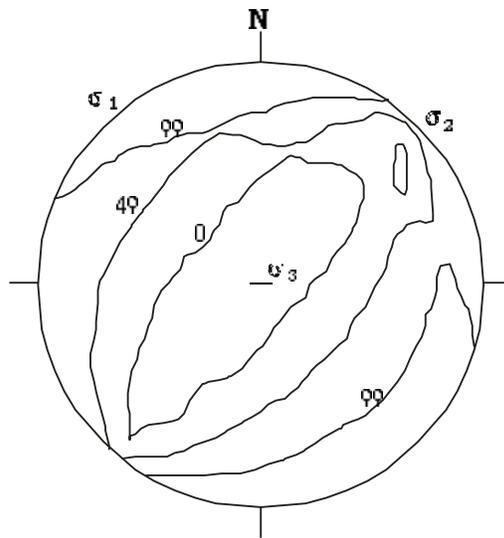
a) n=65 dados
isolinhas(%)=0-7-14-21



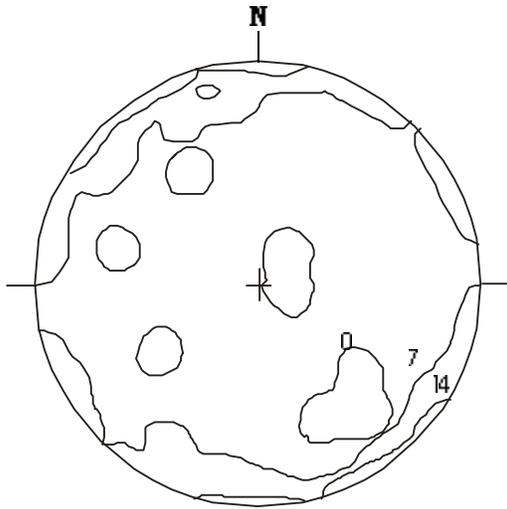
b) n=65 dados
isolinhas(%)=0-33-66-99



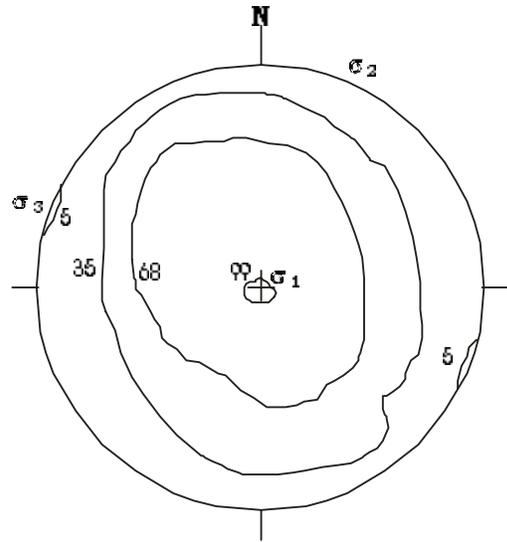
c) n=03 dados
isolinhas(%)=0-31-62



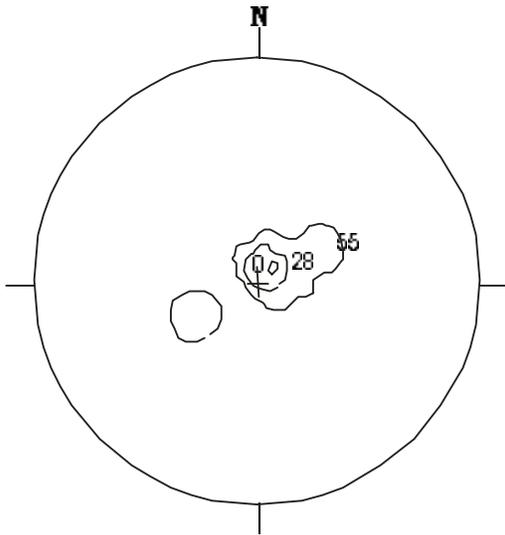
d) n=03 dados
isolinhas(%)=0-49-99



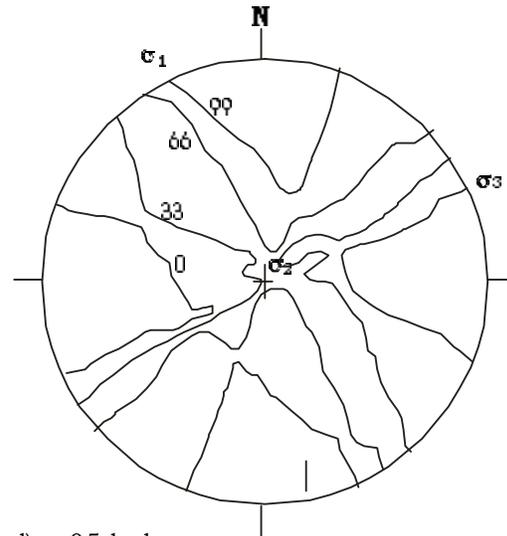
a) n=59 dados
 isolinhas(%) = 0 - 7 - 14



b) n=59 dados
 isolinhas(%) = 5 - 35 - 68 - 99



c) n=05 dados
 isolinhas(%) = 0 - 28 - 55



d) n=05 dados
 isolinhas(%) = 0 - 33 - 66 - 99

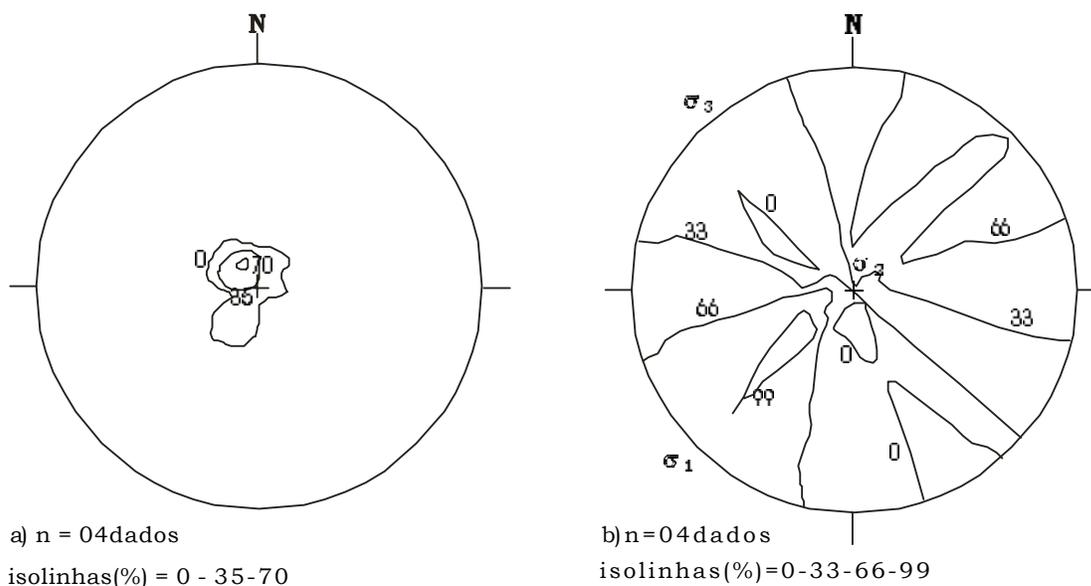


Figura 38– Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população das falhas inversas do Sistema Ipeúna-Piracicaba (Estrutura de Pitanga) (a, b). As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínima (σ_3).

Estrutura de Artemis: para esta análise foram utilizadas as pequenas falhas que ocorrem ao longo ou próximo às grandes falhas reconhecidas, que condicionam os limites desta estrutura e que formam altos e baixos estruturais.

Assim, as falhas normais desta estrutura apresentam boa indicação para o eixo vertical (σ_1), e a posição para o σ_3 , deduzido em NE-SW e σ_2 NW-SE (figura 39 a, b).

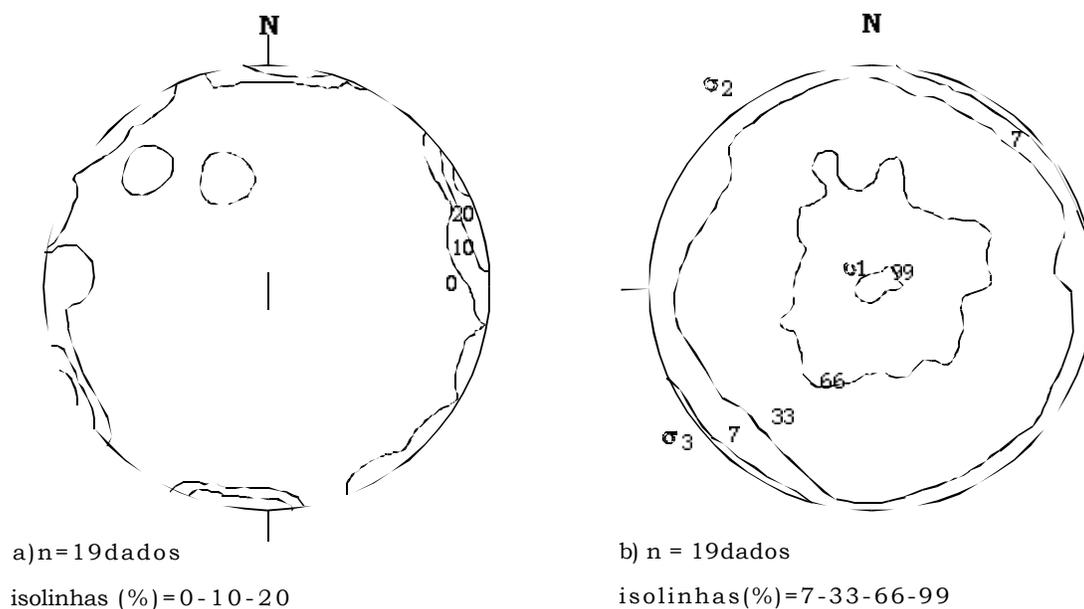
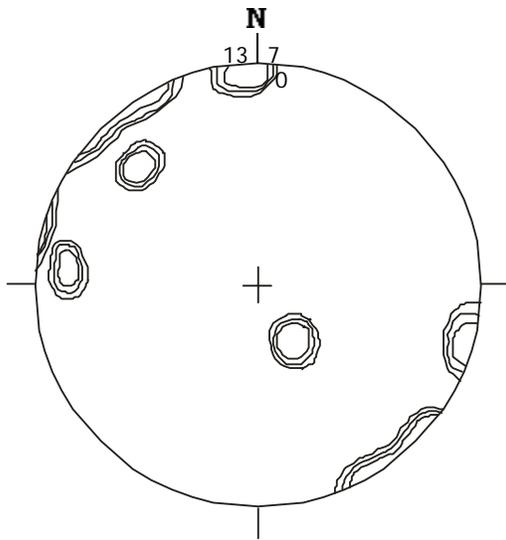


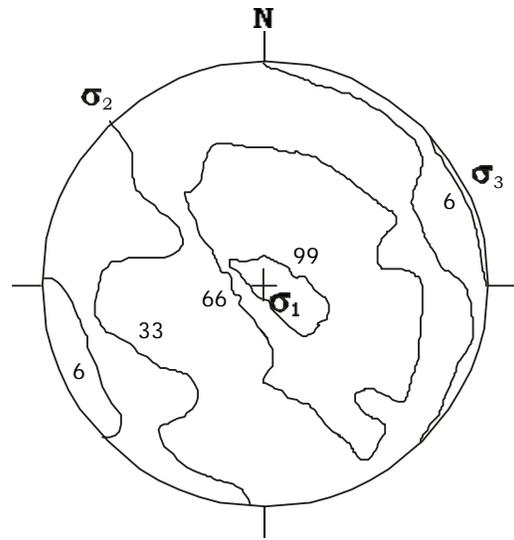
Figura 39 – Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas normais da Estrutura de Artemis (a, b). As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínimo (σ_3).

A separação em conjuntos de falhas normais NW-SE, aponta para um eixo NW-SE/horizontal (possivelmente σ_2), permitindo deduzir σ_3 ENE-WSW/subhorizontal (figura 40 a, b).

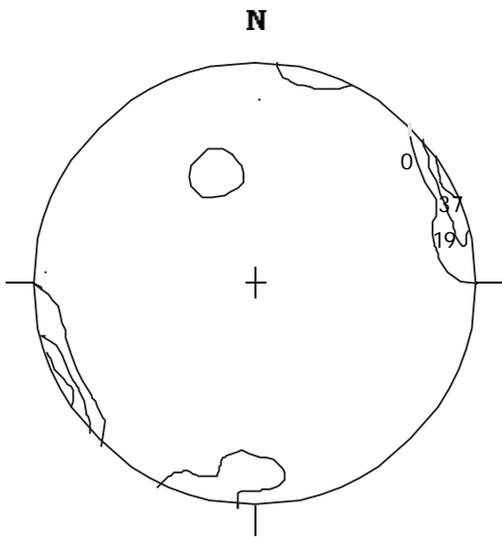
Para as falhas normais NE-SW (figura 40 c, d), a direção distensiva é subvertical, com σ_3 próximo a WNW-ESE e σ_2 deduzido em NNE-SSW.



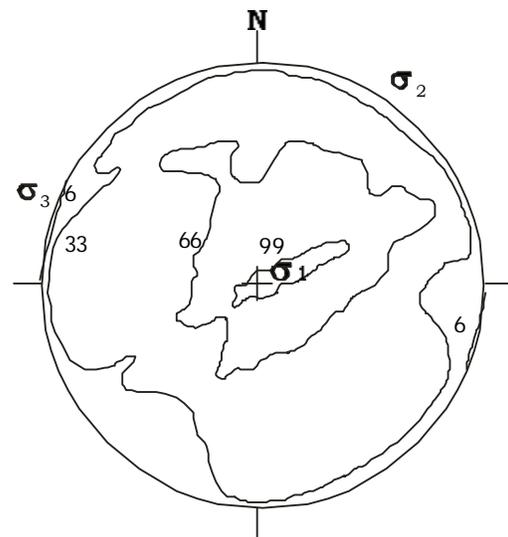
a) n=07 dados
isolinhas(%) = 0 - 7 - 13



b) n=07 dados
isolinhas(%) = 6 - 33 - 66 - 99



c) n = 10 dados
isolinhas(%) = 0 - 19 - 37



d) n=10 dados
isolinhas(%) = 0 - 19 - 37

Para as falhas transcorrentes, o σ_1 /subhorizontal está posicionado a NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW/horizontal (figura 41 a, b).

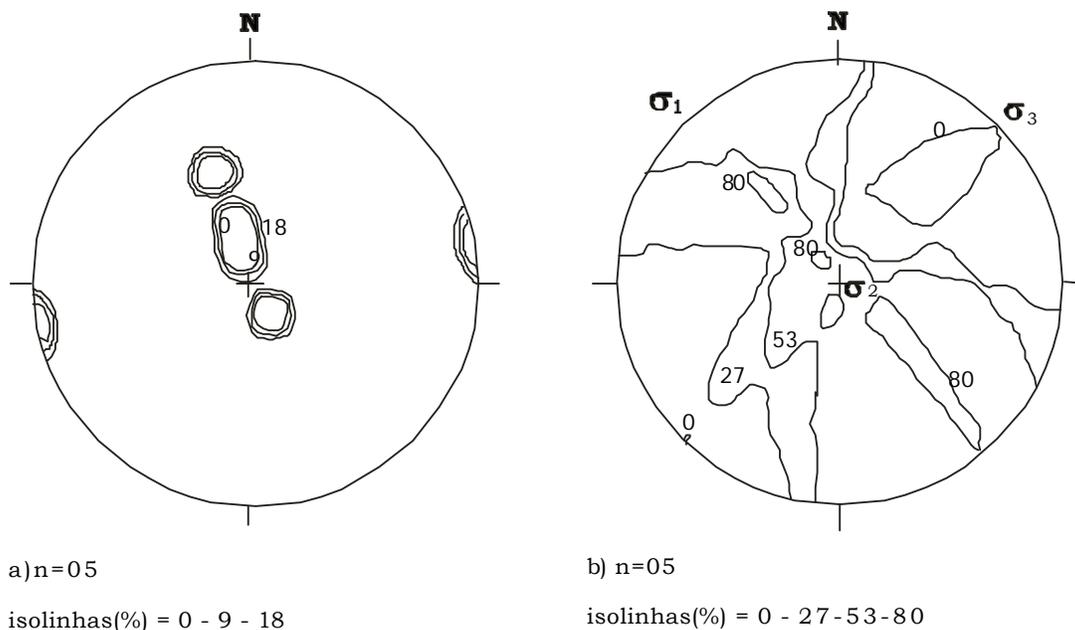
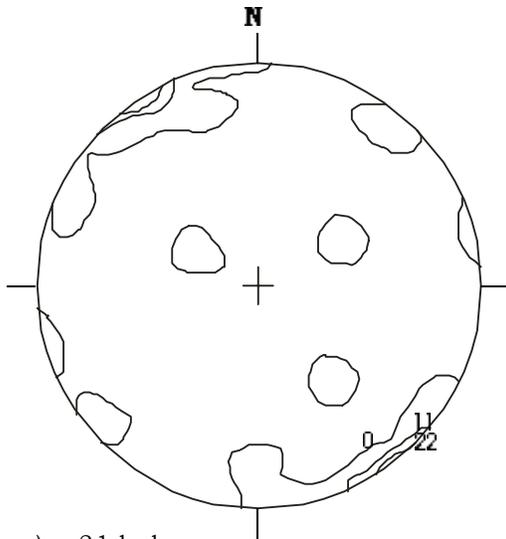


Figura 41 – Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população de todas as falhas transcorrentes da Estrutura de Artemis (a, b). As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínimo (σ_3).

Estrutura do Pau d' Alho: os traços principais são de falhas normais NW-SE, desenhando o arranjo de altos e baixos alongados (figura 42 a, b). O tratamento realizado separadamente para as falhas normais NW-SE à semelhança das estruturas anteriores, indica um bom posicionamento para o eixo principal, vertical (figura 42 c, d) e σ_2 NW-SE/horizontal e σ_3 NE-SW/horizontal.

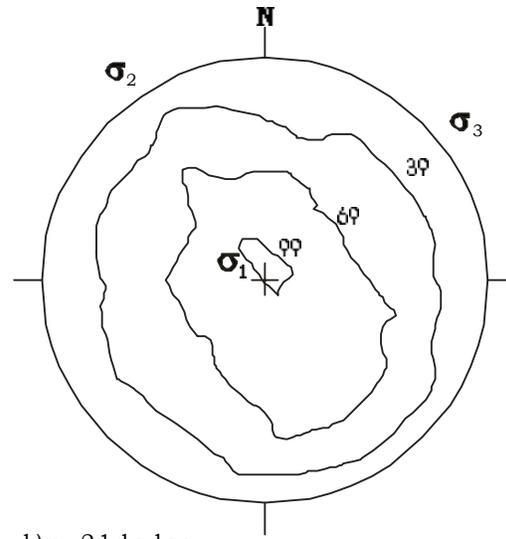
O traço principal de falhas NW-SE é dada pela falha do Monte Branco, que apresenta a mesma direção, com bloco abatido a SW. O arranjo de pequenas falhas associadas ao seu traço mostra σ_1 em torno de N60°E/70°NE, σ_2 N30°W/horizontal e σ_3 S60°W/20°SW (figura 43 a, b).

As falhas normais NE-SW (figura 43 c, d), também não contribuem substancialmente com a organização estrutural do Alto do Pau d' Alho, embora ocorram pequenos planos de falhas normais nesta orientação. A posição dos eixos distensivos não é bem definida, com indicação de σ_3 entre NW-SE e NNE-SSW/subhorizontal e σ_1 vertical. O arranjo de σ_2 , no entanto, está indicado entre NE-SW a ENE-WSW.



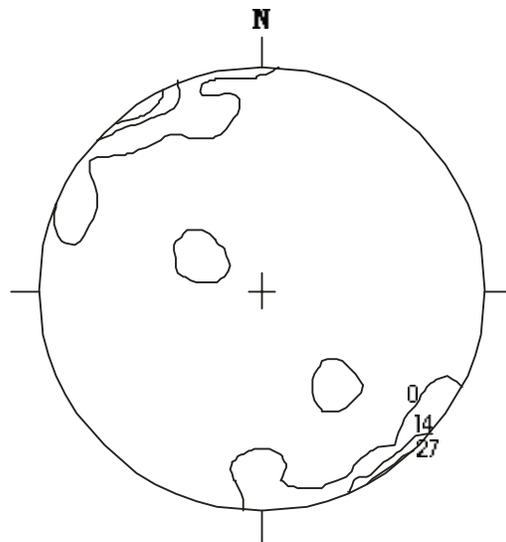
a) n=21 dados

isolinhas(%)=0-11-22



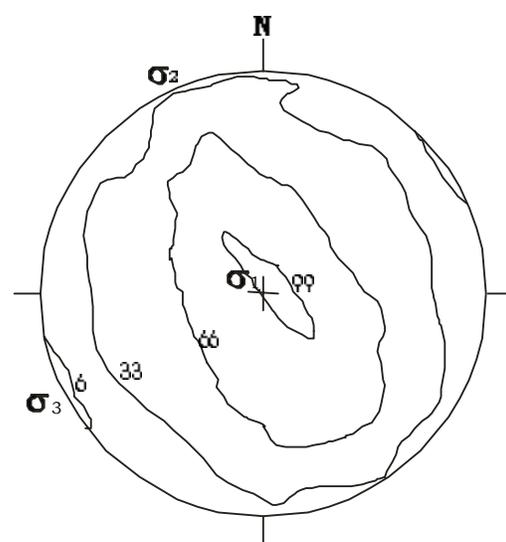
b) n=21 dados

isolinhas(%)=9-39-69-99



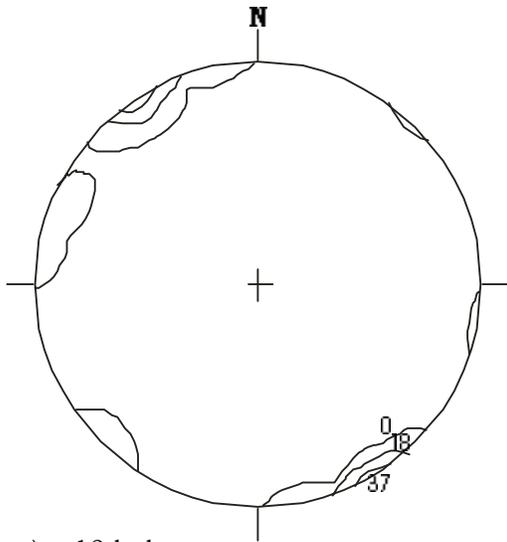
c) n=17 dados

isolinhas(%)=0-14-27

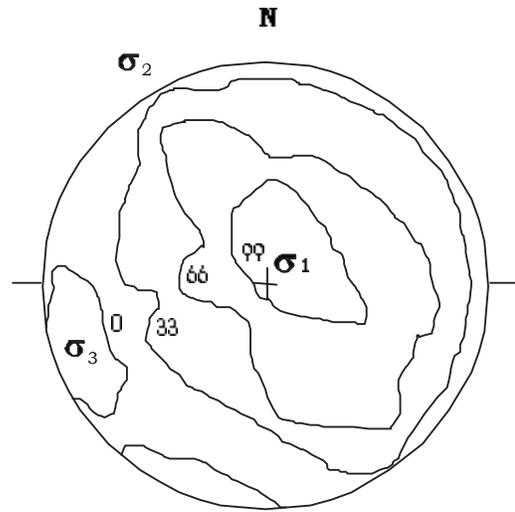


d) n=17 dados

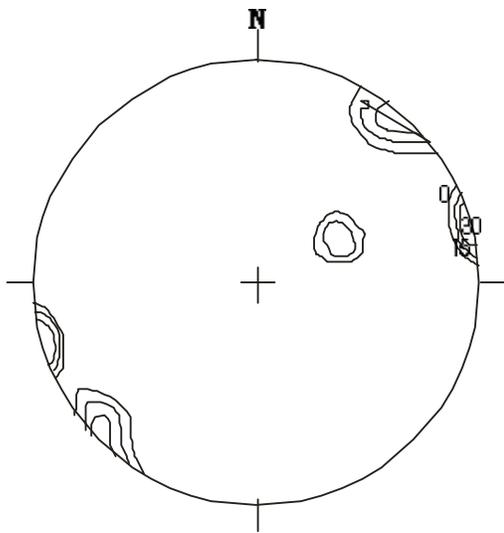
isolinhas(%)=6-33-66-99



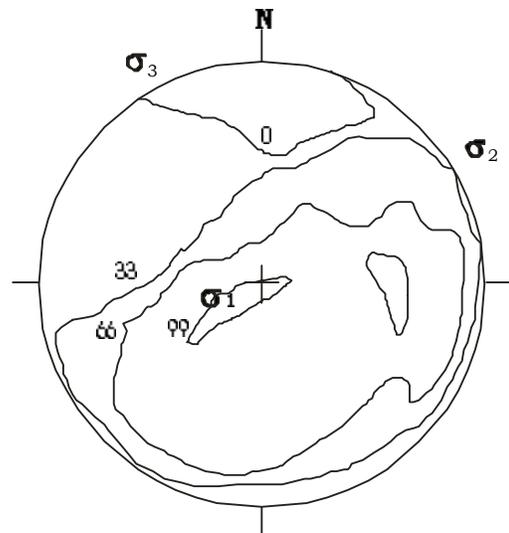
a) n=12 dados
isolinhas(%) = 0 - 18 - 37



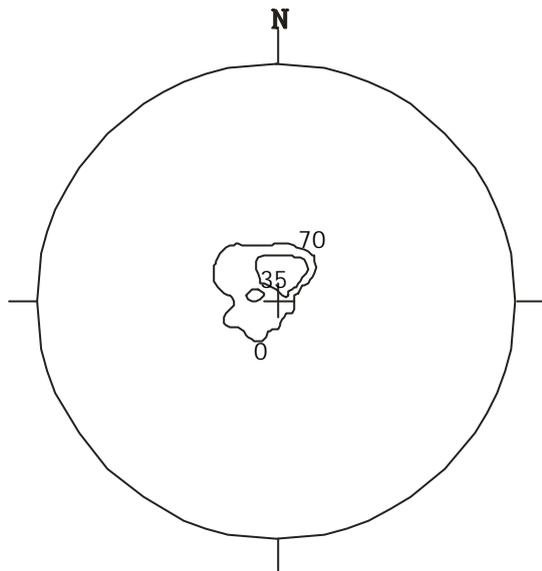
b) n=12 dados
isolinhas(%) = 0 - 33 - 66 - 99



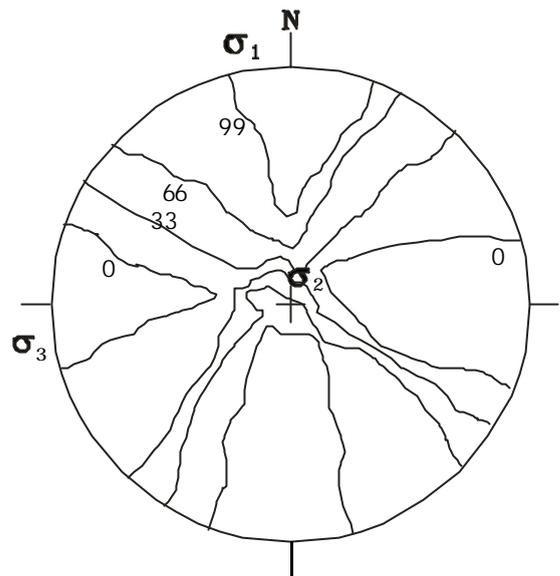
c) n = 06 dados
isolinhas(%) = 0 - 15 - 30



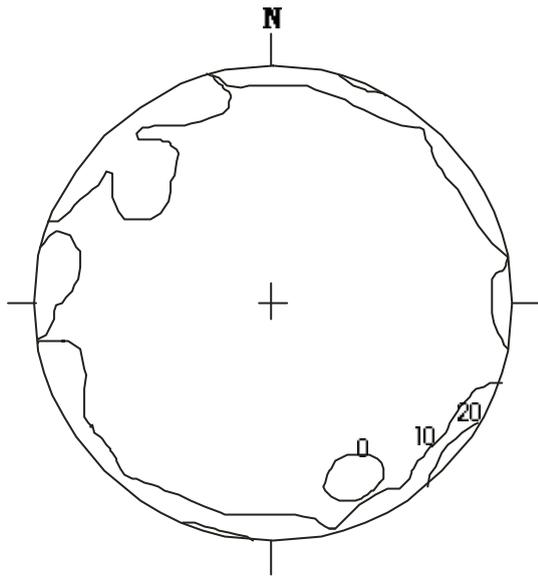
d) n=06 dados
isolinhas(%) = 0 - 33 - 66 - 99



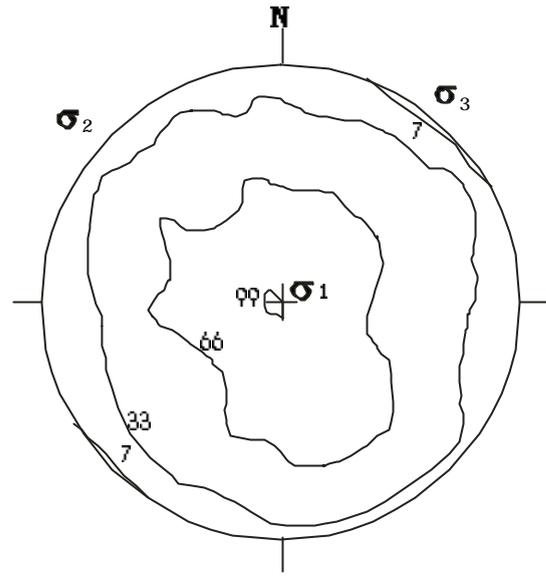
a) n=04dados
 isolinhas(%)=0-35-70



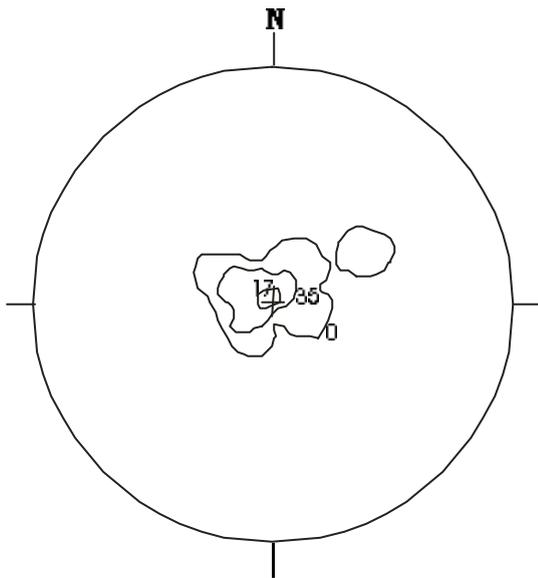
b) n = 04dados
 isolinhas(%) = 0 - 33 - 66 - 99



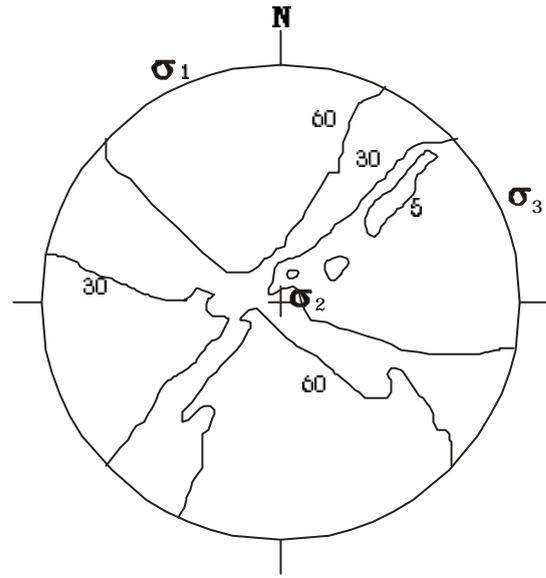
a) n=29 dados
isolinhas (%)=0-10-20



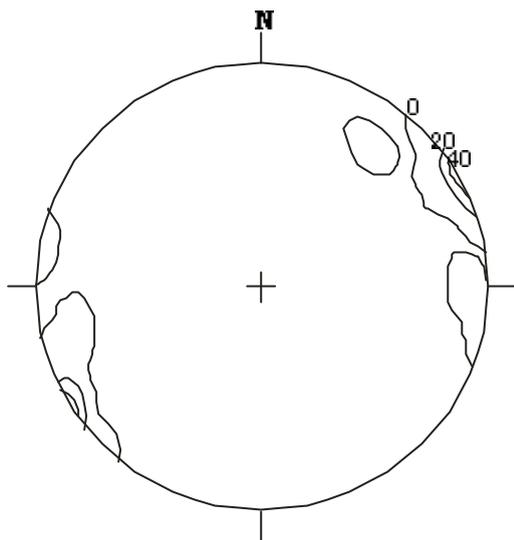
b) n=29 dados
isolinhas (%)=7-33-66-99



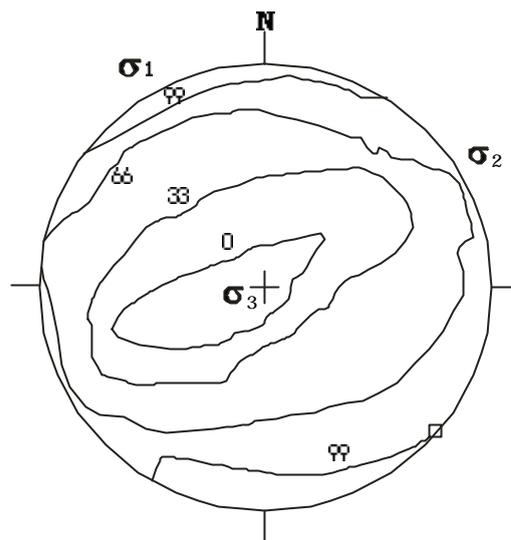
c) n=08 dados
isolinhas (%)=0-17-35



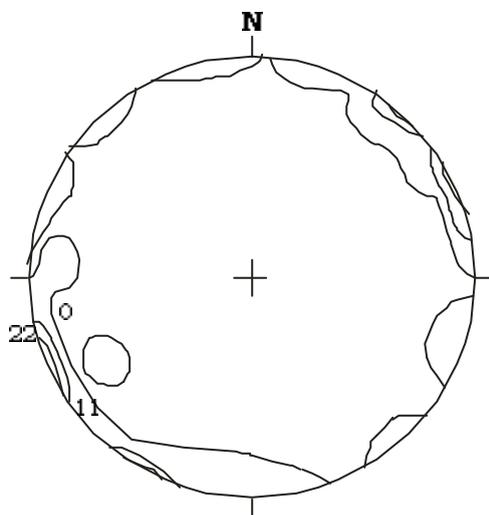
d) n=08 dados
isolinhas (%)=5-30-60



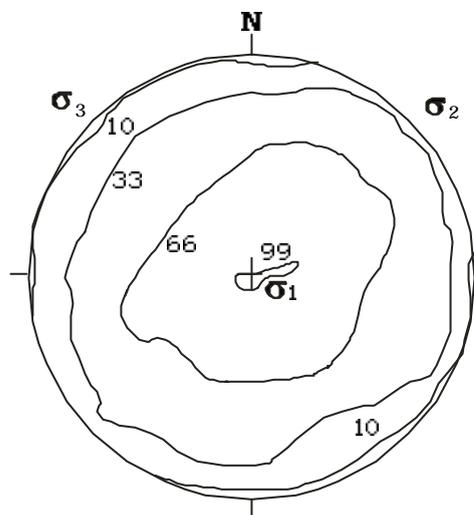
a) $n=12$ dados
 isolinhas(%) = 0 - 20 - 40



b) $n=12$ dados
 isolinhas(%) = 0 - 33 - 66 -



c) $n=20$
 isolinhas(%) = 0 - 11 - 22



d) $n=20$
 isolinhas(%) = 10 - 33 - 66 - 99

Falhas que afetam os sedimentos cenozóicos: os últimos conjuntos analisados são aqueles que afetam as coberturas cenozóicas reconhecidas na área. Sua importância consiste na indicação dos sistemas deformacionais mais jovens.

As características texturais das coberturas cenozóicas dificultam a identificação e definição de estrias e seus respectivos movimentos, embora em alguns afloramentos foi possível reconhecer falhas que modificam (deformam) a geometria das coberturas sedimentares (Formação Rio Claro e coberturas mais jovens) de movimentação normal NW-SE, (pontos pt 35, pt 02, pt 279, pt 54, pt 38, 483, 484), inversa e transcorrente.

As falhas normais apontam para uma tectônica distensiva (σ_1 vertical), com distensão σ_3 NE-SW, relacionadas ao binário de direção E-W (figura 48).

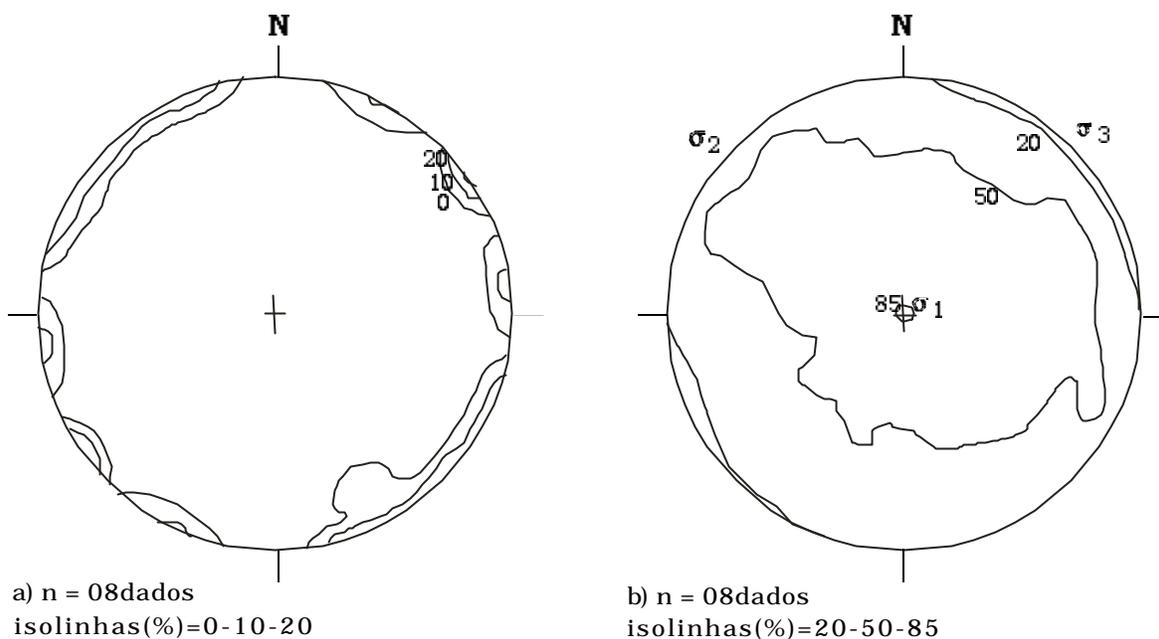


Figura 48 – Resultado da aplicação do método TRADE para as técnicas de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) à população das falhas normais que afetam a cobertura cenozóica (a, b). As isolinhas de percentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima (σ_1) e as de menor valor, o eixo de tensão mínima (σ_3).

As pequenas falhas transcorrentes geralmente ocorrem associadas às do tipo normal de direção NW-SE e inversa de direção NE-SW e apesar de terem sido reconhecidas em maior número nas rochas paleozóicas, apresentam evidência de reativação, já que em alguns planos, há presença de estrias horizontais apagando estrias de mergulho (condicionadas a regime distensivo), atestando reativação de falhas mais antigas durante o cenozóico (pt 25, 05, fotos 52, 53, 54 e 55).

Neste quadro, a direção NW-SE se associa aos planos cinemáticos de tração, perpendiculares ao esforço mínimo, e destacando o fato desta orientação ser a mais importante no tratamento estatístico, do ponto de vista geométrico, segundo o modelo de Riedel, pode ser interpretada como resultado de esforços paralelos ao eixo de tensão máximo σ_1 NW/subhorizontal, sob o regime de transtração (figura 49). Sendo assim, associam-se ao regime transcorrente falhas normais de direção NW-SE

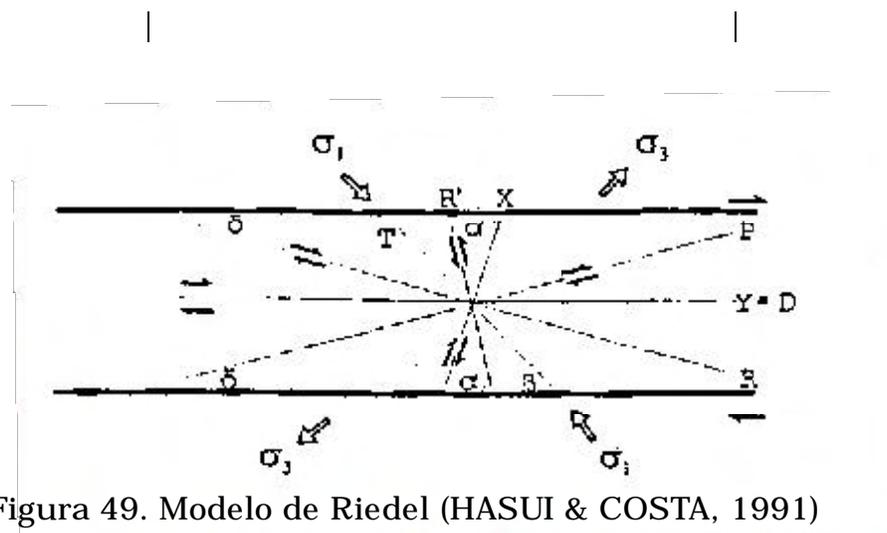


Figura 49. Modelo de Riedel (HASUI & COSTA, 1991)

Figura 49 – Descontinuidades associadas a uma deformação não coaxial. R (fratura de cisalhamento Riedel), R' (fratura conjugada Riedel), T (fratura de partição), P, X, e Y (fraturas de cisalhamento). Modelo de Riedel (HASUI & COSTA, 1991).

(transtração) e inversas de direção NE-SW (transpressão), sendo que ambos os regimes (distensivos e transcorrentes) aproveitaram zonas de descontinuidades pré-existentes para se desenvolverem. A incidência de aproveitamento de planos de fraqueza é denominada de tectônica ressurgente, segundo HASUI (1990).

As descontinuidades marcadas por falhas de direção NW-SE assinalam os grandes lineamentos da área, condicionando as principais estruturas da área, que são marcadas por blocos abatidos e blocos soerguidos (estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia). A maioria das falhas e sistemas de falhas NW-SE expressa-se como lineamentos da rede de drenagem, configurando nítido controle estrutural na instalação dos cursos d' água e na modelagem do relevo.

As evidências de reativações, influenciando a configuração da paisagem, são exemplificadas por feições morfotectônicas e anomalias de drenagem relacionadas a abatimento/soerguimento de blocos, ao longo dos lineamentos de direção NW-SE, evidenciando atividade neotectônica, como escarpamentos, boçorocas, facetas trapezoidais, vales suspensos, meandros abandonados, assimetria de drenagem, cotovelos, capturas e inflexões de drenagem, trecho de vale abandonado, dentre outros.

Estas feições morfotectônicas estão associadas aos principais sistemas de falhas que configuram as estruturas de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia, o que evidencia que esta direção é de grande importância na evolução geomorfológica da região.

Sendo assim, a rede de drenagem e a esculturação do relevo são controladas por descontinuidades e por dois eventos tectônicos, sendo o primeiro distensivo (falhas normais NE-SW) e o outro transcorrente (falhas normais NW-SE, inversas NE-SW e transcorrentes), com σ_1 NW/SE e σ_3 NE/SW relacionado a atuação de um binário dextral E-W.

O regime neotectônico é responsável pelo desenvolvimento de feixes NW-SE e secundariamente E-W que desempenham importante papel na deformação dos depósitos cenozóicos e na esculturação da paisagem, manifestada por feições geomorfológicas indicativas de soerguimentos e basculamentos. Ao se destacar a ocorrência destes depósitos

neocenozóicos falhados e a presença destas feições morfotectônicas, torna-se evidente a atividade neotectônica para a região, corroborando as propostas de autores como RICCOMINI (1995), SOUSA (1997), FACINCANI (2000). Este modelo de evolução tectono-sedimentar para o Cenozóico da região estudada está de acordo com o modelo evolutivo da região Sudeste do Brasil, conforme proposto por HASUI (1999).

8. EVOLUÇÃO DA REGIÃO DAS ESTRUTURAS DE PITANGA, ARTEMIS, PAU D' ALHO E JIBÓIA.

A caracterização de evolução tectônica em eventos é feita de forma a montar os episódios com base nos dados reconhecidos e, principalmente, interpretados e deduzidos, em função do conjunto de unidades litológicas afetadas, com suporte dos dados da literatura.

Assim, o quadro de falhas mais antigo reconhecido neste conjunto associa-se aos depósitos sedimentares da Formação Tatuí e suas intercalações de sedimentos clásticos conglomeráticos e areníticos da litofácies Ibicatu. Tais feições foram apresentadas por MORALES *et al.* (1997), reconhecendo um conjunto de falhas normais orientado a NW-SE, às quais se associam prismas rotacionais, prismas de sedimentação clástica nas zonas rebaixadas, antiformal de volteio com erosão no topo e discordâncias localizadas.

Tais feições vêm ao encontro de indicações de sistemas de falhas NW-SE atuando na sedimentação regional da Formação Tatuí, como apresentado por MOCHIZUKI (2001), que, pela menor espessura regional da Formação Tatuí, sugere que a estrutura de Pitanga já tinha atuado como um alto nesta época, controlado por falhas, que teriam participação na compartimentação regional já nestes tempos. Os traços de ambos estudos coincidem a grosso modo com os traços do sistema a sul do alto de Pitanga.

O segundo evento é dado pela posição de diques de diabásio preenchendo fraturas (juntas e falhas). Na área, grandes falhas regionais têm diques de espessuras variadas preenchendo seus traços. Ocupam planos de falhas preexistentes, marcados por não apresentarem o desenvolvimento de rochas de falhas, indicando que os diques aproveitaram seus planos.

Em trabalhos na região do Domo de Quatiguá no Estado do Paraná, ROSTIROLLA *et al.* (1999) mostram a presença de diques não deformados ao longo de zonas intensamente catacladas, supondo uma deformação

anterior ao Juro-Cretáceo, provavelmente associadas à propagação de tensões compressivas intra-placa durante a Orogenia La Ventana, no limite entre o Permiano e o Triássico quando ocorreu a sutura da Patagônia à América do Sul.

Na região, o quadro principal é dado por falhas normais e diques orientados a NW-SE. A estrutura do Pau d' Alho é o melhor exemplo destes diques. Assemelham-se aos traços do Lineamento de Guapiara, com diques de grande persistência. Segundo FERREIRA *et al.* (1981), o Alinhamento Estrutural de Guapiara é uma das principais fontes de magmas básicos da Bacia do Paraná, alojando diques de diabásio e condicionando rochas alcalinas e provavelmente teve grande importância na evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, desde o Devoniano até o Cenozóico.

Segundo ainda este autor, considerando a longa história tectônica deste alinhamento é possível que muitas feições como as estruturas de Jacarezinho, Piratininga, Quatiguá já estivessem consolidadas em tempos paleozóicos.

Este evento, portanto, é representado por um conjunto de falhas e fraturas NW-SE, presentes nas rochas da Bacia do Paraná na época, e que se abriram para permitir a colocação das rochas básicas, apontando para uma distensão local NE-SW. Pelo menos em parte, estas estruturas de *grabens* e *horsts* já deviam ter se formado, originando deslocamentos/desnivelamentos locais, impossíveis de serem mensurados ou inferidos no momento, mas que atuaram na conformação geral da estrutura da bacia. Falhas com estas características se associam aos altos estruturais aqui mapeados, mostrando sua importância já nesta época.

Como terceiro grande conjunto, que pode ser apontado como indicativo de um novo evento, são as falhas normais NE-SW, que controlam a sedimentação de coberturas cenozóicas na região de Rio Claro e de Piracicaba. São falhas sindeposicionais que controlam a espessura de sedimentos clásticos (conglomerados, pacotes areníticos) da Formação Rio Claro. São poucos exemplares, pois estas falhas são de difícil

caracterização em campo, dado o pequeno número de escavações que permitem estas observações. Apesar desta dificuldade, a recuperação das rodovias da região facilitou seu reconhecimento em alguns novos afloramentos.

Assim, a tectônica distensiva NW-SE, originando falhas normais NE-SW, deve ser associada ao final do Mesozóico até Terciário Superior (Mioceno) do processo de abertura do Oceano Atlântico e propagação das falhas distensivas para dentro do continente, formando o sistema de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989). Este quadro de tectônica distensiva foi apontado para as regiões de Jundiá (NEVES 1999) e Atibaia-Bragança Paulista (BISTRICHI 2001), e para a formação de bacias isoladas correlatas para o interior do continente, como a Bacia de Aiuruoca (SANTOS 1999) e Bacia do Rio Sapucaí (FERREIRA 2001), ambas no Estado de Minas Gerais.

A recorrência de atividade tectônica ao longo das direções NE, NW e E-W é reconhecida como de grande importância na implantação e desenvolvimento da Bacia do Paraná (SOARES 1974, ALMEIDA *et al.* 1982, FULFARO *et al.* 1982, HASUI *et al.* 1989, ZALÁN *et al.* 1990, RICCOMINI 1995). Ao longo destas direções também ocorrem os principais falhamentos cenozóicos.

Na área de estudo, os traços de orientação NW-SE parecem predominar, associados aos altos estruturais estudados, provavelmente refletindo feições muito antigas do embasamento como o hemi-leque formado pelas falhas de Itu, Piráí, Cururu e Cachoeira, consideradas como do Proterozóico Superior e que se encontram a Sudeste da área. Arranjo de falhas associado a uma história de reativação de antigas estruturas já foi apontado por PIRES NETO (1996), NEVES (1999) e BISTRICHI (2001) para as direções NW-SE e para a direção NE-SW, ROSTIROLLA *et al.* (2000), considera a falha de Jacutinga como a mais importante falha do Pré-Cambriano, que se prolonga por sob a cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná, ao longo da qual está localizado o Alto do Quatiguá.

As indicações para estas direções são de falhas normais e especificamente na região (estruturas de Pitanga e Pau d' Alho), estas

falhas promovem basculamentos de blocos controlando a formação e preservação das coberturas cenozóicas e neocenozóicas.

A indicação de falhas mais jovens é dada por deformação de rochas de coberturas sedimentares superficiais (Formação Rio Claro, coluvionais e aluvionais) evidenciadas por falhas normais, inversas e transcorrentes, e principalmente, pela ocorrência de diversas feições anômalas de drenagem e de relevo, apontando para uma ativação tectônica do sistemas de falhas preexistentes influenciando a implantação da paisagem local. Comparando as direções preferenciais fornecidas pelos estereogramas, pode-se observar que a maioria das famílias de juntas e falhas expressa-se como lineamentos da rede de drenagem, configurando um nítido controle estrutural exercido na instalação dos cursos d' água com predomínio nas direções NW, NE e subordinadamente E-W e N-S.

Os traços NE-SW são menos importantes e aparecem espalhados pela área, controlando linhas de afloramentos (sedimentação) da Formação Rio Claro, como falhas normais do evento anterior e reativadas como falhas inversas, deformando coberturas sedimentares. A presença de falhas de baixo ângulo, algumas de empurrão com dobras associadas, afetando rochas paleozóicas (Formação Corumbataí) e cenozóicas (Formação Rio Claro), indicam uma tectônica de encurtamento atuante em tempos cenozóicos.

Os feixes E-W na área de estudo ocorrem segmentados, principalmente associados ao vale do rio Piracicaba, embora poucas falhas tenham sido observadas com estas direções. O quadro interpretativo deste arranjo geométrico e cinemático é semelhante àquele apontado por HASUI (1990) HASUI *et. al.* (1996, 1999), com indicação de esforços principais NW-SE, subhorizontal para σ_1 e para σ_3 NE-SW, subhorizontal, o que resulta em regime predominante transcorrente (σ_2 vertical), onde as falhas E-W são transcorrentes dextrais. Tal arranjo é reconhecido por este autor, e considerado como representante do regime neotectônico.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

As falhas são as principais estruturas da região e formam conjunto de planos paralelos/subparalelos que promovem a formação de altos e baixos estruturais, ou aparecem de forma isolada, controlando a linha de afloramentos das unidades afetadas.

As juntas são estruturas que com as falhas formam o quadro geométrico principal da área de estudo. A análise de mais de 900 medidas de fraturas permitiu constatar que estas são subverticais, apresentando mergulho alto em torno de 84° a 89° e constituem duas principais famílias em direções ortogonais segundo orientações NW-SE e NE-SW, sendo a primeira concordante com o *trend* regional e coincidente com os principais lineamentos e falhas da área (figura 50).

As dobras reconhecidas são localizadas e estão associadas a falhas (normais e inversas) ou a intrusões de rochas básicas e, mais freqüentemente são encontradas nas rochas da Formação Irati e Corumbataí.

Para a Estrutura de Pitanga foram reconhecidos os sistemas de falhas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba, já descritos anteriormente na literatura por ANDRADE & SOARES (1972) e SOUSA (1997).

O sistema de falhas Passa Cinco-Cabeça é constituído por arranjo de falhas normais de *trend* NW-SE e ainda por falhas isoladas com orientação próximo a N-S. Pode ser entendido como um sistema de falhas normais, com abatimento do bloco NE e soerguimento do bloco SW.

O Sistema Ipeúna-Piracicaba apresenta arranjo de falhas normais de *trend* preferencial NW-SE e ainda NE-SW e algumas isoladas de *trend* N-S e E-W. Estas falhas limitam a porção Oeste da Estrutura de Pitanga e de modo geral, representa bloco abatido a WSW-SW e bloco soerguido a ENE-NE.

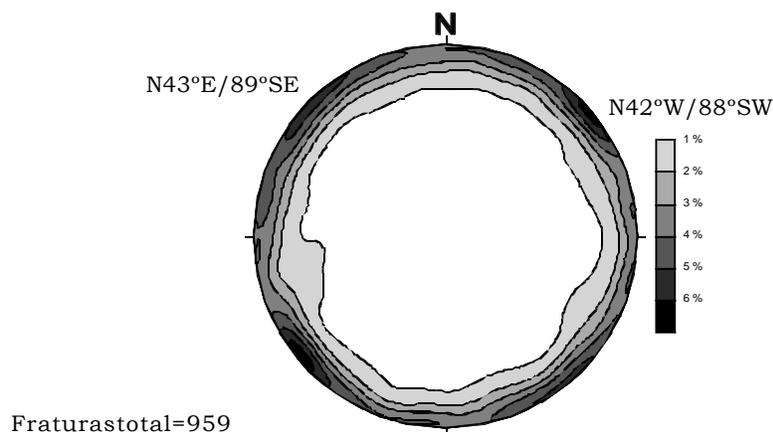


Figura 50 – Diagrama de contornos das fraturas da área estudada.

Os sistemas de falhas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba apresentam evidências de movimentações com componente horizontal (dextral e sinistral) preferencialmente nas estruturas de orientação NW-SE.

A inclinação dos estratos aparece associada a alguns blocos limitados por falhas, em torno de 3° a 5° para Leste de 1° a 2° para Oeste sendo portanto, concordante com o mergulho regional da Bacia do Paraná. Em termos de caracterização local, foram encontrados mergulhos de até 15°, tanto em sua borda Leste como na borda Oeste, sendo mais comum na sua borda oeste, muitas vezes localizados próximos aos traços de falhas, às vezes desenhando dobras de arrasto a elas associadas.

O arranjo de falhas que forma a Estrutura de Pitanga permite caracterizar uma tectônica distensiva (σ_1 vertical) com esforços trativos a ENE-WSW para as falhas normais que configuram o arranjo principal, ou seja, para aquelas que se encontram preenchidas por rochas básicas, o que sugere que estas já existiam quando houve as manifestações vulcânicas/magmáticas da Formação Serra Geral. Este quadro deve estar associado à própria formação da bacia no decorrer do Carbonífero e Permiano, com indicação de tectônica distensiva (σ_1 vertical) e esforços

trativos próximos a E-W, como já atestado por MORALES *et al.* (1997) para o estudo em rochas da Formação Tatuí em Limeira e por MOCHIZUCHI (2001) que, reconheceu menor espessura regional na Formação Tatuí, sugerindo que a Estrutura de Pitanga já tinha atuado como alto nesta época.

Embora em poucos casos tenham sido reconhecidas falhas que controlem maiores espessuras dos sedimentos da Formação Rio Claro, estas falhas normais de orientação NE-SW apontam para uma tectônica distensiva (σ_1 vertical) NW-SE. Este quadro está relacionado ao desenvolvimento de pequenas falhas que contribuíram para a formação do ambiente de sedimentação da Bacia de Rio Claro, sugerindo que esta está intimamente relacionada à reativação de falhas normais. As características apresentadas pelas falhas que formam os sistemas Passa Cinco-Cabeça e Ipeúna-Piracicaba, evidenciam que estiveram ativas durante esta época. Este quadro assemelha-se ao indicado por MELO (1995) que atestou a reativação das falhas destes sistemas, permitindo a acumulação dos depósitos da Formação Rio Claro no bloco rebaixado a Norte da Estrutura de Pitanga (Sistema Passa Cinco-Cabeça).

As falhas normais NE-SW são atribuídas à formação das bacias terciárias, associadas aos processos tardios da separação continental. Aqui são reconhecidas como controladoras da cobertura sedimentar (Formação Rio Claro), indicando que os processos distensivos podem ter continuado e persistido continente adentro até esta época de sedimentação, tida como do Mioceno e desta forma, podem estar associadas ao evento distensivo do final do Mesozóico e início do Terciário com uma tectônica distensiva NW.

Para as falhas que deformam as coberturas cenozóicas, foram reconhecidas falhas normais, inversas e transcorrentes. Esta atividade tectônica de caráter distensivo é evidenciada no rearranjo da rede de drenagem, sugeridas pelas anomalias do tipo capturas, deflexões de rios, meandros abandonados, assimetria, longos trechos retilíneos vinculados às orientações das principais falhas que formam a Estrutura de Pitanga. As estruturas de falhas normais às quais se ajustam as principais

anomalias acima, são balizadas pelos feixes E-W, estes representantes de transcorrência dextral, de acordo com a literatura atual, reativando planos pré-existentes. A evidência desta reativação reflete-se ainda na ocorrência de feições morfotectônicas do tipo escarpas, vales suspensos, facetas trapezoidais.

Este quadro está associado às atividades tectônicas que ocorreram no Brasil, a partir do Mioceno Superior, relacionadas a um regime transcorrente (σ_2 vertical) relacionado à rotação da Placa Sul Americana para Oeste (HASUI 1990; RICCOMINI 1995) e esforços trativos NW-SE. Este período de intensa atividade intra-placa, promoveu a geração de falhas normais, transcorrentes e inversas, associadas às antigas zonas de falhas.

- **Estrutura de Artemis:** é reconhecida pela ocorrência das rochas da Formação Corumbataí em meio à faixa de afloramentos da Formação Pirambóia. O quadro geral desenhado é de falhas normais de orientação NW-SE com basculamento para NE e SW, promovendo a formação de altos e baixos e inclinação de camadas em torno de 10° a 15° , associadas a estas falhas.

O quadro para as falhas normais aponta para uma tectônica distensiva (σ_1 vertical) NE-SW.

O conjunto de falhas que deformam as coberturas cenozóicas (normais, inversas e transcorrentes), embora sejam poucos dados, aponta uma tectônica compressiva NW-SE com σ_2 vertical, que reflete-se na reorganização da rede de drenagem através da reativação de antigas estruturas (falhas normais NW-SE). Esta atividade também é atestada pelas anomalias de drenagem, do tipo capturas, curvas anômalas, inflexões do tipo "S" sugerindo movimentação transcorrente dextral nos afluentes do Rio Piracicaba. Esta orientação E-W é representada por pequenos planos de falhas normais e transcorrentes coincidentes a inflexões e escarpas dos afluentes deste rio.

- **Estrutura do Pau d' Alho:** é formada por conjuntos de falhas normais que variam de subverticais a subhorizontais de orientação preferencial NW-SE e secundariamente NE-SW. As falhas de orientação NW-SE formam dois conjuntos que delimitam a estrutura a SW e a NE. As falhas da borda SW são consideradas mais importantes devido à diversidade de estruturas encontradas (pequenas falhas normais, inversas e transcorrentes).

As inclinações de camadas também são de maior mergulho nesta porção da estrutura, ou seja, em termos de caracterização local, são encontrados mergulhos de camadas de até 20° para SW associadas às falhas.

Ao longo dos perfis são observadas feições de *horsts* e *grabens* com inclinações dos estratos na porção interna da estrutura.

Grande número de rochas básicas está associado às falhas normais que configuram o arranjo principal, com orientação NW-SE. Para estas falhas foi possível caracterizar uma tectônica distensiva com esforços trativos NE-SW. Este quadro é o mesmo apresentado pelas falhas normais NW-SE formadoras da Estrutura de Pitanga.

As falhas normais NE-SW apontam para uma tectônica distensiva (σ_1 vertical) NW-SE. A ocorrência de pacotes sedimentares cenozóicos, posicionados lateralmente às grandes falhas normais NW-SE desta região, constitui uma evidência da reativação dessas discontinuidades, sugerindo que estas estão associadas à tectônica de instalação destes depósitos, ou seja, estas falhas estiveram ativas durante a acumulação destas coberturas sedimentares.

Para as falhas deformadoras das coberturas cenozóicas foram reconhecidas falhas normais e transcorrentes com predomínio principal de movimentação sinistral, associadas à reativação de antigas zonas de falhas.

Este arranjo está associado a uma tectônica de caráter transcorrente, que apresenta controle nas formas de relevo atual, atestada pela presença de um conjunto de feições morfotectônicas do tipo capturas

de drenagem, curvas anômalas, formação de cachoeiras, boçorocas, cabeceiras suspensas e escarpas.

- **Estrutura de Jibóia:** formada por conjunto de falhas normais de orientação NW-SE, subverticais. A sua borda SW é marcada pela continuidade da falha do Monte Branco, principal falha desta estrutura, e do Alto do Pau d' Alho. Aqui são encontradas inclinações de camadas de até 15° para SW e inclinações em torno de 5° no interior da estrutura.

A estrutura em forma de *graben*, considerada como parte da Estrutura de Jibóia, é formada por duas falhas normais que a limitam a SW e a NE. Tanto na borda NE como na SW são encontradas inclinações de camadas que chegam até a 75° mergulhando para SW e NE. No interior da estrutura também são encontrados mergulhos altos.

O quadro apresentado para as falhas normais, considerando as preenchidas por rochas básicas de orientação preferencial NW-SE, permite definir o eixo principal do elipsóide de tensões, vertical, caracterizando uma tectônica distensiva com esforços trativos NE-SW que configuram o arranjo principal da estrutura de Jibóia. Este quadro é o mesmo apresentado pelas falhas normais NW-SE formadoras da Estrutura de Pitanga e Pau d' Alho.

As falhas normais, inversas e transcorrentes com predomínio principal de movimentação sinistral são reconhecidas como o conjunto de falhas deformadoras das coberturas cenozóicas.

Este conjunto aponta para uma tectônica compressiva NW-SE com σ_2 vertical para as falhas transcorrentes. Esta atividade transcorrente é evidenciada no rearranjo da drenagem, atestada pelas anomalias do tipo capturas, curvas anômalas, assimetria, longos trechos retilíneos acompanhando linhas de falhas associadas à escarpa.

No geral, a região durante o Permo-Carbonífero esteve sujeita a uma tectônica distensiva próxima a E-W que formou as falhas normais NW-SE, associadas à própria formação da bacia. Sendo assim, as falhas normais preenchidas por rochas básicas encontradas na área estudada, são

anteriores ao magmatismo Serra Geral, ou seja, indícios da formação das estruturas de Pitanga, Pau d' Alho e Jibóia são reconhecidas nas falhas com movimentação vertical durante o magmatismo Serra Geral. Este quadro é o principal reconhecido para a área estudada, devendo ser entendido como o evento principal formador dos altos estruturais, dada a forte associação com os diques de rochas básicas.

Durante o Terciário Inferior (Eoceno Superior-Oligoceno), a região esteve sujeita a um regime distensivo de direção NW-SE e provavelmente e de acordo com a literatura, a partir do Mioceno o regime de tensões passou a ser transcorrente (Neógeno-Quaternário) com orientação do σ_1 NW-SE e σ_3 NE-SW. Provavelmente, estas movimentações sofreram influências da reativação de grandes feições regionais como as falhas de Itu, Pirai, do Cururu e da Cachoeira, como já abordado por PIRES NETO (1997) para a região de Campinas e adjacências e NEVES (1999) para a região de Jundiaí. A indicação da reativação destas estruturas atesta a definição de tectônica ressurgente (HASUI 1990).

A tectônica do final do Mesozóico-Cenozóico participou ativamente da configuração das formas de relevo na região, promovendo mudanças na paisagem como no desenvolvimento de escarpas e no rearranjo da drenagem.

Sendo assim, para o quadro morfotectônico da região é apresentado o regime distensivo (NW-SE) que gerou as falhas normais de direção NE-SW, que promoveram a implantação da Bacia de Rio Claro e o regime transcorrente que condicionou o rearranjo do relevo através de falhas que deformaram os depósitos cenozóicos e também provocou o rearranjo da drenagem. Vinculadas a este regime transcorrente de binário dextral E-W, associam-se falhas normais NW-SE (transtensão).

A reativação associada à tectônica transcorrente foi responsável pela atual reorganização da rede de drenagem que pode ser evidenciada através de anomalias como capturas, assimetrias de canais, inflexões, etc.

10. CONCLUSÕES

O quadro estrutural da área de estudo é desenhado pela distribuição das unidades litoestratigráficas na forma de blocos soerguidos, abatidos, controlados por falhas, fazendo com que as unidades mais jovens aflorem ao lado das unidades mais antigas. Estas unidades litoestratigráficas são representadas pelas rochas do Grupo Itararé, formações Tatuí, Irati, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Itaqueri que compõem o preenchimento sedimentar e vulcânico da Bacia do Paraná, onde foram depositados os sedimentos da Formação Rio Claro e coberturas neocenozóicas, além dos depósitos aluvionais.

No geral, pode-se dizer que a característica de blocos inclinados associados às falhas e mesmo de blocos internos abatidos é comum a todas as estruturas. Estas falhas apresentam arranjo de falhas normais de *trend* preferencial NW- SE, formando conjunto de planos paralelos/subparalelos que promovem a formação de altos e baixos estruturais.

A configuração morfoestrutural da área é fortemente condicionada pelo arranjo de lineamentos orientados a NW, E-W e NE, relacionados às zonas de falhas normais. Os feixes de falhas NW-SE são caracterizados por blocos basculados para NE e SW e condicionam a geometria dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d' Alho e Jibóia. Os feixes E-W controlam os principais desnivelamentos altimétricos do relevo, bem como as principais frentes de dissecação, e no caso do Rio Piracicaba que apresenta curvas anômalas evidenciando que provavelmente este deslocou seu curso e se instalou nesta direção.

O quadro morfotectônico da área é resultado da atuação de um regime distensivo, que promoveu a geração de falhas normais NE-SW, provavelmente responsável pela formação do ambiente de sedimentação da Formação Rio Claro, associado à fragmentação do Gondwana e também de um regime transcorrente, que condicionou o rearranjo da drenagem e do

relevo por meio de falhas que deformaram os sedimentos neocenozóicos, associadas ao regime neotectônico intraplaca.

Ambos os regimes reativaram descontinuidades pré-existentes e esta movimentação deu-se preferencialmente através da reativação de grandes traços, provavelmente herdados de zonas de falhas do embasamento (falhas de Itu, Itajaí, Cururu e Cachoeira) evidenciando seu caráter ressurgente.

A atividade tectônica mais nova mostra evidências de regime transpressivo com orientação de σ_1 NW/subhorizontal e σ_3 NE/subhorizontal, evidenciado pelas deformações dos sedimentos neocenozóicos, através de falhas normais, inversas e transcorrentes e na observação de pequenas feições geomorfológicas indicativas de soerguimentos e basculamentos, que promoveram o rearranjo da drenagem.

As anomalias observadas são do tipo capturas, deflexões de rios, assimetria de canais e ainda a presença de feições morfotectônicas do tipo escarpas, vales suspensos, meandros abandonados, facetas trapezoidais e boçoroca que promoveram o reafeiçoamento da paisagem. Estas feições geomorfológicas concentram-se ao longo e nas proximidades das falhas NW-SE que formam os altos estruturais, indicando a reativação destas estruturas.

No geral esta atividade tectônica é compatível com o modelo evolutivo da região sudeste do Brasil para os últimos 15 Ma., conforme proposto por HASUI *et al.* (1999), relacionado à rotação da Placa Sul-americana para Oeste.

11. REFERÊNCIAS

ABOARRAGE, M.; LOPES, R. C. Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica: relatório final. DNPM/CPRM, 1986. S. 2 /Anexos Folha Piracicaba – SF.23-Y-A-IV.

ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos Geológicos do relevo paulista. Bol. IGG, São Paulo, n. 41, 169-263p., 1964

ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. Atas... São Paulo: SBG, 1981. v.1, p. 1-20.

ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Boletim. Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM, São Paulo, n. 143, 96 p., 1953.

ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. In: MAPA Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:50.000. São Paulo, IPT, v.1, p. 46-81, 1981. (IPT monografias).

ANDRADE, S. M.; SOARES, P. C. Geologia de semi-detelhe do centro leste do Estado de São Paulo. Ponta Grossa: PETROBRÁS, 1970. (Relatório DESUL, n. 400).

ANDRADE, S. M.; SOARES P. C. Geologia do Centro Leste do Estado de São Paulo. Ponta Grossa : PETROBRÁS, 1971. (Relatório DESUL, n. 407).

ANGELIER, J.; MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droit. Bulletin Societé Géologique de France, n. 19, p. 1309-1318, 1977.

ARAÚJO-BARBERENA, D. C. Uma interpretação sobre o conhecimento paleoecológico e bioestratigráfico da Formação Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: SBG, 1993. p.64.

ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bulletin Societé Géologique de France, n. 11, p. 729-737, 1969.

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

ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. A.; PERINOTTO, J. A. J. O trato deposicional Tatuí e a transgressão Taquaral no Centro-Leste do Estado

de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, Águas de São Pedro. Boletim... Águas de São Pedro: SBG, 1999. p. 53.

BARBOSA, O.; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí. Boletim Divisão Geologia e Mineralogia/DNPM, Rio de Janeiro, n. 171, 40p., 1958.

BARCELOS, J. H. et al. A Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. Atas... São Paulo: SBG, 1983. v. 1, p. 245-252.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Bol. Paran. Geogr., Curitiba, n. 16/17, p. 153-196, 1965.

BISTRICHI, C. A. Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista. 2001. 160 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

BJÖRNBERG, A. J. S.; LANDIM, P. M. B. Contribuição ao estudo da Formação Rio Claro (neocenozóico). Boletim Sociedade Brasileira Geologia, São Paulo, v.15, n. 4, p.43-67, 1966.

BJÖRNBERG, A. J. S.; GANDOLFI, N. Falhas recentes na região de São Carlos, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v. 6, p. 241-243.

BÓRIO, V. J. Geologia da área de São Pedro, SP. 1973. 125 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

BRANDT NETO, M et al. Sedimentos da Serra de Itaqueri. In: A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES. SÃO PAULO: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. P. 63-80.

BRIGHETTI, J. M. P. Faciologia dos sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro (SP). 1994. 124f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CAETANO-CHANG, M. R. A Formação Pirambóia no Centro-Leste de São Paulo. 1997. 196f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CAETANO-CHANG, M. R. Estado d'arte dos conhecimentos sedimentológicos/estratigráficos das formações Pirambóia e Botucatu no

estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO CRONOESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: SBG, 1993. p. 84-85.

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

CARNEIRO, C. DAL RÉ. Projeção estereográfica para análise de Estruturas. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas; Campinas. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Rio de Janeiro, CPRM, 1996. (Publicação IPT n. 2377).

CASTRO, J. C. Eventos, ritmos e ciclos do Membro Assistência (Formação Irati) na margem leste da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: IG-UNESP, 1993. p. 75-76.

CASTRO, J. C. Estratigrafia de Seqüências das formações Campo Mourão (parte superior) e Taciba, Grupo Itararé, e do Membro Triunfo, Formação Rio Bonito, no Leste da Bacia do Paraná. 1999. 64 f. Tese (Livre Docência) Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

CASTRO, P. R. M. Contribuição ao Estudo da Estrutura do Pau d' alho (Piracicaba, SP). 1973. 87 f. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Engenharia de Limeira, Universidade, Campinas.

COIMBRA, A. M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. O alinhamento estrutural do Tietê. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1981, São Paulo. Atas... São Paulo: SBG, 1981. p. 145-152.

CORDANI, U. G. et al. Estudo preliminar de integração do Pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRÁS, 1984. (Relatório Ciências, Técnica, Petróleo, n. 15).

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

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., 1970, Brasília. Anais... Brasília: SBG, 1970. p. 355-412.

EBERT, H. D.; BORGES, M. S.; LINDENBECK, C.; ULMER, H.; LAVORANTE, L. P. Sobreposição de dados fisiográficos e geológicos em modelos digitais de terreno (MDT) utilizando Geo3view: procedimentos e aplicações morfoestruturais”. GEOCIÊNCIAS, São Paulo, n 17, v.2, 1999.

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

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

FERREIRA *et al.* Contribuição ao Estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3., 1981, Curitiba. Atas.... Curitiba: PAULIPETRO, 1981. p. 19. consórcio CESP/IPT.

FERREIRA, M. F. M. Geomorfologia e Análise Morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí – Pouso alegre (MG). 2001. 279 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

FRANZINELLI, E. Estratigrafia e ambiente de sedimentação do Arenito Pirambóia (Estado de São Paulo). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1973, Aracaju. Anais... Aracaju: SBG, 1973. v.1.

FULFARO, V. J. A evolução tectônica e paleogeografia da Bacia Sedimentar do Paraná pelo “*trend surface analysis*”. Geologia, São Carlos, n. 14, 112 p, 1971.

FULFARO, V. J. O Cenozóico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., 1979, Rio Claro. Atas... São Paulo: SBG-Núcleo de São Paulo, 1979. v. 1, p.231-241.

FULFARO, V. J., LANDIM, P. M. B., ELLERT, N. A tectônica das Serras de Santana e São Pedro (Serra Geral). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21., 1967, Curitiba. Anais... Curitiba: SBG/PR, 1967. p. 198-205.

FULFARO, V. J., SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neo-cenozóico) e seu ambiente de deposição. Boletim. Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, n. 20, p.45-60, 1968.

FULFARO, V. J.; GAMA JR, E.; SOARES, P. C. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. São Paulo: PAULIPETRO, 1980. (Consórcio IPT/CESP – Relatório 008/80).

FULFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R. B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 12, n.4, p. 590-610, 1982.

FULFARO, V. J.; STEVAUX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; BARCELOS, J. H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, 1984. v.2, p. 711-724.

FULFARO V. J., BARCELOS, J. H. Movimentação vertical e a evolução da Depressão Periférica e a Escarpa da Serra Geral em São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, Boletim ... Rio de Janeiro, SBG, 1989. P. 109-110.

GASPAR JR., L. A. Estudo Mineralógico, Químico e Textural das Rochas Sedimentares da Formação Corumbataí (Jazida Peruchi) e suas implicações como matéria prima para cerâmica vermelha. 1998. 152 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

GIANNINI, P. C. F.; FERNANDES, L. A.; DONATTI, L. M.; SAWAKUCHI, A. MORI, E. K.; COIMBRA, A. M. 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... Águas de São Pedro: SBG, 1999. p. 71.

GIMENEZ N. L. B. Estudo Petrológico dos Arenitos da Formação Tatuí no Estado de São Paulo. São Paulo. 1996. 140 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

GONTIJO, A. H. F. Morfotectônica do Médio Vale do Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 1999. 259 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

HACHIRO, J. Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo. 1991. 175 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

HACHIRO, J. O Subgrupo Irati (neopermiano) da Bacia do Paraná. 1996. 196 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A. M.; MATOS, S. L. F. O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. Boletim... Rio Claro: IGCE/UNESP, 1993. p. 62-63.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Boletim. Sociedade Brasileira Geologia. Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, n. 11, p. 1-31, 1990.

HASUI, Y. *et al.* Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 1989. (Relatório Técnico nº 27394).

HASUI, Y. *et al.* Aspectos fundamentais na formação de boçorocas na região de São Pedro (SP). GEOCIÊNCIAS, São Paulo, v.14, n. 2. p. 59-76, 1995.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. Anais... Belém: SBG, 1996. v.1, p.20.

HASUI, Y., *et al.* Mapa Neotectônico do Estado de São Paulo: Quadro Preliminar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro. Boletim...São Pedro: SBG/UNESP, 1999. 98p.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., v. 51, p. 2246-59, 1967.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. Divisão de Minas e Geologia Aplicada. Mapa Geológico do Estado de São Paulo. São Paulo: 1981. Esc. 1:500.000. 2v. (Série monografias, 6).

JAIN, V. E. Geotectônica General. Moscou: MIR, 1980, p.357

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

LANDIM, P. M. B. O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). 1967 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Faculdade de Filosofia de Ciências e Letras, Rio Claro.

LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C.; GAMA JR., E. Estratigrafia do nordeste da Bacia do Rio Paraná. Rio Claro: IPT/UNESP, 1980. 45p. (Curso de Especialização).

MELO, M. S. A Formação Rio Claro e depósitos associados - sedimentação neocenozóica na depressão periférica paulista. 1995. 144 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MELO, M. S.; PONÇANO, W. L. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo: IPT, 1983. 140 p. (IPT, publicação relatório, 16 869).

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 69-82. 1994.

MOCHIZUKI, A. H. Arquitetura estratigráfica e reservatórios do Grupo Guatá (Eopermiano) na margem aflorante Leste de São Paulo. 2001. 42 f. (Trabalho de Graduação) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista.

MORAIS REGO, L. F. A. A Geologia do Petróleo no Estado de São Paulo. Boletim Serviço Geologia, Rio de Janeiro, n 46, 110p. 1930.

MORALES, N.; PERINOTTO, J. A. J.; D' AFFONSECA, F. M. Evidências de tectônica distensiva sindeposicional à Formação Tatuí na região de Limeira-SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Itatiaia. Atas... Itatiaia: SBG, 1997. p. 60-61.

NARDY, A. J. R. *et al.* Aspectos geológicos e estratigráficos das rochas vulcânicas ácidas do Membro Chapecó. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1999, São Pedro. Resumos... São Pedro: SBG, 1999. p. 68.

NEVES, M. A. Evolução Cenozóica da Região de Jundiá (SP). 1999. 135 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

NORTHLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MUHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim. PETROBRÁS, n. 12, v. 3, p. 291-346, 1969.

OPPENHEIM, V. & MALAMPHY, M. C. Notas sobre a Tectônica da área de São Pedro -Xarqueada. Avulso, Serv. Fomento Prod. Min., Min. Agric. N. 7, 12p. 1936. Rio de Janeiro.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. Geological Society of american Bulletin. V. 96. P. 504-515. 1985.

PENTEADO, M. M. Implicações tectônicas na gênese das cuevas da Bacia de Rio Claro (SP). Notícia Geomorfológica Campinas, v.8, n. 15, p. 19-41. 1968.

PENTEADO, M. M. Geomorfologia do Setor Centro-Occidental da Depressão Periférica Paulista. 1976. 86 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1976. (Série Teses e Monografias, n. 22).

PERINOTTO, J. A. J. Análise estratigráfica da seqüência portadora de carvão na região de Cerquilha (SP). 1987. Folhas. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PERINOTTO, J. A. J. Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil. 1992. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PIRES, F. A. Análise Paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo. 2001. 113f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PIRES NETO, A. G. Estudo Morfotectônico das Bacias hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari, Jundiá e áreas adjacentes no Planalto atlântico e Depressão Periférica. 1996. 70 f. (Projeto Pós-Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

PONÇANO, W. L. *et al.* Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. 1:500.000. São Paulo: IPT. V.1, p. 82-98. (1981).

PONÇANO, W. L. *et al.* A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1982. p. 1339-1350.

RICCOMINI, C. O Rift Continental do sudeste do Brasil. São Paulo: USP, 1989. 256 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICCOMINI, C. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e área vizinhas. 1995. 100 f. (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICCOMINI, C.; MANCINI, F.; HASEBE, F. K.; RIDENTE JR.; J. L., SANTA'ANNA, L. G.; FAMBRINI, G. L. Evidências de neotectonismo no vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, 1991, Atas... São Paulo: SBG, 1991a. p.27-28.

RICCOMINI, C.; VASSILIOU, A. P. Geologia da porção ocidental do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná - SP. In: SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 1., 1993, São Paulo. Resumos... São Paulo: USP/CNPq, 1993. p. 8.

ROHN, R.; LAVINA, E. L. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., 1993, Rio Claro. Resumos... Rio Claro: UNESP, 1993. p. 83.

ROSTIROLA, S. R.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A. et al. Origem e Evolução Tectônica do Domo de Quatiguá, Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lencóis (BA). Anais... Lencóis: SBG/ Núcleo Bahia-Sergipe, 1999. 81-83p.

ROSTIROLA, S. R.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A. ARTUR. P. C. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. Revista Brasileira de Geociências. 2000, v. 30, n. 4, p. 639-648.

SAAD, A. R. Estratigrafia do Sub-grupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. 1977. 107 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SAADI. A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. Genomos. 1993, v.1, n. 1, p 1-15.

SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e o planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. 1999. 134 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v.1, p. 41-65.

SCHUM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. Active Tectonic. Studies in geophysics. National academy Press, 1986. P. 80-94.

SEPE, P. M. Comportamento do aquífero Itararé no município de Piracicaba e áreas vizinhas. 1990. 182 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

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

SOARES, P. C. Arenito Botucatu e Pirambóia no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., 1972, Belém. Resumos... Belém: SBG, 1972.

SOARES, P. C. O Mesozóico Gonduânico no Estado de São Paulo. 1973. 152 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Rio Claro.

SOARES, P. C. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA , 28., 1974, Porto Alegre. Anais... Porto Alegre: SBG, 1974. v.4, p.107-121.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Depósitos Cenozóicos na Região Centro-Sul do Brasil. Notícia Geomorfológica, Campinas, n. 16, p. 17-39, 1976.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. Notícia geomorfológica, Campinas, n. 16, p. 71-104, 1976.

SOARES, P. C. et al. Lineamentos em imagens de LANDSAT e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2., 1982, Brasília. Atas... Brasília: CNPq/INPE, 1982.

SOUSA, M. O. L. Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga – SP. 1997. 116 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

SOUZA FILHO, E. E. Tectônica da região de Rio Claro e Piracicaba – Domo de Pitanga. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983. São Paulo. Boletim... São Paulo:SBG, 1983. P. 191-196.

STEVAUX, J. C.; SOUZA FILHO, E. E.; FULFARO, V. J. Trato deposicional da Formação Tatuí (P) na área aflorante do NE da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. Anais... Goiânia: SBG, 1986. v.1., p. 219-229.

STEVAUX, J. C. O rio Paraná: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR). 214 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics Continental deformation. Oxford: Pergamon Press, 1994. p. 370-409.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic geomorphology. Macroscale perspective. Progress Physical Geography, New York, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landforms development. Progress in Physical Geography, New York, v. 12, p. 384-397, 1987.

SUMMERFIELD, M. A. Global geomorphology: in introduction to the study of landforms. New York: Logman, 1991. p. 537.

ZAINE, J. E. Geologia da Formação Rio Claro na Folha de Rio Claro (SP). 1994. 90 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

ZALÁN, P.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. P. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. Atas ... Curitiba: SBG, 1987. 441p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. (Coord.). Origem e evolução de bacias sedimentares. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1990. p. 135-168.